

УДК 552.2:551.72(571.5)

ВОЗРАСТ, ИСТОЧНИКИ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ОЛОВОНОСНЫХ ГРАНИТОВ ЯЗОВСКОГО КОМПЛЕКСА БАЙКАЛО-ПАТОМСКОГО СКЛАДЧАТО-НАДВИГОВОГО ПОЯСА

© 2020 г. А. М. Ларин^{1,*}, А. Б. Котов¹, Е. Б. Сальникова¹, член-корреспондент РАН Е. В. Складчиков^{2,3},
В. П. Ковач¹, Ю. В. Плоткина¹, И. В. Анисимова¹, М. М. Подольская⁴

Поступило 23.07.2019 г.

После доработки 12.10.2019 г.

Принято к публикации 13.10.2019 г.

Гранит-порфиры язовского комплекса развиты в северной части Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса рифейского возраста в пределах Тонодского выступа раннедокембрийского основания. Произведенные геохронологические (U–Pb), изотопно-геохимические (Sm–Nd) и геохимические исследования продемонстрировали, что породы этого комплекса принадлежат к оловяносным гранитам А-типа и имеют возраст 709 ± 7 млн лет. Формирование исходной магмы этих гранитов происходило во внутриплитной геодинамической обстановке из смешанного источника: раннедокембрийского корового и мантийного. Это тектоническое событие имело глобальный характер и знаменовало собой позднерифейский импульс литосферного растяжения, связанный с расколом суперконтинента Родиния под воздействием мантийного суперплюма.

Ключевые слова: внутриплитные граниты, U–Pb-возраст, изотопная геохимия, источники, кора, мантия, Родиния

DOI: 10.31857/S2686739720020073

Граниты язовского комплекса развиты в пределах Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса, сложенного рифейскими карбонатно-терригенными комплексами пассивной окраины Сибирского кратона (рис. 1а). По северному краю этого пояса протягивается прерывистая дуга линейных поднятий (Чуйское, Тонодское и Нечерское), в которых обнажены супракрустальные и магматические образования палеопротерозойского основания. Граниты язовского комплекса локализованы в пределах Тонодского поднятия, где они образуют штокообразные субвулканические тела и дайки, сложенные сферолитовыми гранит-порфирами (рис. 1б). Установлен эруптивный характер контактов этих тел с рифейскими вулканогенно-осадочными породами медве-

жевского комплекса, палеопротерозойскими сланцами кевактинской серии и постколлизийными гранитами чуйско-кодарского комплекса [1]. С гранитами язовского комплекса ассоциируют оловяносные месторождения Туяканского рудного района [1].

Целью настоящей работы являются определение возраста гранитов язовского комплекса U–Pb-методом по циркону (ID TIMS), идентификация их источников и оценка их тектонического положения.

В пределах Тонодского поднятия граниты язовского комплекса образуют несколько дайковых полей (рис. 1б). Для исследований были отобраны образцы практически неизмененных гранит-порфиров на юго-западном склоне Тонодского поднятия за пределами Туяканского рудного района.

Гранит-порфиры язовского комплекса имеют полосчатую текстуру и состоят из сферолитов калиевого полевого шпата, вкрапленников олигоклаза и кварца и микрогранитовой основной массы. Граниты относятся к породам нормального и умеренно щелочного ряда, калиевого типа щелочности и несколько повышенной алкальности ($NK/A = 0.80–0.88$). Они характеризуются умеренной и повышенной глиноземистостью ($ASI = 0.97–1.19$), высокой железистостью ($f = 0.88–$

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург, Россия

² Институт Земной коры Сибирского отделения Российской Академии наук, Иркутск, Россия

³ Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, Россия

⁴ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской Академии наук, Москва, Россия

*E-mail: larin7250@mail.ru

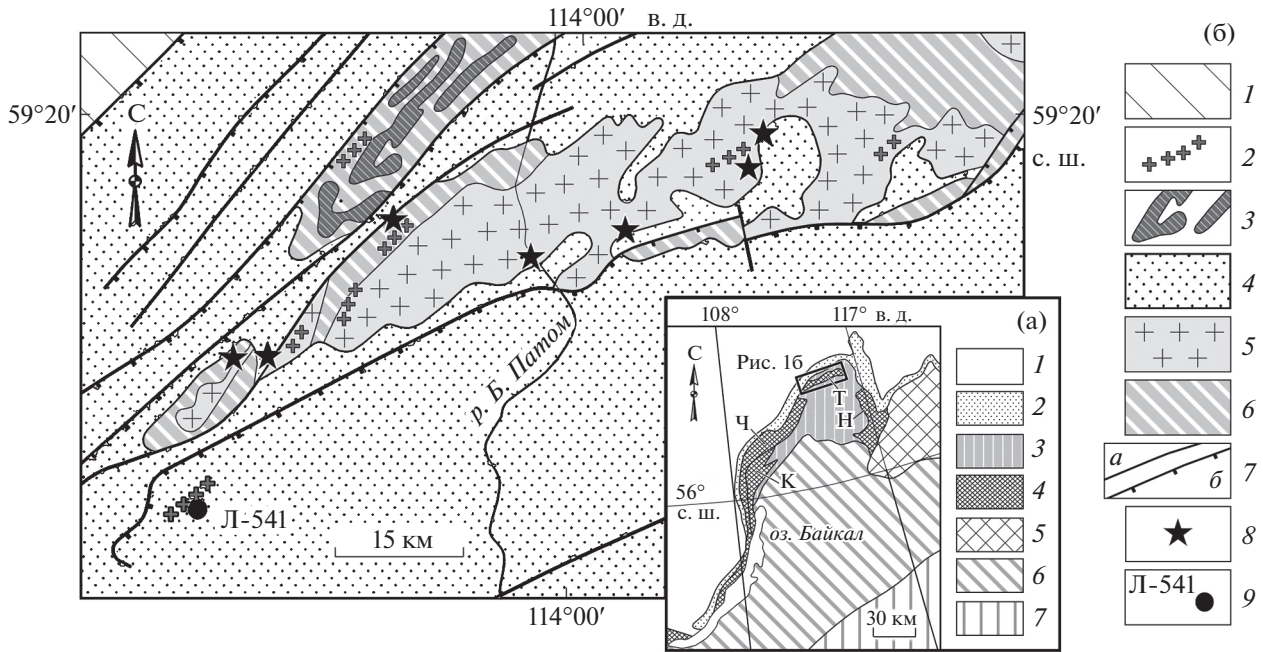


Рис. 1. а – Положение района исследований в тектонических структурах Байкало-Патомского пояса. 1 – осадочный чехол Сибирской платформы; 2 – вендские отложения перикратонного прогиба; 3–4 – Байкало-Патомский складчато-надвиговой пояс: 3 – рифейские метаморфические породы, 4 – метаморфические породы и гранитоиды раннедокембрийского основания; 5 – Алданский щит; 6–7 – пострanneдокембрийские складчатые пояса: 6 – Центрально-Азиатский, 7 – Монголо-Охотский. Выступы раннедокембрийского основания складчатых поясов: Ч – Чуйское, К – Кутимское, Т – Тонодское, Н – Нечерское. б – Схема распространения гранит-порфиров язовского комплекса и ассоциирующего с ними оловянного оруденения в пределах Тонодского поднятия Байкало-Патомского складчато-надвигового пояса. 1 – осадочный чехол Сибирской платформы; 2–4 – позднерифейские геологические комплексы: 2 – гранит-порфиры язовского комплекса, 3 – дайки и силы диабазов чайского комплекса, 4 – метаморфические породы; 5–6 – палеопротерозойские геологические комплексы: 5 – постколлизийные граниты чуйско-кодарского комплекса, 6 – метаморфические породы кевактинской серии; 7 – дизъюнктивные нарушения (а – разломы, б – надвиги); 8 – оловянные месторождения и рудопоявления Туяканского рудного района; 9 – место отбора геохронологической пробы.

0.95), обогащены большинством некогерентных элементов и относятся к внутриплитным гранитам А-типа. На спайдерграмме отчетливо фиксируются позитивная Th-аномалия, отсутствие отрицательной Nb-Ta-аномалии и четко выраженные отрицательные аномалии Sr, P, Eu и Ti ($[Th/La]_n = 3.27-4.04$, $[Nb/La]_n = 0.87-1.88$, $[Ta/La]_n = 1.06-2.06$, $[Sr/La]_n = 0.01-0.03$, $[P/La]_n = 0.01-0.05$). График REE демонстрирует умеренное фракционирование LREE и не фракционированное распределение HREE ($[La/Yb]_n = 6.52-9.17$ и $[Gd/Yb]_n = 0.86-1.11$), а также отрицательную Eu-аномалию ($Eu/Eu^* = 0.41-0.49$). Еще одной особенностью гранитов язовского комплекса являются высокие содержания Sn (до 30 мкг/г) и присутствие акцессорного касситерита.

Таким образом, минералого-геохимические особенности рассматриваемых гранитов, а также ассоциация их с оловянными месторождениями, скорее всего, указывают на их принадлежность к внутриплитным оловоносным гранитам.

Для геохронологических U–Pb-исследований использована проба № Л-541 гранит-порфира

язовского комплекса. Выделение циркона проводилось по стандартной методике с использованием тяжелых жидкостей. Выбранные для геохронологических исследований кристаллы циркона обрабатывались спиртом и ацетоном в ультразвуковой ванне, а затем последовательно 1М HNO₃ и 1М HCl в течение 20 мин на теплой плитке. При этом после каждой ступени зерна циркона (или их фрагменты) промывались особо чистой водой. Химическое разложение циркона и выделение U и Pb выполнялись по модифицированной методике Т.Е. Кроу [2]. Определения изотопного состава Pb и U выполнены на масс-спектрометре Finnigan MAT 261 и Triton TI в статическом и динамическом (с использованием электронного умножителя) режимах. Для изотопных исследований использовался изотопный индикатор ²³⁵U–²⁰²Pb. Точность определения U/Pb-отношений и содержаний U и Pb составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 15 пг Pb и 1 пг U. Обработка экспериментальных данных проводилась при помощи программ PbDAT и ISOPLOT [3, 4]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

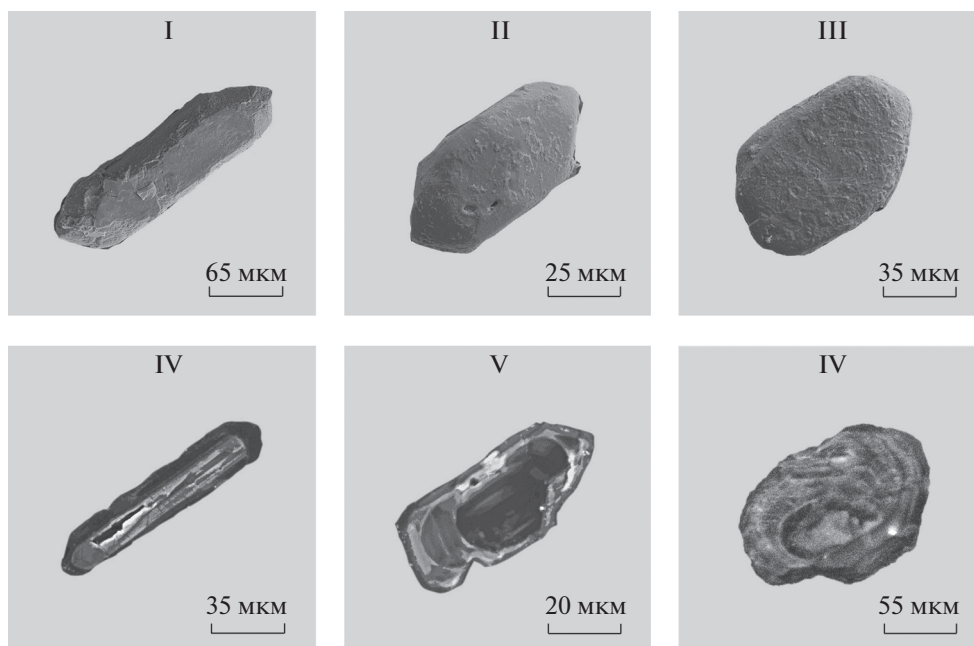


Рис. 2. Микрофотографии кристаллов циркона из гранит-порфира язовского комплекса (проба Л-541), выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 в режиме вторичных электронов (I–III) и катодоллюминесценции (IV–VI).

Акцессорный циркон, выделенный из гранит-порфира язовского комплекса, представлен субидiomорфными призматическими, длиннопризматическими и короткопризматическими полупрозрачными и прозрачными кристаллами светло-розового и розовато-коричневого цвета. Огранка кристаллов определяется сочетанием призм $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамид $\{101\}$, $\{111\}$, $\{211\}$ (рис. 2, I–III). Поверхности граней кристаллов часто интенсивно корродированы (рис. 2, I–III). Размер кристаллов изменяется от 30 до 200 мкм; $K_{удл.} = 2.0–4.0$.

Кристаллы циркона обладает зональным внутренним строением (рис. 2 IV, V). Краевые зоны кристаллов призматического и длиннопризматического габитуса, как правило, интенсивно трещиноваты, имеют пониженное двупреломление и низкую интенсивность люминесценции (рис. 2 IV, V). Они содержат первичные расплавленные и флюидные включения, а также многочисленные включения касситерита размером до 15 мкм [5]. В центральных частях кристаллов короткопризматического облика часто наблюдаются реликты унаследованных ядер (рис. 2, V, VI).

Для геохронологических U–Pb-исследований использованы четыре микронавески (5–50 зерен) наиболее прозрачных зерен циркона, отобранные из размерных фракций <60, 60–70, 70–100 и 100–125 мкм (табл. 1). При этом циркон из двух фракций (№ 2 и 3, табл. 1) был подвергнут предварительной кислотной обработке [6]. На диаграмме с

конкордией положение точек изотопного состава изученных микронавесок циркона аппроксимируется дискордией, нижнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 709 ± 7 млн лет, а верхнее пересечение 1870 ± 10 млн лет, СКВО = 0.55 (рис. 3). Различная степень их дискордантности обусловлена разной долей унаследованного компонента радиогенного свинца раннедокембрийского возраста. Совокупность морфологических признаков свидетельствует о магматическом происхождении циркона из гранит-порфира язовского комплекса. Следовательно, есть все основания рассматривать полученную для него оценку возраста 709 ± 7 млн лет в качестве возраста его кристаллизации.

Результаты изотопных Sm–Nd-исследований гранитов язовского комплекса свидетельствуют о том, что они имеют малорадиогенный изотопный состав Nd ($\epsilon_{Nd}(t) = -7.8... -11.2$ и $t_{Nd}(C) = 2.1–2.3$ млрд лет), резко отличный от вмещающих палеопротерозойских пород, гранитов чуйско-кодарского комплекса ($t_{Nd}(C) = 2.8–3.0$ млрд. лет) и метаморфических сланцев кевактинской серии ($t_{Nd}(C) = 2.8–3.4$ млрд лет). Очевидно, что эти породы не могли выступать в качестве единственного источника гранитов язовского комплекса. Вероятнее всего, формирование исходной магмы этих гранитов происходило из смешанного источника: раннедокембрийского корового и ювенильного.

Таблица 1. Результаты геохронологических U–Pb-исследований циркона из гранит-порфира язовского комплекса (проба Л-541)

Номер п/п	Размерная фракция (мкм) и характеристика циркона	U/Pb*	Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн лет		
			$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	60–70, 18 крист	6.69	1027	0.0701 ± 1	0.2613 ± 1	1.2337 ± 34	0.1276 ± 2	0.88	816 ± 2	774 ± 2	932 ± 3
2	70–100, кисл.обр.=2.0	6.67	1412	0.0734 ± 1	0.1852 ± 1	1.3307 ± 52	0.1315 ± 2	0.55	859 ± 2	796 ± 2	1025 ± 5
3	100–125, кисл.обр.=2.0	6.67	2274	0.0744 ± 1	0.1674 ± 1	1.3970 ± 29	0.1362 ± 1	0.77	888 ± 2	823 ± 1	1052 ± 3
4	<60, 13 крист	5.00	1463	0.1060 ± 3	0.1114 ± 2	3.7650 ± 175	0.2575 ± 6	0.86	1585 ± 7	1477 ± 6	1732 ± 4

Примечание. * – Навеска циркона не определялась; ^a – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Rho – коэффициент корреляции ошибок отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, кисл.обр = 2.0 – кислотная обработка циркона с заданной экспозицией (часы). Величины ошибок (2σ) соответствуют последним значащим цифрам после запятой.

В качестве первого могли выступать граниты чуйско-кодарского комплекса. На это указывают также значения унаследованного возраста $1870 \pm \pm 10$ млн лет в цирконах гранитов язовского комплекса, очень близкие к возрасту кристаллизации гранитов чуйско-кодарского комплекса $1846 \pm \pm 8$ млн лет [7]. Ювенильный источник, скорее всего, представляет собой вещество мантийного происхождения. Поэтому можно предполагать, что подъем базитовых магм во внутриплитных условиях литосферного растяжения привел к плавлению раннедокембрийского корового ос-

нования Тонодского поднятия, в том числе и гранитов чуйско-кодарского комплекса. Смешение анатектического корового и базитового расплавов могло привести к формированию исходной магмы для гранитов язовского комплекса с изотопными характеристиками Nd, промежуточными между этими двумя различными источниками.

Важно отметить, что возраст гранитов язовского комплекса практически совпадает с возрастом бимодальных вулканитов Олоkitского рифта Байкало-Патомского пояса (718 ± 15 млн лет [8]). При этом рассматриваемые граниты геохимически близки к кислым вулканитам этого рифта и имеют близкие изотопные характеристики Nd [8]. Близкий возраст имеют и расслоенные интрузии довыренского комплекса (728 ± 4 млн лет [9]) Байкало-Муйского складчатого пояса, а также вулканиты Глушихинского рифтогенного прогиба Енисейского края 717 ± 15 млн лет [10].

Таким образом, формирование гранитоидов язовского комплекса происходило в позднем рифе во внутриплитной обстановке. В заключение необходимо также подчеркнуть, что это событие имело глобальный характер и проявилось практически на всех континентах мира. Оно знаменует собой позднерифейский импульс литосферного растяжения, связанный с расколом суперконтинента Родиния под воздействием мантийного суперплюма [11, 12].

ИСТОЧНИКИ ФИНАНСИРОВАНИЯ

Исследования выполнены в рамках государственного задания (тема НИР 0153–2019–0001 при поддержке РФФИ (проект № 18–05–00403) и РНФ (проект № 18–17–00101).

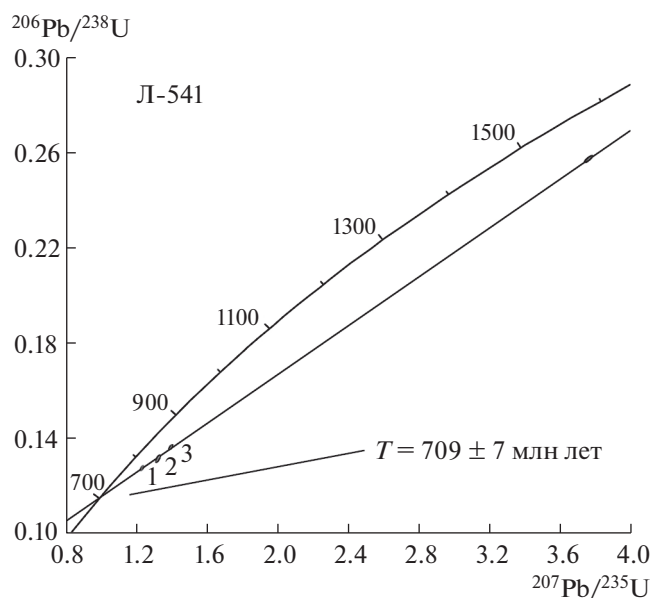


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для циркона из гранит-порфира язовского комплекса (Л-541). Номера точек на диаграмме соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49. Киренск. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 607 с.
2. Krogh T.E. // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
3. Ludwig K.R. // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991. 35 p.
4. Ludwig K.R. ISOPLOT / Ex.Version 2.06. // Berkley Geochronology Center Sp. Publ. 1999. № 1a. 49 p.
5. Plotkina Yu., Salnikova E., Larin A. In: Abstract Book Micro-CT Users Meeting. Bruges, Belgium, 2015. P. 278–280.
6. Mattinson J.M. // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994. V. 116. P. 117–129.
7. Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др. // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. Т. 14. № 5. С. 3–15.
8. Рыцк Е.Ю., Ковач В.П., Ярмолюк В.В. и др. // *Геотектоника*. 2011. № 5. С. 17–51.
9. Ariskin A.A., Kostitsyn Yu.A., Konnikov E.G., et al. // *Geochem. Internat.* 2013. V. 51. № 11. P. 859–875.
10. Ножкин А.Д., Качевский Л.К., Дмитриева Н.В. // *ДАН*. 2012. Т. 445. № 3. С. 332–337.
11. Utsunomiya A., Ota T., Windley B.F., Suzuki N., et al. // *Superplumes. D. A. Yuen (eds) Chapter 13*. 2007. Springer. P. 363–408.
12. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Сальникова Е.Б. и др. // *ДАН*. 2005. Т. 404. № 3. С. 400–406.

AGE, SOURCES AND TECTONIC SETTING OF THE TIN-BEARING GRANITES OF THE JAZOV COMPLEX OF THE BAIKAL-PATOM FOLD-THRUST BELT

A. M. Larin^{a, #}, A. B. Kotov^a, E. B. Salnikova^a, Corresponding Member of the RAS E. V. Sklyarov^{b, c},
V. P. Kovach^a, Yu. V. Plotkina^a, I. V. Anisimova^a, and M. M. Podolskaya^d

^a Institute of Precambrian Geology and Geochronology of the Russian Academy of Sciences, Saint-Petersburg, Russian Federation

^b Institute of the Earth's Crust of the Siberian Branch of the Russian Academy of Sciences, Irkutsk, Russian Federation

^c Far Eastern Federal University, Vladivostok, Russian Federation

^d Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of the Russian Academy of Sciences,
Moscow, Russian Federation

[#] E-mail: larin7250@mail.ru

Granite porphyries of the Jazov complex are developed in the northern part of the Baikal-Patom fold-thrust belt of the Riphean age within the Tonodian uplift of the Early Precambrian basement. Produced geochronological (U–Pb), isotope-geochemical (Sm–Nd) and geochemical studies have shown that the rocks of this complex belong to A-type tin-bearing granites and are 709 ± 7 Ma. The formation of the initial magma of these granites occurred in the intraplate geodynamic setting from a mixed source: Early Precambrian crustal and mantle. This tectonic event was global in nature and manifested the Late Riphean impulse of lithospheric extension associated with the break-up of the Rodinia supercontinent under the influence of the mantle superplume.

Keywords: within-plate granites, U–Pb age, isotope geochemistry, sources, crust, mantle, Rodinia