
МИНЕРАЛЫ И ПАРАГЕНЕЗИСЫ

U-Pb ВОЗРАСТ ДЖЕЛТУЛИНСКОГО ЩЕЛОЧНОГО МАССИВА (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ) ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА И БАДДЕЛЕИТА

© 2021 г. В. Е. Гузев^{1,2,*}, А. В. Терехов^{1,**}, А. В. Молчанов¹, д. чл. С. Г. Скублов^{3,2,***},
Д. С. Ашихмин¹, Д. С. Козлов¹

¹Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Средний проспект В.О., 74, Санкт-Петербург, 199106 Россия

²Санкт-Петербургский горный университет, 21 линия, 2, Санкт-Петербург, 199106 Россия

³Институт геологии и геохронологии докембрия РАН,
наб. Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034 Россия

*e-mail: vladislav_guzev@vsegei.ru

**e-mail: terekhov1985@gmail.com

***e-mail: skublov@yandex.ru

Поступила в редакцию 24.03.2021 г.

После доработки 28.04.2021 г.

Принята к публикации 22.06.2021 г.

В работе представлены результаты комплексного геохимического и изотопно-геохимического (SHRIMP-II, SIMS) исследования пород Джелтулинского массива, расположенного в малоизученном Тыркандинском рудном районе. Массив в пределах рудного района является самым крупным по масштабам выхода на поверхность и представляет собой кольцевой плутон, сложенный ультракалиевыми породами сиенитового ряда и их экструзивными аналогами. Формирование массива по результатам U-Pb изотопного датирования циркона и бадделеита произошло в интервале 124–115 млн лет.

Ключевые слова: Джелтулинский массив, сиениты, U-Pb возраст, циркон, бадделит, REE

DOI: 10.31857/S0869605521040043

Алданский щит – наиболее крупный выступ фундамента Сибирской платформы, в пределах которого выделяются 9 золоторудных районов, одним из которых является рассматриваемый Тыркандинский (Парфенов, Кузьмин, 2001; Молчанов и др., 2017). В его пределах расположен Джелтулинский массив, который для района является самой крупной по масштабам выхода на поверхность и разнообразию магматических пород интрузией и поэтому выступает крайне важным объектом для петрологических, изотопно-геохимических и металлогенических исследований (Билибин, 1958; Молчанов и др., 2017; Прокопьев и др., 2018; Doroshkevich et al., 2020). Описание Джелтулинского массива впервые провел Ю.А. Билибин в 20-х гг. прошлого столетия, позже его изучением занималось множество исследователей. Установлено, что интрузия и прилегающая к нему территория является перспективной для обнаружения коренных месторождений золота, что на порядок повышает интерес к изучению данного объекта (Прокопьев и др., 2018; Doroshkevich et al., 2020). Детальное геологическое строение и петролого-геохимические особенности пород Джелтулинского массива охарактеризованы в ряде публикаций (Кравченко и др., 2014; Прокопьев и др., 2018; Doroshkevich et al.,

2020). Вместе с тем, вопросы петрологии и возраста интрузии требуют дополнительного уточнения. Ранее проведенные изотопно-геохронологические исследования Желтулинского массива, выполненные Ar-Ar и Rb-Sr методами, определили возраст пород как 121–115 и 138–109 млн лет соответственно (Кравченко и др., 2014; Прокопьев и др., 2018), что не позволило однозначно оценить возраст формирования массива.

В статье приведены новые данные по U-Pb возрасту и редкоэлементному составу циркона и бадделеита из основных разновидностей пород массива, проведено их сравнение с полученными ранее Ar-Ar и Rb-Sr датировками, а также представлены результаты петрогеохимического исследования пород. Полученные результаты позволяют более обоснованно подойти к решению вопроса о возрасте формирования Желтулинского массива и вносят вклад в понимание эволюции магматических процессов в пределах Тыркандинского рудного района.

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА

Тыркандинский рудный район является частью одноименной Тыркандинской зоны тектонического меланжа, которая отделяет Восточно-Алданский супертеррейн от Центрально-Алданского. Формирование крупнейшего тектонического шва восточной части Алданского щита по данным датирования циркона соответствует временно-му интервалу 1953–1919 млн лет (Сальникова и др., 2006). В строении Тыркандинской зоны участвуют тектонические пластины, образованные различными ассоциациями парагенейсов и автономными анортозитами. Пластины [Илжекская – около 2.4 млрд лет, Холболохская – 2.35–2.2 млрд лет, Кюриканская (PR₁?)] ограничены узкими зонами бластомилонитов, которые насыщены телами гранитов (Парфенов, Кузьмин, 2001). Приуроченность района к узлу пересечения региональных разломов определяет интенсивную разрывную тектонику и мощный ультракалиевый мезозойский магматизм, с которым парагенетически связано оруденение золота и ряд других полезных ископаемых (Ветлужских и др., 2002; Казанский, 2004; Максимов и др., 2010). Одним из типичных представителей магматизма мезозойского возраста в пределах Тыркандинского

Рис. 1. Схемы геологического строения района исследований (А) и Желтулинского массива (Б) (Парфенов, Кузьмин, 2001; Кравченко и др., 2014; Прокопьев и др., 2018; Doroshkevich et al., 2020; с дополнениями авторов).

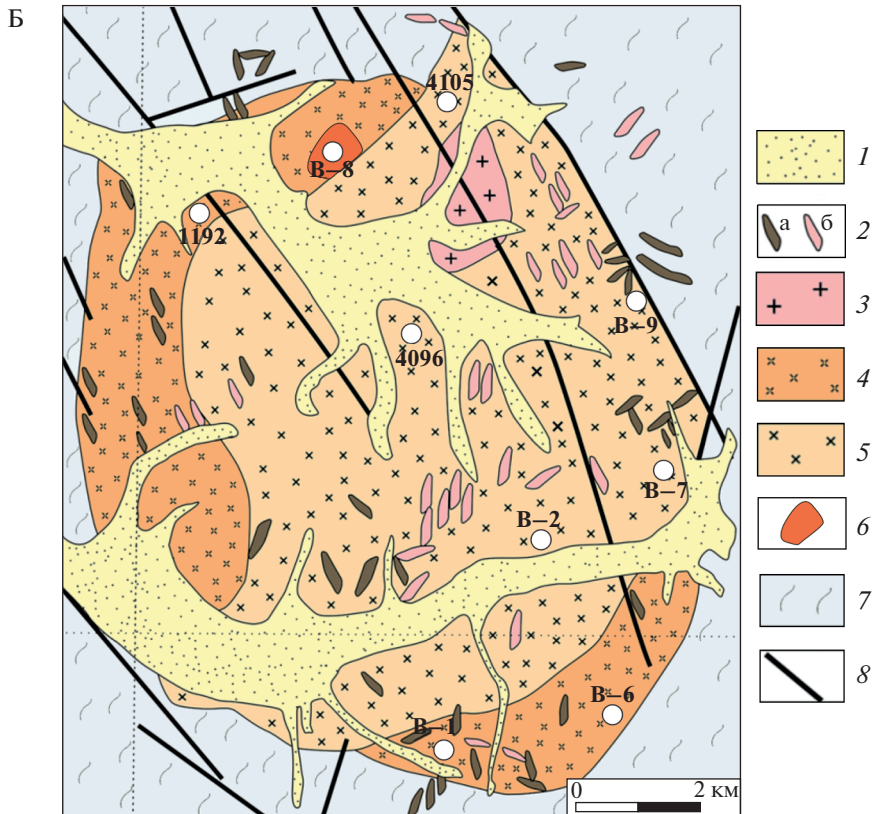
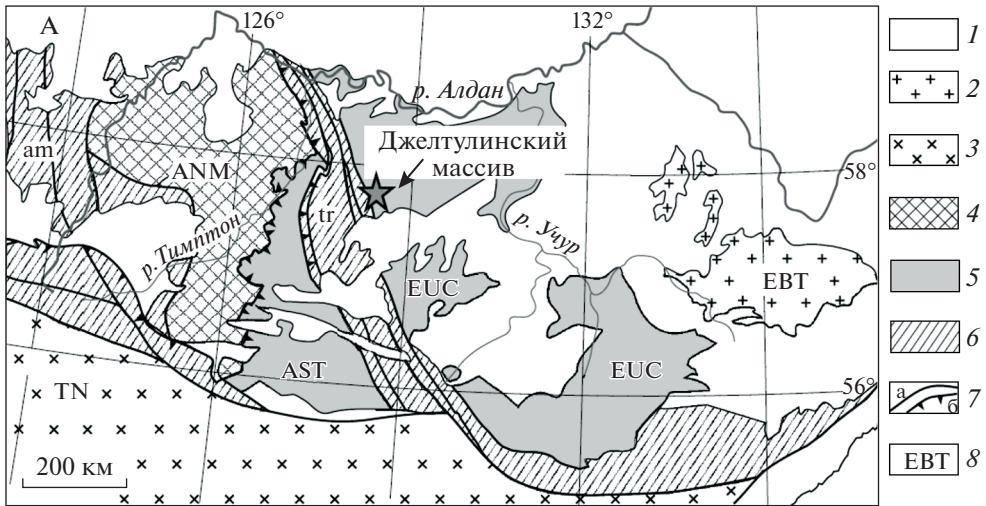
А: 1 – чехол Сибирской платформы; 2–5 – комплексы: 2 – гранит-зеленокаменные, 3 – тоналит-трондjemит-гнейсовые, 4 – гранулит-ортогнейсовые, 5 – гранулит-парагенейсовые; 6 – зоны тектонического меланжа: am – Амгинская, tr – Тыркандинская; 7 – разломы (а), в том числе надвиги (б); 8 – террейны: EBT – Батомгский, TN – Тындинский, ANM – Нимнырский, AST – Сутамский, EUC – Учурский.

Б: 1 – аллювиальные отложения; 2 – дайки сиенит-порфиров (а), дайки граносиенитов (б); 3 – трахиты; 4 – граносиениты и кварцевые сиениты; 5 – меланократовые сиениты, порфировидные сиениты, монзониты; 6 – лейкократовые сиениты и порфировидные сиениты; 7 – плагиогнейсы, плагиосланцы и кристаллосланцы; 8 – разрывные нарушения. Белыми кружками с номерами показаны места отбора образцов.

Fig. 1. Schemes of geological structure of the studied area (A) and the Dzheltulinsky massif (B) (modified after Parfenov, Kuzmin, 2001; Kravchenko et al., 2014; Doroshkevich et al., 2020).

A: 1 – sedimentary cover of Siberian platform; 2–5 – complexes: 2 – granite-greenstone, 3 – tonalite-trondhjemite gneiss, 4 – granulite-orthogneiss, 5 – granulite-paragneiss; 6 – tectonic melange zones: am – Amginskaya, tr – Tyrkandinskaya; 7 – faults (a), including thrust faults (b); 8 – terranes: EBT – Batomgsky, TN – Tyndinsky, ANM – Nimnyrsky, AST – Sutamsky, EUC – Uchursky.

B: 1 – quaternary deposits; 2 – dikes of syenite-porphyr (a) and granosyenite (b); 3 – trachytes; 4 – granosyenite and quartz syenite; 5 – melanocratic and porphyritic syenites, monzonites; 6 – leucocratic and porphyritic syenites; 7 – plagiogneisses, plagiосchists and crystalline schists; 8 – faults. White circles, points of sampling.



рудного района является Джелтулинский массив, расположенный приблизительно в 180 км юго-восточнее г. Алдан в верховьях рр. Унга-Дьолтулаах и Хангас (притоки р. Алдан). Массив представляет собой кольцевой плутон, сложенный ультракалиевыми породами сиенитового ряда и их экструзивными аналогами. На современном эрозионном срезе массив имеет овальную форму (рис. 1), несколько вытянутую в северо-западном направлении на 12 км при ширине 10 км (Прокопьев и др., 2018).

Интрузия прорывает комплекс метаморфических пород джелтулинской толщи, характеризующийся чередованием гиперстен-плагиоклазовых, амфибол-плагиоклазовых, диопсид-плагиоклазовых кристаллических сланцев и гранат-биотитовых, гиперстен-амфиболовых плагиогнейсов (Парфенов, Кузьмин, 2001). Интрузия обладает концентрически-зональным строением – ее центральная часть сложена лейкократовыми сиенитами, в том числе порфиroidными; краевые зоны – меланократовыми сиенитами, в том числе порфиroidными, и монцонитами (Прокопьев и др., 2018). Отсутствие “резких” контактов между основными разновидностями пород свидетельствует о сближенном времени их образования. Породы массива прорваны телами кварцевых сиенитов, граносиенитов, а также дайками сиенит-порфиroidов и граносиенитов. Одними из самых поздних образований являются трахиты, механизм формирования которых и характер контактов интрузивных тел требуют дальнейших исследований (Прокопьев и др., 2018). Дайки образуют тела северного и северо-восточного простирания протяженностью до нескольких сотен метров при мощности 1–2 м, приуроченные к разломным зонам массива. В породах Джелтулинского массива зафиксировано проявление гидротермально-метасоматических процессов с возникновением Qz–Chl–Py и Py–Qz–Pl образований, развитием альбитизации, эгиринизации и цеолитизации (Молчанов и др., 2017; Прокопьев и др., 2018; Doroshkevich et al., 2020). С Qz–Chl–Py метасоматитами связана золоторудная минерализация, локализованная в линейных разломных зонах северо-западного простирания (Прокопьев и др., 2018).

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЙ

Химический состав образцов на петрогенные элементы определен рентгеноспектральным флуоресцентным методом (XRF) на приборе ARL-9800 в ЦАЛ ВСЕГЕИ, микроэлементов – масс-спектрометрией с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в ЦАЛ ВСЕГЕИ на приборе ELAN-6100 DRC (табл. 1).

Возраст циркона и бадделита определялся локальным U-Pb методом в ЦИИ ВСЕГЕИ на ионном микрозонде высокого разрешения SHRIMP-II по стандартной методике (Williams, 1998). Погрешности для индивидуальных точек (изотопные отношения и значения возраста, табл. 2, 3) приведены на уровне 1σ; эллипсы ошибок и значения конкордантного возраста на рис. 5, 6 и в тексте приведены для уровня 2σ. Для выбора точек анализа использовались изображения зерен минерала в проходящем свете, в режиме катодolumинесценции (CL) и в обратно-отраженных электронах (BSE). Содержание редкоземельных и редких элементов в цирконе и бадделите определялось на ионном микрозонде Cameca ISM-4f в ЯФ ФТИАН (г. Ярославль) по опубликованным методикам (Hinton, Upton, 1991; Федотова и др., 2008). Оценка температуры кристаллизации циркона выполнена с помощью “Ti-в цирконе” геотермометра (Watson et al., 2006).

ПЕТРОГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ПОРОД

Породы, из которых был выделен циркон для последующего датирования, характеризуются высоким содержанием калия (K_2O 4.98–6.85 мас. %) при вариациях содержания кремнезема в диапазоне 58.7–63.7 мас. %. Наблюдается преобладание калия

Таблица 1. Данные U-Pb датирования пород Желтулинского массива по циркону
 Table 1. U-Pb zircon dating of rocks of the Dzhetulinsky massif

Точка измерения	206Pb _c %	Содержание, ppm			232Th / 238U	206Pb/238U возраст, млн лет	Изотопные отношения						Rho ± %			
		U	Th	206Pb*			± %	238U / 206Pb*	± %	207Pb* / 206Pb*	± %	207Pb* / 235U		± %	206Pb* / 238U	± %
1.1	1.02	366	615	5.84	1.74	118	±1	54	1.0	0.0426	8.0	0.108	8.1	0.01841	1.0	0.12
2.1	1.24	302	409	4.82	1.40	118	±2	54	1.7	0.0397	10	0.101	10	0.01836	1.7	0.16
3.1	1.59	230	327	3.68	1.47	119	±1	54	1.2	0.0343	17	0.087	17	0.01833	1.2	0.07
4.1	0.81	397	824	6.36	2.15	119	±1	54	0.8	0.0426	7.3	0.109	7.3	0.01849	0.8	0.11
5.1	0.23	487	901	7.72	1.91	118	±1	54	0.7	0.0449	5.1	0.114	5.2	0.01842	0.7	0.14
6.1	1.77	341	912	5.53	2.77	121	±1	54	1.1	0.0342	14	0.087	14	0.01855	1.1	0.08
7.1	0.98	207	298	3.31	1.49	118	±1	54	1.4	0.0440	15	0.112	15	0.01845	1.4	0.09
8.1	—	193	263	3.09	1.41	119	±1	53	1.1	0.0495	5.3	0.128	5.4	0.01869	1.1	0.20
9.1	1.19	222	315	3.51	1.46	118	±1	55	1.1	0.0368	12	0.092	12	0.01820	1.1	0.09
10.1	1.62	401	1087	6.40	2.80	119	±1	55	0.8	0.0362	11	0.091	11	0.01829	0.8	0.07
11.1	2.44	73.0	83.0	1.17	1.17	120	±2	55	2.6	0.0270	55	0.069	55	0.01828	2.6	0.05
12.1	1.51	410	697	6.59	1.76	120	±1	54	0.9	0.0349	12	0.089	12	0.01843	0.9	0.07
Обр. 1192																
1.1	0.14	672	716	10.5	1.10	116	±2	55	1.8	0.0469	2.9	0.117	3.5	0.01817	1.8	0.53
2.1	0.24	412	519	6.39	1.30	115	±2	55	1.9	0.0448	4.2	0.111	4.6	0.01802	1.9	0.41
3.1	0.13	752	690	11.8	0.95	116	±2	55	1.8	0.0490	2.7	0.123	3.3	0.01817	1.8	0.56
4.1	0.24	834	1319	12.9	1.63	115	±2	55	1.8	0.0482	3.3	0.120	3.7	0.01802	1.8	0.49
5.1	0.93	425	430	6.55	1.04	114	±2	56	1.9	0.0476	8.7	0.117	8.9	0.01777	1.9	0.22
6.1	0.17	1098	2237	17.2	2.10	116	±2	55	1.7	0.0464	2.7	0.116	3.2	0.01816	1.7	0.55
7.1	0.27	384	466	5.79	1.25	112	±2	57	1.9	0.0485	4.6	0.117	4.9	0.01751	1.9	0.38
8.1	9.75	493	690	8.57	1.45	116	±3	55	2.4	0.0400	31	0.100	32	0.01824	2.4	0.08
9.1	0.17	537	873	8.53	1.68	118	±2	54	1.8	0.0479	3.3	0.122	3.7	0.01845	1.8	0.49
10.1	—	532	651	8.31	1.27	116	±2	55	1.8	0.0492	2.8	0.123	3.3	0.01820	1.8	0.55
11.1	0.29	380	434	5.95	1.18	116	±2	55	1.9	0.0521	4.1	0.130	4.5	0.01815	1.9	0.42
Обр. 4096																

Таблица 1. Продолжение

Точка измерения	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, ppm			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	Изотопные отношения						Rho			
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$			$\pm\%$	$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$		$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	$\pm\%$	
Обр. 4105																
1.1	7.83	69.3	81.7	1.10	117	1.20	± 2	59	3.2	—	—	—	—	0.01704	3.2	—
2.1	9.76	71.0	84.0	1.15	120	1.22	± 2	59	3.3	—	—	—	—	0.01694	3.3	—
3.1	1.06	430	395	6.86	119	0.95	± 1	54	0.9	0.0386	10	0.098	10	0.01837	0.9	0.09
4.1	2.70	191	206	3.11	121	1.11	± 2	54	1.9	0.0265	27	0.067	27	0.01838	1.9	0.07
5.1	3.74	157	170	2.56	121	1.12	± 2	55	1.8	0.0210	49	0.054	49	0.01828	1.8	0.04
6.1	—	125	134	1.96	118	1.12	± 2	54	1.3	0.0434	6.5	0.111	6.6	0.01834	1.3	0.20
7.1	0.52	119	130	1.89	118	1.13	± 2	54	1.4	0.0433	8.4	0.110	8.5	0.01842	1.4	0.16
8.1	4.76	90.5	107	1.48	121	1.22	± 2	55	2.5	—	—	—	—	0.01809	2.5	—
9.1	2.09	88.0	99.3	1.37	117	1.17	± 2	56	1.9	0.0284	30	0.070	30	0.01784	1.9	0.06
10.1	5.21	96.9	109	1.58	120	1.16	± 2	56	2.4	—	—	—	—	0.01796	2.4	—
11.1	0.85	131	142	2.09	118	1.12	± 2	54	1.4	0.0496	10	0.126	10	0.01844	1.4	0.14
12.1	4.55	79.4	90.6	1.26	117	1.18	± 2	57	2.7	—	—	—	—	0.01759	2.7	—
13.1	3.15	94.3	113	1.54	121	1.24	± 2	54	2.5	0.0270	58	0.069	58	0.01842	2.5	0.04
14.1	0.40	641	1615	10.2	119	2.60	± 1	54	0.6	0.0409	4.3	0.104	4.3	0.01846	0.6	0.14
Обр. В-1																
1.1	0.10	988	1403	15.5	116	1.47	± 2	55	1.7	0.0477	2.3	0.120	2.9	0.01822	1.7	0.61
2.1	0.04	2313	3733	36.7	118	1.67	± 2	54	1.7	0.0481	1.4	0.122	2.2	0.01844	1.7	0.76
3.1	0.40	742	1273	11.5	115	1.77	± 2	55	1.8	0.0472	4.2	0.117	4.6	0.01802	1.8	0.39
4.1	0.52	958	1473	14.9	115	1.59	± 2	55	1.8	0.0492	4.4	0.122	4.7	0.01802	1.8	0.38
5.1	—	441	670	6.86	116	1.57	± 2	55	1.9	0.0468	3.2	0.117	3.7	0.01811	1.9	0.51
6.1	0.09	1141	1254	17.8	116	1.14	± 2	55	1.7	0.0490	2.1	0.122	2.8	0.01810	1.7	0.63
7.1	0.00	538	1047	8.33	115	2.01	± 2	55	1.8	0.0469	2.9	0.117	3.4	0.01802	1.8	0.53
8.1	0.00	572	1309	8.76	114	2.36	± 2	56	1.8	0.0472	2.9	0.116	3.4	0.01783	1.8	0.53
9.1	0.15	674	1541	10.5	116	2.36	± 2	55	1.8	0.0480	3.0	0.120	3.5	0.01815	1.8	0.53
10.1	—	579	596	8.95	115	1.06	± 2	56	1.8	0.0484	2.8	0.120	3.3	0.01798	1.8	0.54

Таблица 1. Продолжение

Точка измерения	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, ppm			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	Изотопные отношения						Rho			
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$			$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	$\pm\%$	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	$\pm\%$	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$		$\pm\%$		
															$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	
Обр. В-2																
1.1	0.88	109	108	1.74	1.03	118	± 3	54	2.3	0.0459	11	0.117	11	0.01849	2.3	0.20
2.1	1.41	68.8	85.2	1.15	1.28	122	± 3	52	2.6	0.0448	17	0.118	17	0.01916	2.6	0.15
3.1	—	80.3	93.0	1.28	1.20	119	± 3	54	2.2	0.0536	6.0	0.138	6.4	0.01863	2.2	0.34
4.1	1.69	52.8	55.9	0.87	1.09	120	± 3	53	2.6	0.0432	21	0.112	21	0.01880	2.6	0.12
5.1	—	90.5	110	1.45	1.26	118	± 3	54	2.3	0.0485	6.0	0.124	6.4	0.01859	2.3	0.36
6.1	0.79	115	126	1.84	1.13	118	± 2	54	2.1	0.0451	10	0.115	10	0.01847	2.1	0.20
7.1	—	80.5	90.2	1.32	1.16	121	± 3	53	2.2	0.0514	6.8	0.135	7.1	0.01902	2.2	0.31
8.1	1.10	101	113	1.62	1.15	118	± 3	54	2.2	0.0403	15	0.103	15	0.01852	2.2	0.15
9.1	1.13	83.0	100	1.33	1.24	117	± 3	54	2.4	0.0480	13	0.122	13	0.01838	2.4	0.18
10.1	0.98	94.7	106	1.52	1.16	118	± 3	54	2.3	0.0428	13	0.109	13	0.01852	2.3	0.18
Обр. В-6																
1.1	0.11	1595	3311	25.9	2.15	120	± 2	53	1.6	0.0477	2.0	0.124	2.5	0.01885	1.6	0.63
2.1	0.69	1050	2269	16.6	2.23	117	± 2	55	1.7	0.0467	6.2	0.117	6.4	0.01825	1.7	0.26
3.1	0.67	821	1596	12.9	2.01	116	± 2	55	1.6	0.0499	5.5	0.124	5.7	0.01813	1.6	0.29
4.1	—	479	807	7.38	1.74	114	± 2	56	1.7	0.0479	3.4	0.118	3.8	0.01793	1.7	0.44
5.1	0.36	577	874	9.15	1.56	117	± 2	54	1.7	0.0461	4.9	0.117	5.2	0.01838	1.7	0.33
6.1	0.49	631	1262	10.2	2.07	119	± 2	53	1.7	0.0455	5.4	0.117	5.7	0.01869	1.7	0.30
7.1	0.49	400	600	6.22	1.55	115	± 2	55	1.8	0.0491	6.1	0.122	6.3	0.01802	1.8	0.28
8.1	0.53	596	1100	9.30	1.91	115	± 2	55	1.7	0.0477	8.4	0.119	8.6	0.01806	1.7	0.20
9.1	0.36	647	1481	10.1	2.37	116	± 2	55	1.7	0.0478	5.5	0.120	5.8	0.01816	1.7	0.30
10.1	—	464	785	7.38	1.75	118	± 2	54	1.7	0.0498	3.5	0.127	3.9	0.01850	1.7	0.44
Обр. В-8																
1.1	0.14	720	4347	11.4	6.24	118	± 2	54	1.6	0.0481	3.2	0.122	3.6	0.01846	1.6	0.46
2.1	0.88	116	179	1.82	1.59	115	± 3	55	2.3	0.0451	12	0.112	12	0.01800	2.3	0.19
3.1	0.14	1447	3144	23.0	2.24	118	± 2	54	1.6	0.0478	2.5	0.122	2.9	0.01851	1.6	0.54

Таблица 1. Окончание

Точка измерения	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержание, ppm			$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, млн лет	Изотопные отношения						Rho			
		U	Th	$^{206}\text{Pb}^*$			$\frac{^{238}\text{U}}{^{206}\text{Pb}^*}$	± %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$	± %	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$	± %		$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$	± %	
4.1	—	157	172	2.51	1.13	119	±2	54	2.1	0.0490	6.2	0.126	6.5	0.01865	2.1	0.32
5.1	—	483	2258	7.68	4.83	118	±2	54	1.7	0.0468	3.6	0.119	4.0	0.01850	1.7	0.43
6.1	1.27	166	369	2.71	2.29	120	±3	53	2.2	0.0450	15	0.116	15	0.01873	2.2	0.15
7.1	1.31	155	830	2.46	5.53	116	±3	55	2.9	0.0535	14	0.134	15	0.01823	2.9	0.20
8.1	0.14	69.6	26.6	28.0	0.39	2473	±37	2	1.8	0.1539	1.2	9.920	2.2	0.46750	1.8	0.83
9.1	35.6	373	474	16.1	1.31	203	±19	31	9.5	0.1140	84	0.510	84	0.03200	9.5	0.11
10.1	0.15	261	128	116	0.51	2684	±35	2	1.6	0.1910	0.5	13.60	1.7	0.51630	1.6	0.94
Обр. В—9																
1.1	2.01	191	257	3.09	1.39	120	±1	54	1.5	0.0311	23	0.079	23	0.01845	1.5	0.64
2.1	2.51	230	283	3.73	1.27	119	±1	54	1.6	0.0390	26	0.098	26	0.01839	1.6	0.60
3.1	2.31	268	418	4.25	1.61	117	±1	55	1.2	0.0312	23	0.078	23	0.01801	1.2	0.54
4.1	15.9	387	502	7.20	1.34	118	±1	55	4.2	0.0380	86	0.096	86	0.01816	4.2	0.68
5.1	1.65	151	187	2.45	1.28	120	±1	54	1.4	0.0379	18	0.097	18	0.01854	1.4	0.80
6.1	2.32	164	209	2.62	1.32	118	±1	55	1.6	0.0347	26	0.087	26	0.01814	1.6	0.60
7.1	0.65	509	1162	8.12	2.36	119	±1	54	0.8	0.0415	6.5	0.106	6.5	0.01846	0.8	0.12
8.1	1.17	181	238	2.85	1.36	117	±1	55	1.4	0.0421	12	0.105	12	0.01815	1.4	0.12
9.1	2.02	60.9	60.3	0.96	1.02	117	±2	56	2.3	0.0320	37	0.080	37	0.01799	2.3	0.63
10.1	1.04	169	204	2.73	1.25	120	±1	54	1.4	0.0389	20	0.100	20	0.01861	1.4	0.72
11.1	3.48	164	208	2.70	1.32	123	±2	54	1.7	0.0183	53	0.047	53	0.01857	1.7	0.32
12.1	4.17	228	287	3.73	1.30	121	±1	55	1.5	0.0140	74	0.035	74	0.01821	1.5	0.21
13.1	2.15	196	261	3.21	1.38	122	±1	53	1.3	0.0314	20	0.081	20	0.01867	1.3	0.62
14.1	2.01	153	131	2.52	0.89	122	±2	53	1.7	0.0328	26	0.085	26	0.01877	1.7	0.64

Примечания. Pb_c и Pb^* — обыкновенный и радиогенный свинец. Ошибки при калибровке стандарта 0.33% (обр. 1192, 4105, В—9), 0.61% (обр. 4096, В—1, В—2) и 0.55% (обр. В—6, В—8) не включены в указанные выше ошибки, но требуются при сравнении данных из разных источников. Коррекция на обыкновенный свинец при расчете возраста по измеренному ^{204}Pb . Rho — коэффициент корреляции ошибок.

Таблица 2. Данные U-Pb датирования порфиroidного сиенита Джелтулинского массива по батделейту
Table 2. The results of U-Pb baddeleyite dating of porphyritic syenite of the Zheltulinsky massif

Точка измерения	206Pbс, %	Содержание, ppm			232Th / 238U	206Pb/238U возраст, млн лет	Изотопные отношения						Rho			
		U	Th	206Pb*			± %	232Th / 238U	± %	207Pb* / 206Pb*	± %	207Pb* / 235U		± %	206Pb* / 238U	± %
1.1	0.17	8498	40.0	137	—	119	±5	53	4.0	0.0479	1.3	0.142	4.3	0.01872	4.0	0.95
1.2	1.25	8326	39.7	136	—	121	±5	53	4.0	0.0481	1.6	0.145	4.7	0.01896	4.0	0.94
2.1	0.43	13768	114	233	0.01	126	±5	51	4.0	0.0486	1.0	0.153	4.3	0.01967	4.0	0.97
3.1	0.43	11428	38.7	206	—	133	±5	48	4.0	0.0487	1.2	0.164	4.4	0.02091	4.0	0.96
3.2	0.41	11223	47.3	194	—	129	±5	50	4.0	0.0493	1.2	0.159	4.3	0.02016	4.0	0.96
4.1	0.18	6698	14.2	106	—	117	±5	54	4.0	0.0480	2.1	0.140	4.6	0.01834	4.0	0.89
5.1	0.24	12990	91.1	222	0.01	127	±5	50	4.0	0.0482	1.1	0.154	4.4	0.01988	4.0	0.97
6.1	1.55	2558	6.08	40.1	—	116	±5	55	4.1	0.0480	2.3	0.138	4.7	0.01823	4.1	0.88
6.2	1.03	2875	8.73	45.1	—	116	±5	55	4.1	0.0464	3.7	0.133	6.1	0.01809	4.1	0.81
7.1	2.13	1037	13.2	16.6	0.01	119	±5	54	4.2	0.0498	4.4	0.146	6.3	0.01857	4.2	0.71
7.2	2.80	1222	48.2	20.4	0.04	120	±5	53	4.3	0.0503	7.6	0.149	10	0.01876	4.3	0.73
8.1	0.61	5081	8.01	80.7	—	118	±5	54	4.0	0.0473	1.9	0.139	4.5	0.01847	4.0	0.91
9.1	0.29	9338	24.6	164	—	130	±5	49	4.0	0.0478	1.5	0.157	4.4	0.02043	4.0	0.94
9.2	1.37	7857	34.0	134	—	125	±5	51	4.1	0.0477	3.0	0.150	5.6	0.01962	4.1	0.85
9.3	1.82	5447	21.9	87.3	—	117	±5	55	4.1	0.0481	4.0	0.139	6.7	0.01828	4.1	0.83
10.1	0.90	4303	31.3	65.6	0.01	113	±4	56	4.0	0.0486	1.8	0.136	4.6	0.01772	4.0	0.92
11.1	0.29	3847	19.0	69.5	0.01	134	±5	48	4.1	0.0486	2.2	0.165	4.7	0.02100	4.1	0.89
12.1	0.36	3530	4.48	58.7	—	123	±5	52	4.0	0.0488	2.1	0.150	4.6	0.01933	4.0	0.89
12.2	1.02	3629	4.32	60.5	—	124	±5	52	4.0	0.0487	2.2	0.150	4.7	0.01940	4.0	0.88
13.1	1.02	10112	36.6	180	—	131	±5	49	4.1	0.0487	2.4	0.161	5.2	0.02052	4.1	0.90
13.2	0.28	7879	22.0	137	—	129	±5	49	4.0	0.0486	1.7	0.158	4.4	0.02024	4.0	0.92
14.1	0.15	6948	17.7	104	—	111	±4	57	4.0	0.0487	1.6	0.133	4.4	0.01738	4.0	0.93
15.1	1.10	5180	17.9	88.6	—	127	±5	50	4.1	0.0482	2.1	0.154	4.6	0.01991	4.1	0.89
15.2	0.21	5096	17.6	87.9	—	128	±5	50	4.0	0.0473	2.1	0.153	4.6	0.02007	4.0	0.89
16.1	0.04	10376	50.5	176	0.01	126	±5	51	4.0	0.0476	1.3	0.150	4.3	0.01971	4.0	0.95
17.1	0.49	6288	18.8	111	—	131	±5	49	4.0	0.0493	1.8	0.162	4.5	0.02052	4.0	0.91

Применения. Pbс и Pb* — обыкновенный и радиогенный свинец. Ошибки при калибровке стандарта 1.04% не включены в указанные выше ошибки, но требуются при сравнении данных из разных источников. Коррекция на обыкновенный свинец при расчете возраста по измеренному 204Pb. Rho — коэффициент корреляции ошибок.

Таблица 3. Содержания редких и редкоземельных элементов (ppm) в цирконе из пород Джелтулинского массива
Table 3. Contents of trace elements and REE (ppm) in zircon from rocks of the Dzhelutinsky massif

Компонент	Обр. 1192											
	1.1	2.1	3.1	4.1	5.1	6.1	7.1	8.1	9.1	10.1	11.1	12.1
La	0.12	0.12	0.13	0.21	0.34	0.10	0.14	0.13	0.10	0.15	0.07	0.16
Ce	87.1	69.6	71.7	151	115	148	66.6	55.9	59.1	120	20.5	130
Pr	1.07	0.76	0.77	1.42	1.04	0.61	0.85	0.72	0.64	0.78	0.42	0.93
Nd	12.0	8.71	11.6	23.2	13.8	7.02	12.3	9.57	9.68	13.7	5.97	14.1
Sm	23.5	16.2	20.5	39.4	30.2	11.4	20.8	17.3	18.7	23.0	7.31	26.3
Eu	4.97	3.02	3.93	7.63	5.72	2.65	3.75	3.42	3.55	4.69	1.71	4.32
Gd	116	75.1	92.2	153	149	65.5	80.2	74.7	79.3	103	32.7	108
Dy	427	276	314	527	513	248	275	260	270	354	112	337
Er	860	593	607	999	1035	472	546	528	546	686	240	706
Yb	1578	1142	1111	1785	1883	824	1005	975	998	1219	437	1242
Lu	228	178	172	277	264	129	156	154	157	190	71.6	184
Li	0.24	0.17	0.14	0.16	0.51	0.27	0.12	0.11	0.06	0.36	0.03	0.25
P	126	62.3	102	204	206	174	93.4	128	100	144	48.2	103
Ca	1.69	1.67	1.14	0.67	94.1	0.49	0.67	0.46	0.65	0.56	0.65	0.53
Ti	19.5	14.3	17.4	25.6	25.5	29.4	18.3	20.1	17.0	25.1	18.9	18.6
Sr	1.16	0.81	0.92	1.18	1.90	0.84	0.86	0.81	0.82	0.87	0.52	0.98
Y	4751	3404	3638	5897	5712	2733	3018	3068	3043	3871	1347	3885
Nb	87.4	93.0	28.8	49.3	60.1	41.6	30.6	42.1	33.9	35.9	17.2	24.3
Ba	2.08	0.77	1.29	2.28	9.28	1.98	0.77	1.41	1.37	1.49	1.04	2.04
Hf	7197	7491	7264	7630	7180	6426	6904	7751	7151	6478	6635	7553
Th	661	429	402	868	971	1168	322	310	357	996	94.3	772
U	530	434	392	621	721	608	314	315	338	552	113	626
Th/U	1.25	0.99	1.03	1.39	1.35	1.92	1.02	0.99	1.06	1.80	0.83	1.23
Eu/Eu*	0.29	0.26	0.27	0.30	0.26	0.30	0.28	0.29	0.28	0.29	0.34	0.25
Ce/Ce*	58.6	56.1	55.1	67.0	46.8	147	46.2	43.7	56.8	85.1	29.1	81.6
ΣREE	3337	2362	2405	3964	4010	1909	2166	2078	2143	2714	929	2751
ΣLREE	100	79.2	84.2	176	130	156	79.8	66.3	69.6	134	27.0	145
ΣHREE	3208	2263	2296	3741	3844	1739	2062	1991	2051	2552	893	2576
Lu _N /La _N	18202	14500	12926	12759	7483	12808	10523	11150	15299	12281	10009	11037
Lu _N /Gd _N	15.9	19.1	15.1	14.6	14.3	15.9	15.8	16.7	16.0	14.9	17.7	13.8
Sm _N /La _N	312	220	256	302	142	188	233	208	303	247	170	263
T(Th), °C	806	776	794	833	833	848	799	809	792	831	803	801

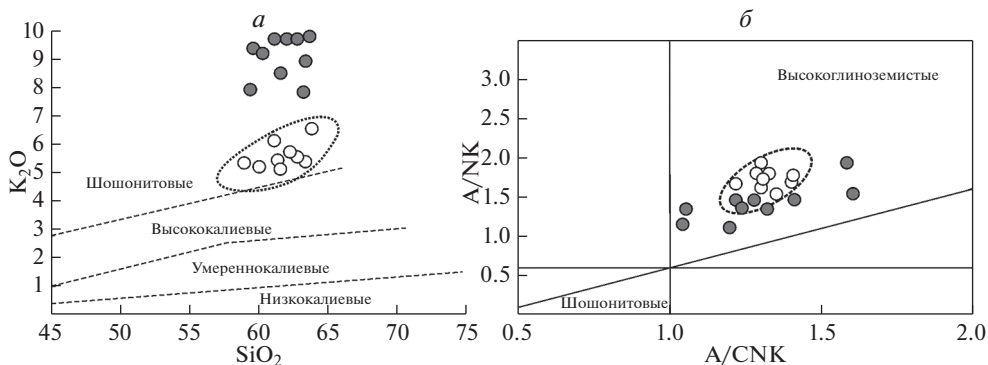


Рис. 2. Диаграмма SiO₂–K₂O (а); диаграмма в координатах A/NK–A/CNK (б) для пород Джелтулинского массива. Черными кружками показаны ультракалиевые породы Центрально-Алданского рудного района (Кукушкин и др., 2015).

Fig. 2. SiO₂–K₂O diagram (а); diagram in coordinates A/NK–A/CNK (б) for rocks of the Dzheltulinsky massif. Black circles show the ultra-potassium rocks of the Central Aldan ore district (Kukushkin et al., 2015).

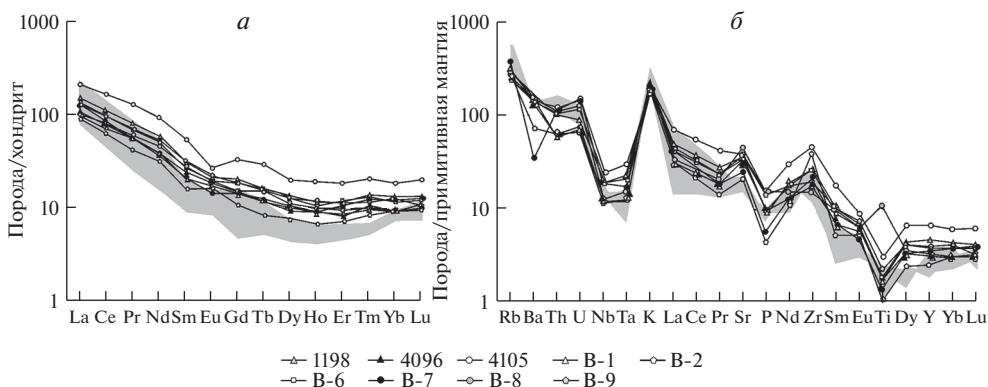


Рис. 3. Нормированные распределения редкоземельных (а) и редких элементов (б) в породах Джелтулинского массива. Серым полем показаны ультракалиевые породы Центрально-Алданского рудного района (Кукушкин и др., 2015). Нормировано по (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 3. Normalized distributions of REE (а) and trace elements (б) in rocks of the Dzheltulinsky massif. The gray field shows the ultra-potassium rocks of the Central Aldan ore district (Kukushkin et al., 2015). Normalized according to (Sun, McDonough, 1989).

над натрием ($K_2O/Na_2O > 1.14$), при сумме щелочей от 8.84 до 11.7 мас. %. Зафиксировано низкое содержание магния (MgO 0.76–2.97 мас. %) и титана (TiO₂ 0.27–0.74 мас. %), кроме трахита (TiO₂ 2.84 мас. %). По соотношению суммы щелочей и кремнезема фигуративные точки составов пород на диаграмме TAS локализуются преимущественно в области сиенитов, частично попадая в область монцонитов. На диаграмме SiO₂–K₂O магматические породы массива образуют единое поле точек в области шохонитовой серии (рис. 2, а), что позволяет отнести их к ультракалиевым породам сиенитового ря-

да. На диаграмме в координатах $A/NK-A/CNK$ все изученные образцы попадают в область высокоглиноземистых пород (рис. 2, б).

Графики распределения редкоземельных и редких элементов в породах Желтулинского массива тождественны для всех рассматриваемых образцов. Наблюдается значительное преобладание LREE над HREE ($La/Yb = 14.1-16.9$, рис. 3, а) и слабо выраженная отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.63-0.97$). В распределении редких элементов (рис. 3, б) наблюдаются пики по Rb, U, K, Sr, Zr и отрицательные аномалии по Ba, Th, Nb, Ta, Pr, P, Sm и Ti.

В целом рассматриваемые сиениты, в том числе и порфирированные, демонстрируют близость состава, как по главным (петрогенным), так и по редким элементам, несмотря на то, что согласно геологической схеме, предложенной предшественниками (Проккопьев и др., 2018; Doroshkevich et al., 2020), относятся к лейкократовым и меланократовым разновидностям этих пород (рис. 1). Данный факт ставит вопрос о правильности выделения и оконтуривания разновидностей сиенитов Желтулинского массива на геологической схеме.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ И ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНА И БАДДЕЛЕИТА

Всего было проведено 117 локальных изотопных анализа: 91 определение в цирконе (8 обр., табл. 1) и 26 определений в бадделеите (1 обр., табл. 2), выполненных в однородных участках, свободных от включений и трещин. Для датирования был выделен циркон и бадделеит из сиенитов, порфирированных сиенитов и трахитов. Подборка исследуемых пород не включает всего разнообразия, описанного в работах предшественников, из-за труднодоступности обнажений. Тем не менее, данная выборка позволяет отразить возраст главных типов пород Желтулинского массива.

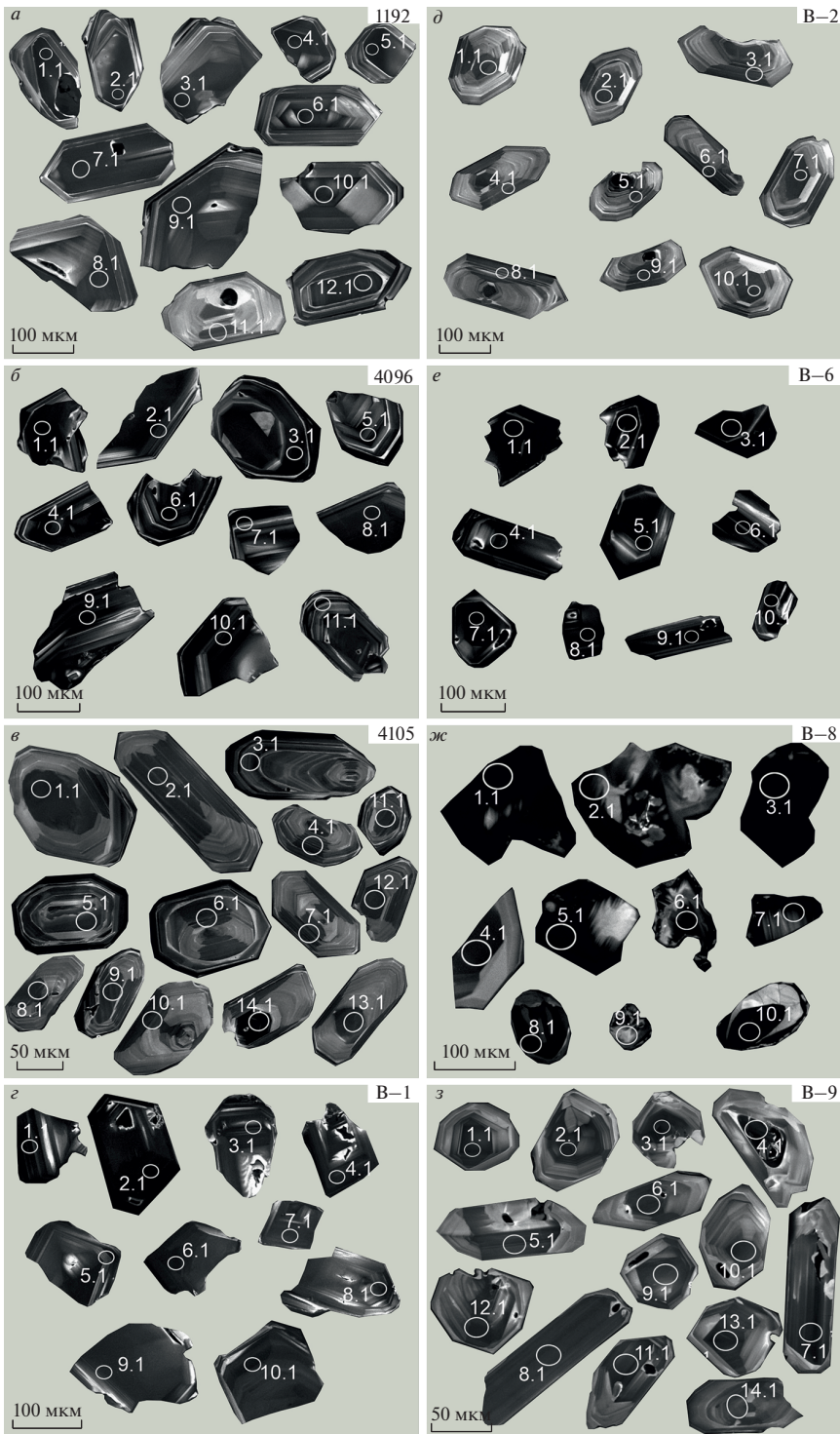
Сиениты. Возраст сиенитов установлен по циркону (57 определений для 5 обр.). Циркон из обр. 1192 меланократовых сиенитов в основном представлен короткопризматическими кристаллами (100–300 мкм по удлинению) и их обломками; реже зернами изометричной формы с корродированными границами. В CL-изображении в большинстве зерен наблюдается ростовая осцилляционная зональность и секториальность (рис. 4, а). Измерение возраста производилось по двенадцати зернам в их ядерных частях. Конкордантный возраст, рассчитанный по 12 точкам, составляет 118 ± 1 млн лет (СКВО = 0.48; рис. 5, а). Циркон характеризуется высоким Th/U отношением (в среднем 1.79), содержания U и Th в среднем составляют 302 и 560 ppm соответственно.

Циркон из обр. 4105 меланократовых сиенитов представлен призматическими и короткопризматическими кристаллами (70–250 мкм по удлинению с коэффициентом удлинения 1.5–4). В CL-изображении зерна циркона имеют темно-серый оттенок с ростовой осцилляционной зональностью и секториальностью (рис. 4, б). Конкордантный возраст по 14 точкам составляет 119 ± 1 млн лет (СКВО = 0.66; рис. 5, б). В точке 14.1 наблюдается повышенные содержания U – 641 ppm и Th – 1615 ppm, Th/U отношение составляет 2.60. В остальных зернах содержания U и Th низкие, в среднем 134 и 143 ppm соответственно, Th/U отношение в среднем равняется 1.10.

В обр. В–1 меланократовых сиенитов циркон представлен обломками короткопризматических кристаллов (100–200 мкм) с неровными границами. В CL преобладает темная окраска циркона, вплоть до черной; зональность циркона затушевана, в некоторых зернах фрагментами наблюдается осцилляционная зональность и сектори-

Рис. 4. Изображение изученных зерен циркона в режиме CL. Кружками отмечено положение кратеров (диаметр около 20 мкм) при изотопно-геохимическом исследовании.

Fig. 4. Images of studied zircon grains in the CL mode. Circles mark position of craters (about 20 microns in diameter) during the isotope-geochemical study.



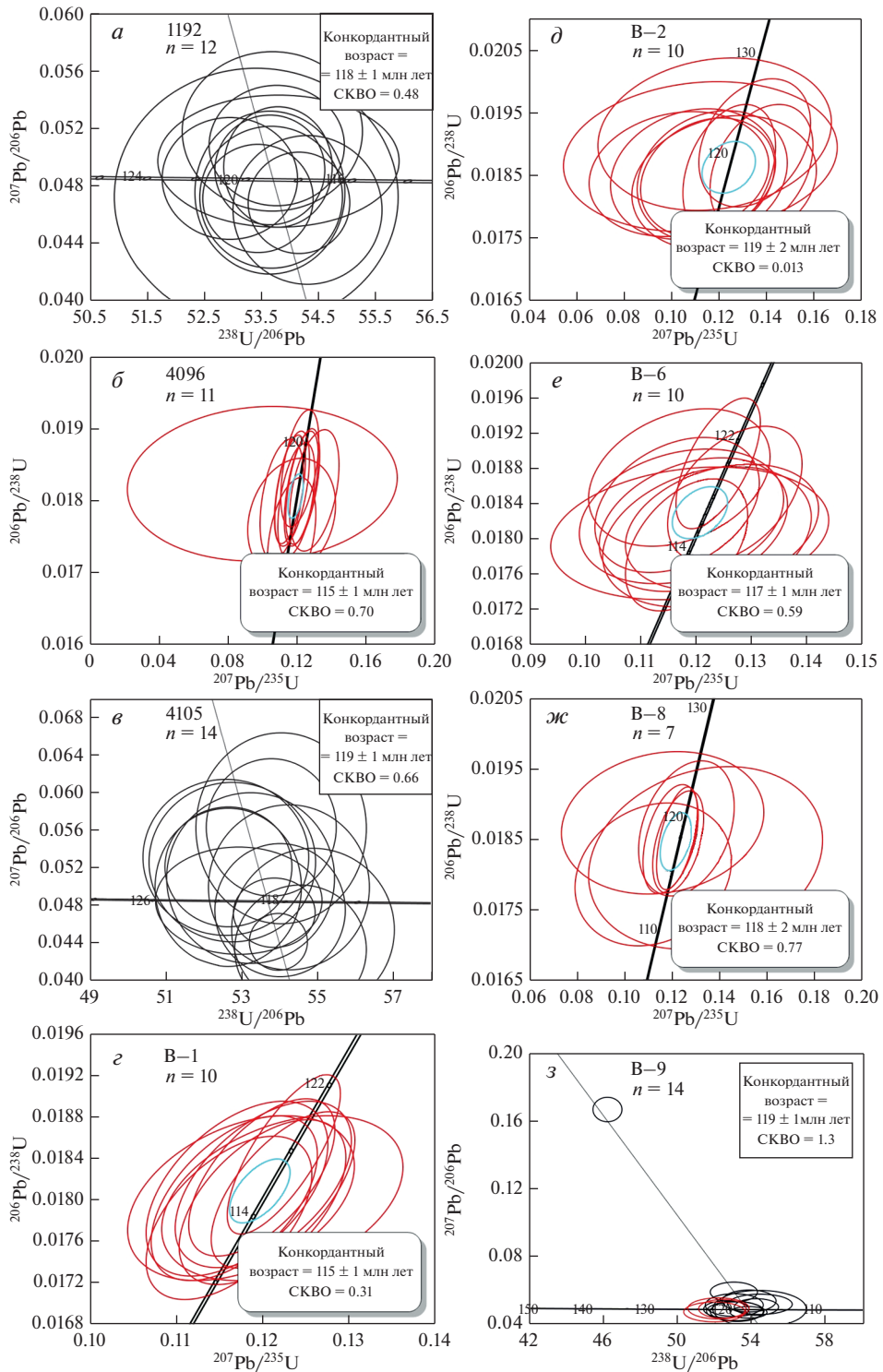


Рис. 5. Графики с конкордией для циркона из пород Джелтулинского массива.

Fig. 5. Concordia plot for zircon from rocks of the Dzheltulinsky massif.

альность (рис. 4, *з*). По результатам U-Pb датирования циркона по 10 точкам получен конкордантный возраст 115 ± 1 млн лет (СКВО = 0.31; рис. 5, *з*). Содержания U и Th высокие, в среднем 737 и 1174 ppm соответственно, Th/U отношение составляет в среднем 1.70. В некоторых зернах (точка 2.1) содержание U достигает 2313 ppm, Th – 3733 ppm, что свидетельствует о возможном изменении циркона в присутствии флюида.

В обр. 4096 лейкократовых сиенитов циркон имеет более темную окраску в CL и представлен идиоморфными короткопризматическими кристаллами (100–200 мкм по удлинению) и их обломками с нечеткой осцилляционной зональностью и секториальностью (рис. 4, *б*). По результатам U-Pb датирования по 11 точкам получен конкордантный возраст 115 ± 1 млн лет (СКВО = 0.70; рис. 5, *б*), идентичное значение возраста получено в обр. В–1. Содержание U составляет в среднем 592 ppm, Th – в среднем 820 ppm, Th/U отношение – в среднем 1.35.

Циркон из обр. В–2 лейкократовых сиенитов характеризуется морфологическими особенностями, сходными с обр. 1192 (рис. 4, *д*). Конкордантный возраст по всем десяти анализам составляет 119 ± 2 млн лет (СКВО = 0.013; рис. 5, *д*), как и в обр. 4105. Во всех проанализированных зернах зафиксированы низкие содержания U (в среднем 88 ppm) и Th (в среднем 99 ppm), величина Th/U отношения постоянна и составляет в среднем 1.17.

Таким образом, геохронологическое исследование циркона из меланократовых и лейкократовых сиенитов демонстрирует близость их морфологических особенностей, а возраст кристаллизации циркона составляет от 119 до 115 млн лет. Величина Th/U отношения в цирконе варьирует от 0.95 до 2.80, что соответствует значениям для циркона магматического генезиса (Hoskin, Schaltegger, 2003).

Порфиroidные сиениты. Возраст порфиroidных сиенитов установлен по циркону (24 определения для 2 обр.) и бадделейту (26 определений для 1 обр.). Циркон из обр. В–6 меланократовых порфиroidных сиенитов представлен обломками корот-

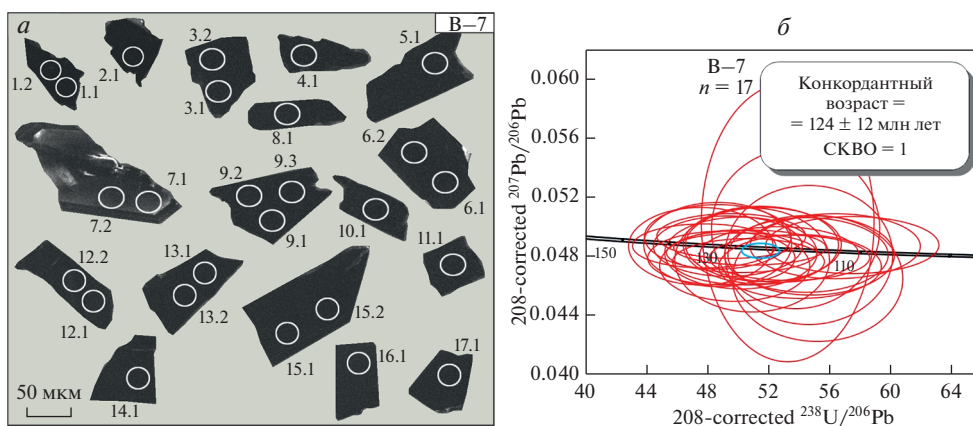


Рис. 6. U-Pb возраст бадделейта из порфиroidного сиенита Джелтулинского массива. *а* – CL-изображение бадделейта с положением точек измерений, *б* – график с конкордией.

Fig. 6. The U-Pb age of baddeleyite from the porphyritic syenite of the Dzheltulinsky massif. *а* – CL image of baddeleyite with the position of measurement points, *б* – concordia plot.

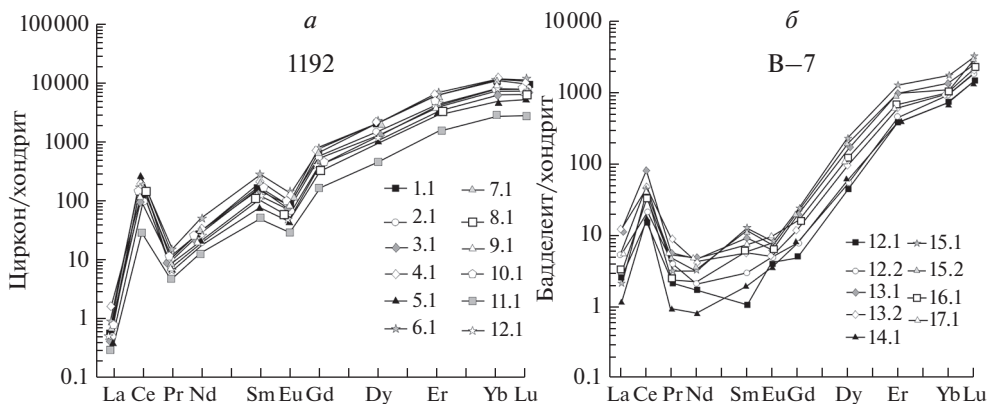


Рис. 7. Распределение REE в цирконе (а) и бадделеите (б) из Желтулинского массива; нормирование по CI (Sun, McDonough, 1989).

Fig. 7. REE distribution in zircon (a) and baddeleyite (b) from the Dzheltulinsky massif; CI normalization (Sun, McDonough, 1989).

копризматических кристаллов (80–170 мкм по удлинению) с корродированными границами. В CL-изображении зерна темные, вплоть до черных; в краевых частях зерен циркона встречается тонкоритмичная осцилляционная зональность (рис. 4, е). Циркон из обр. В–9 меланократовых порфиroidных сиенитов представлен призматическими кристаллами (150–350 мкм, коэффициент удлинения 1.3–4), реже изометричной формы (100–200 мкм в поперечнике) с неровными границами. На изображении в CL циркон характеризуется отчетливо выраженной ростовой осцилляционной зональностью; краевая область зерен имеет более светлый цвет, чем центральная (рис. 4, з). Рассчитанный конкордантный возраст циркона из порфиroidных сиенитов попадает в компактную область значений – 117 ± 1 млн лет (СКВО = 0.59; рис. 5, е) для обр. В–6 и 119 ± 1 млн лет (СКВО = 1.3; рис. 5, з) для обр. В–9. Величина Th/U отношения в обр. В–6 в среднем равняется 1.94, содержание U – в среднем 726 ppm, Th – в среднем 1408 ppm. В обр. В–9 эти параметры ниже: U – в среднем 218 ppm, Th – в среднем 315 ppm, Th/U отношение составляет 1.36.

Бадделеит, выделенный из обр. В–7 лейкократовых порфиroidных сиенитов, имеет форму обломков размером до 160 мкм, часто с изъеденными границами и практически черного цвета в CL-изображении (рис. 6, а). Бадделеит показывает несколько более древнее, по сравнению с цирконом, значение U-Pb возраста 124 ± 2 млн лет (СКВО = 1.00; рис. 6, б) и отличается высоким содержанием U (в среднем 6619 ppm) и низким – Th (в среднем 30 ppm) по сравнению с цирконом из меланократовых порфиroidных сиенитов.

Трахиты. Возраст трахитов установлен по циркону (10 определений для обр. В–8), который представлен изометричными зернами (50–200 мкм в поперечнике) с неровными границами. В CL большинство зерен циркона имеет пятнистую окраску в темных тонах при практически полном отсутствии зональности (рис. 4, ж). U-Pb возраст по 7 точкам определен как 118 ± 2 млн лет (СКВО = 0.77; рис. 5, ж). Содержания U (в среднем 463 ppm) и Th (в среднем 1614 ppm) сильно варьируют; величина Th/U отношения повышена и достигает максимального значения 6.24 при среднем 3.41.

Помимо этого, для единичных зерен циркона (точки 8.1 и 10.1) получены значения древнего U-Pb возраста 2473 ± 37 и 2684 ± 35 млн лет. Содержание U в данных точках достигает 70 ppm, Th – 261 ppm, Th/U отношение составляет в среднем 0.45, что отли-

Таблица 4. Содержания редких и редкоземельных элементов (ppm) в бадделеите из порфировидного сиенита Джелтулинского массива
Table 4. Contents of trace elements and REE (ppm) in baddeleyite from porphyritic syenite of the Dzhelutulinsky massif

Компонент	Обр. В-7								
	12.2	12.1	13.1	13.2	14.1	15.1	15.2	16.1	17.1
La	0.59	1.19	2.91	2.88	0.28	0.53	0.70	0.46	1.23
Ce	9.79	12.9	50.5	29.9	12.0	28.0	21.9	25.2	29.8
Pr	0.19	0.36	0.55	0.81	0.09	0.29	0.46	0.23	0.51
Nd	0.76	0.95	2.16	1.94	0.37	1.52	1.47	1.01	2.23
Sm	0.15	0.42	1.37	0.84	0.28	1.90	1.80	0.93	1.14
Eu	0.24	0.29	0.37	0.27	0.20	0.47	0.38	0.45	0.55
Gd	0.96	1.57	4.15	2.30	1.55	4.54	3.98	3.17	3.22
Dy	10.6	12.4	45.5	23.1	14.4	57.3	48.9	27.4	29.3
Er	61.3	68.5	160	98.4	69	203	153	108	108
Yb	122	142	217	158	110	289	180	172	161
Lu	36.4	43.6	63.1	49.2	33.2	80.2	72.0	46.2	47.6
Li	0.15	0.25	1.41	1.76	0.31	0.09	0.12	0.39	0.32
Ca	4.21	5.23	26.5	7.79	9.78	15.1	14.2	8.65	8.18
Ti	2025	3098	1096	858	801	1457	1912	1040	3096
Sr	0.29	0.34	1.78	1.61	0.28	0.37	0.40	0.40	0.30
Y	209	230	573	317	252	931	769	384	417
Nb	2648	2708	4111	2615	3174	8476	7740	5836	4703
Ba	3.58	5.87	2.96	2.76	1.65	3.32	3.60	2.47	9.83
Hf	7901	6810	6750	7917	5868	7657	7367	5768	4790
Th	4.67	4.72	33.6	20.0	14.2	17.7	12.0	22.3	13.9
U	4564	4452	13275	9771	8144	7651	5205	7983	7027
Th/U	0.001	0.001	0.003	0.002	0.002	0.002	0.002	0.003	0.002
Eu/Eu*	1.91	1.91	0.47	0.60	0.95	0.49	0.43	0.80	0.87
Ce/Ce*	6.94	6.94	9.63	4.74	18.4	17.3	9.29	18.8	9.16
ΣREE	243	243	548	368	241	667	485	385	384
ΣLREE	11.3	11.3	56.1	35.5	12.7	30.3	24.5	26.9	33.8
ΣHREE	231	231	490	331	228	634	458	357	349
Lu _N /La _N	589	589	209	165	1154	1462	985	964	373
Lu _N /Gd _N	306	306	123	173	173	143	146	118	119
Sm _N /La _N	0.41	0.41	0.75	0.46	1.59	5.77	4.09	3.23	1.49

чает их от основной популяции циркона. Раннедокембрийский возраст отвечает времени формирования силлиманит-кордиеритовых гнейсов сеймской толщи, которая расположена в пределах Иджекской пластины (Реутов, 1981). Вероятно, что циркон с древним возрастом был захвачен породами Джелтулинского массива из фундамента.

Геохимия циркона и бадделеита. Был проанализирован редкоэлементный состав циркона из сиенита (обр. 1192, табл. 3) в тех же 12 точках, где проводилось определение возраста. Характер распределения REE дифференцированный – с увеличением содержаний от легких к тяжелым REE (рис. 7, а). Все точки, за исключением точки

11.1, имеют близкие по конфигурации спектры распределения REE, образующие единую полосу с четко выраженными положительной Ce-аномалией (Ce/Ce^* в среднем 68) и отрицательной Eu-аномалией (Eu/Eu^* в среднем 0.28). Суммарное содержание REE составляет в среднем для 11 точек 2713 ppm (HREE – 2575 ppm, LREE – 111 ppm). Циркон в точке 11.1, отличающийся более светлой окраской в CL, характеризуется пониженным содержанием REE (929 ppm) и меньшими величинами аномалий (Ce/Ce^* – 29, Eu/Eu^* – 0.34). Содержание Y составляет в среднем 3911 ppm (для 11 точек) и 1347 ppm (для точки 11.1). Содержание Li низкое (в среднем 0.20 ppm), что отвечает нижним содержаниям для циркона из пород континентальной коры и, вероятно, указывает на вклад мантийного компонента. За исключением одной точки (5.1) содержание Ca не превышает 1–2 ppm, свидетельствуя об отсутствии воздействия на циркон гидротермально-метасоматических процессов. Таким образом, редкоэлементный состав циркона из сиенита (обр. 1192) отвечает составу циркона магматического генезиса. Это косвенно подтверждается сохранностью U-Pb изотопной системы и попаданием всех точек в конкордантный кластер (рис. 5, а). Среднее содержание Ti составляет 21 ppm, что отвечает температуре образования циркона около 810 °C (табл. 4).

Редкоэлементный состав бадделеита из порфириовидных сиенитов (обр. В–7) демонстрирует сходимость спектров распределения REE (рис. 7, б) и аномально высокие для бадделеита (в сравнении с бадделеитом из щелочно-ультраосновных комплексов Ковдор и Палабора (Rodionov et al., 2012)) содержания REE (в среднем 401 ppm), Ti (1709 ppm), Y (454 ppm) и ряда других элементов (табл. 4).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ И ВЫВОДЫ

Полученные данные позволяют установить общие черты развития магматической системы. Для пород массива зафиксировано фракционированное распределение REE со значительным преобладанием LREE над HREE. Обоеднение пород HREE является характерным признаком для мезозойских интрузий Алданского щита. Слабо выраженная отрицательная Eu-аномалия в породах свидетельствует об устойчивом фракционировании плагиоклаза.

Судя по спектрам распределения редких и редкоземельных элементов в породах массива, наблюдается их значительная схожесть с ультракалиевыми породами Центрально-Алданского рудного района (рис. 2, 3). Тем не менее, в породах Желтулинского массива, в отличие от интрузий Центрально-Алданского рудного района, отсутствуют характерные положительные аномалии Ba. Известно, что обогащение барием возможно как в результате магматической дифференциации, так и за счет ассимиляции вмещающих пород (Кравченко и др., 2014).

Новые данные изотопного датирования циркона U-Pb методом показали, что формирование массива произошло в относительно короткий промежуток времени 119–115 млн лет. U-Pb возраст бадделеита (около 124 млн лет) несколько более древний. Возможно, что кристаллизация бадделеита в условиях недосыщенности системы кремнеземом предшествовала кристаллизации циркона. Также нельзя исключить, что высокое содержание U в бадделеите могло привести к завышению значения U-Pb возраста, определенному по этому минералу (Williams, Hergt, 2000).

Новые результаты изотопного датирования не противоречат возрасту пород, установленному другими методами (Ar-Ar, Rb-Sr) (Кравченко и др., 2014; Прокопьев и др., 2018). Все три метода независимо друг от друга определяют возраст формирования пород Желтулинского массива как раннемеловой. Результаты U-Pb и Ar-Ar изотопного датирования пород тождественны между собой и зачастую их вариации не выходят за пределы точности соответствующих методов. Однако отчетливой геохронологической последовательности образования пород установить не удалось (Кравченко и др., 2014; Прокопьев и др., 2018). Возможно, это обусловлено сложной историей формирования

массива и температурным воздействием на степень сохранности различных изотопных систем. Возраст, полученный ранее Rb-Sr методом (Кравченко и др., 2014), отличается от результатов авторов в меньшую сторону. Значительный разброс временного интервала и разрыв во времени в сравнении с другими независимыми изотопно-геохимическими методами датирования указывают на неустойчивость Rb-Sr системы. Таким образом, проведенные авторами геохронологические исследования подтвердили высказанную ранее (Прокопьев и др., 2018) точку зрения, что длительность формирования Джелтулинского массива оценивается как несколько миллионов лет и укладывается в рамки раннемеловой эпохи.

Авторы признательны С.Г. Симакину и Е.В. Потапову за аналитические работы на ионном микрозонде. Исследование редкоэлементного состава минералов выполнено в рамках темы НИР ИГГД РАН (FMNU-2019-0002).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- Билибин Ю.А. Избранные труды. М.: Изд-во АН СССР, 1958. Т. 1. 432 с.
- Ветлужских В.Г., Казанский В.И., Кочетков А.Я., Яновский В.М. Золоторудные месторождения Центрального Алдана // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 6. С. 467–499.
- Казанский В.И. Уникальный Центрально-Алданский золото-урановый рудный район (Россия) // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 3. С. 195–211.
- Кравченко А.А., Иванов А.И., Прокопьев И.Р., Зайцев А.И., Бикбаева Е.Е. Особенности состава и возраст формирования мезозойских интрузий Тыркандинского рудного района Алдано-Станового щита // Отечественная геология. 2014. № 5. С. 43–52.
- Кукушкин К.А., Молчанов А.В., Радьков А.В., Шатов В.В., Терехов А.В., Шатова Н.В., Хорхорина Е.И., Ремизов Д.Н. О расчленении мезозойских интрузивных пород Центрально-Алданского района (Южная Якутия) // Регион. геология и металлогения. 2015. № 64. С. 48–58.
- Максимов Е.П., Уютов В.И., Никитин В.М. Центрально-Алданская золото-урановорудная магматогенная система (Алдано-Становой щит, Россия) // Тихоокеанская геология. 2010. Т. 29. № 2. С. 3–26.
- Молчанов А.В., Терехов А.В., Шатов В.В., Петров О.В., Кукушкин К.А., Козлов Д.С., Шатова Н.В. Золоторудные районы и узлы Алдано-Становой металлогенической провинции // Регион. геология и металлогения. 2017. № 71. С. 93–111.
- Парфенов Л.М. Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК Наука/Интерпериодика, 2001. 571 с.
- Прокопьев И.Р., Кравченко А.А., Иванов А.И., Борисенко А.С., Пономарчук А.В., Зайцев А.И., Кардаш Е.А., Рожков А.А. Геохронология и рудоносность Джелтулинского щелочного массива (Алданский щит, Южная Якутия) // Тихоокеанская геология. 2018. Т. 37. № 1. С. 37–50.
- Реутов Л.М. Докембрий Центрального Алдана. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
- Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Казанский В.И., Глебовицкий В.А., Перцев Н.Н., Яковлева С.З., Федосеенко А.М., Плоткина Ю.В. Раннепротерозойский возраст Тыркандинской зоны разрывных нарушений Алданского щита: результаты U-Pb-датирования фрагментов единичных зерен циркона // Докл. РАН. 2006. Т. 408. № 4. С. 503–507.
- Федотова А.А., Бибилова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях // Геохимия. 2008. № 9. С. 980–997.

U-Pb Age of the Dzheltulinsky Alkaline Massif (South Yakutia) According to the Results of the Dating of Zircon and Baddeleyite

V. E. Guzev^{a, b, *}, A. V. Terekhov^{a, **}, A. V. Molchanov^a, S. G. Skublov^{c, b, ***},
D. S. Ashihmin^a, and D. S. Kozlov^a

^aKarpinsky Russian Geological Research Institute, Saint Petersburg, Russia

^bSaint Petersburg Mining University, Saint Petersburg, Russia

^cInstitute of Precambrian Geology and Geochronology RAS, Saint Petersburg, Russia

*e-mail: vladislav_guzev@vsegei.ru

**e-mail: terekhov1985@gmail.com

***e-mail: skublov@yandex.ru

The paper presents results of the complex geochemical and isotope-geochemical (SHRIMP-II, SIMS) study of rocks of the Dzheltulinsky massif located in the poorly studied Tyrkandinsky ore district. The massif is the largest intrusion in this district by the area of its outcropping. This is an annular pluton composed of ultrapotassic rocks of the syenite series and their extrusive analogues. According to results of the U–Pb isotope dating of zircon and baddeleyite, the massif was formed in the interval of 124–115 Ma.

Keywords: Dzheltulinsky massif, syenites, U–Pb dating, zircon, baddeleyite, REE

REFERENCES

- Bilibin Yu.A.* Selected Works. Moscow: USSR Acad. Sci., **1958**. Vol. 1. 432 p. (in Russian).
- Doroshkevich A.G., Prokopyev I.R., Ponomarchuk A., Savatenkov V.M., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Wohlgemuth Ueberwasse C.* Petrology and geochemistry of the late Mesozoic Dzheltula alkaline igneous complex, Aldan-Stanovoy Shield, Russia: constraints on derivation from the ancient enriched mantle source. *Int. J. Earth Sci.* **2020**. Vol. 109. P. 2407–2423.
- Fedotova A.A., Bibikova E.V., Simakin S.G.* Ion-microprobe zircon geochemistry as an indicator of mineral genesis during geochronological studies. *Geochem. Int.* **2008**. Vol. 46. N 9. P. 912–927.
- Hinton R.W., Upton B.G.J.* The chemistry of zircon: Variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochim. Cosmochim. Acta.* **1991**. Vol. 55. N 11. P. 3287–3302.
- Hoskin P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis. *Rev. Miner. Geochem.* **2003**. Vol. 53. N 1. P. 27–62.
- Kazansky V.I.* Unique Central Aldan gold-uranium ore region (Russia). *Geol. Ore Deposits.* **2004**. Vol. 46. N 3. P. 195–211 (in Russian).
- Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Prokopyev I.R., Zaitsev A.I., Bikbaeva E.E.* Features of the composition and age of formation of the Mesozoic intrusions of the Tyrkandinsky ore region of the Aldan-Stanovoy shield. *Native Geology.* **2014**. N 5. P. 43–52 (in Russian).
- Kukushkin K.A., Molchanov A.V., Radkov A.V., Shatov V.V., Terekhov A.V., Shatova N.V., Khorokhorina E.I., Remizov D.N.* On the segregation of the Mesozoic intrusive rocks of the Central Aldan region (South Yakutia). *Regional Geol. Metallogeny.* **2015**. N 64. P. 48–58 (in Russian).
- Maksimov E.P., Uyutov V.I., Nikitin V.M.* The Central Aldan gold-uranium ore magmatogenic system (Aldan-Stanovoy shield, Russia). *Russian J. Pacific Geol.* **2010**. Vol. 4. N 2. P. 95–115.
- Molchanov A.V., Terekhov A.V., Shatov V.V., Petrov O.V., Kukushkin K.A., Kozlov D.S., Shatova N.V.* Gold ore regions and nodes of the Aldan-Stanovoy metallogenic province. *Regional Geol. Metallogeny.* **2017**. N 71. P. 93–111 (in Russian).
- Parfenov L.M., Kuzmin M.I.* Tectonics, geodynamics and metallogeny of the territory of the Republic of Sakha (Yakutia). Moscow: MAIK Nauka/Interperiodica, **2001**. 571 p. (in Russian).
- Prokopyev I.R., Kravchenko A.A., Ivanov A.I., Borisenko A.S., Ponomarchuk A.V., Zaitsev A.I., Kardash E.A., Rozhkov A.A.* Geochronology and ore mineralization of the Dzheltula alkaline massif (Aldan Shield, South Yakutia). *Russian J. Pacific Geol.* **2018**. Vol. 12. N 1. P. 34–43.
- Reutov L.M.* Precambrian of the Central Aldan. Novosibirsk: Nauka, 1981. 184 p. (in Russian).
- Rodionov N.V., Belyatsky B.V., Antonov A.V., Kapitonov I.N., Sergeev S.A.* Comparative *in-situ* U–Th–Pb geochronology and trace element composition of baddeleyite and low-U zircon from carbonatites of the Palaeozoic Kovdor alkaline–ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia. *Gondwana Res.* **2012**. Vol. 21. P. 728–744.
- Salnikova E.B., Kotov A.B., Kazansky V.I., Glebovitsky V.A., Pertsev N.N., Yakovleva S.Z., Fedosenko A.M., Plotkina Yu.V.* Early Proterozoic age of the Tyrkandin fault zone, the Aldan Shield: U–Pb dating of fragments of single zircon grains. *Dokl. Earth Sci.* **2006**. Vol. 408. N 4. P. 538–542.
- Sun S.-S., McDonough W.F.* Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. *Geol. Soc. Lond. Spec. Publ.* **1989**. Vol. 42. P. 313–345.
- Vetluzhskikh V.G., Kazansky V.I., Kochetkov A.Ya., Yanovsky V.M.* Gold deposits of the Central Aldan. *Geol. Ore Deposits.* **2002**. Vol. 44. N 6. P. 467–499 (in Russian).
- Watson E.B., Wark D.A., Thomas J.B.* Crystallization thermometers for zircon and rutile. *Contrib. Mineral. Petrol.* **2006**. Vol. 151. P. 413–433.
- Williams I.S.* U–Th–Pb geochronology by ion Microprobe. *Rev. Econ. Geol.* **1998**. Vol. 7. P. 1–35.
- Williams I.S., Hergt J.M.* U–Pb dating of Tasmanian dolerites: a cautionary tale of SHRIMP analysis of high-U zircons. In: *Beyond 2000: New frontiers in isotope geoscience*. Lorne: Abstract and Proceedings, University of Melbourne, Australia, **2000**. P. 185–188.