

УДК 552.2:551.72(571.5)

## ВОЗРАСТ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ЧАРНОКИТОВ ТАТАРНИКОВСКОГО КОМПЛЕКСА (СЕВЕРО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

© 2009 г. А. М. Ларин, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий,  
С. З. Яковлева, Н. А. Срывцев, И. В. Анисимова, М. Д. Толкачев

Поступило 13.05.2009 г.

Самым молодым проявлением гранитоидного магматизма в северо-западном Прибайкалье являются интрузии чарнокитов татарниковского комплекса, приуроченные к Даванской зоне смятия [1]. Последняя представляет собой субмеридиональную зону разрывных нарушений, разделяющих Чуйское поднятие, сложенное раннедокембрийскими высокоградными метаморфическими породами и гранитоидами, и Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс, в геологическом строении которого принимают участие раннепротерозойские (1.88–1.85 млрд. лет) вулканогенно-осадочные породы акитканской серии и гранитоиды ирельского комплекса. К югу от этого пояса развиты более ранние палеопротерозойские метаморфические породы сарминской серии. Следует отметить, что наиболее поздние проявления раннепротерозойского магматизма в пределах рассматриваемого региона, такие как вулканические породы Северо-Байкальского пояса, гранитоиды чуйско-кодарского, кодарского, саянского и таракского комплексов, а также рапакиви приморского и чарнокиты шумихинского комплексов, связаны с формированием постколлизийного Южно-Сибирского магматического пояса (1.88–1.84 млрд. лет), протягивающегося по юго-западной границе Сибирской платформы от Енисейского кряжа до Алданского щита на расстояние более чем 2500 км [2].

Чарнокиты татарниковского комплекса обычно образуют относительно мелкие интрузивные тела, которые приурочены к Даванской зоне и прорывают бластомилониты этой зоны, а также породы сарминской и акитканской серий (рис. 1). Как правило, они обладают массивной текстурой. Лишь иногда в эндоконтактных зонах наблюдается трахитоидность. По химическому составу чарнокиты отвечают кварцевым монцидиоритам,

кварцевым монцитам, гранодиоритам и адмеллитам, для которых характерна высокая железистость Fe–Mg-силикатов. Они принадлежат высококалийному типу субщелочной серии, на диаграмме  $K_2O-SiO_2$  лежат преимущественно в поле шононит-латитовой серии и отличаются пониженной глиноземистостью ( $ASI = 0.74-0.92$ ) и повышенной железистостью ( $f = 0.83-0.87$ ). Кроме того, для них характерны высокие содержания Fe и Ti, а также Zr, Nb, Rb, Ba, Be, Sn, F, P и пониженные содержания Sr, Cu, Ni, V [1, 3]. Кристаллизация рассматриваемых чарнокитов протекала в условиях малых глубин (3–5 км) при высокой  $f_{O_2}$  в температурном диапазоне 900–700°C [1, 4]. В целом по геохимическим особенностям чарнокиты татарниковского комплекса отвечают гранитам А-типа. По классификации В.М. Шемякина [5], они относятся к интрузивным чарнокитам зон глубинных разломов, формирование которых происходит в условиях растяжения. Следует также отметить, что по геохимическим и петрологическим параметрам они очень близки к фельзитическим породам Северо-Байкальского пояса [2, 3, 6–8].

По данным Н.А. Срывцева с соавторами [4], возраст чарнокитов татарниковского комплекса составляет  $2030 \pm 60$  млн. лет (Rb–Sr-метод по породам в целом). В то же время согласно современным геохронологическим данным возраст акитканской серии, которую прорывают рассматриваемые чарнокиты, значительно моложе – 1878–1854 млн. лет [2, 8]. В связи с этим представляется чрезвычайно важным точное определение их возраста и тектонического положения. Необходимость датирования чарнокитов татарниковского комплекса обусловлена также и тем, что эти совершенно не дислоцированные породы прорывают бластомилониты Даванской зоны, что позволяет оценить верхнюю возрастную границу ее формирования, которая различными авторами трактуется от раннего протерозоя [3] до позднего палеозоя [9].

*Институт геологии и геохронологии докембрия  
Российской Академии наук, Санкт-Петербург  
ФГУНПГИ “Иркутскгеофизика”*

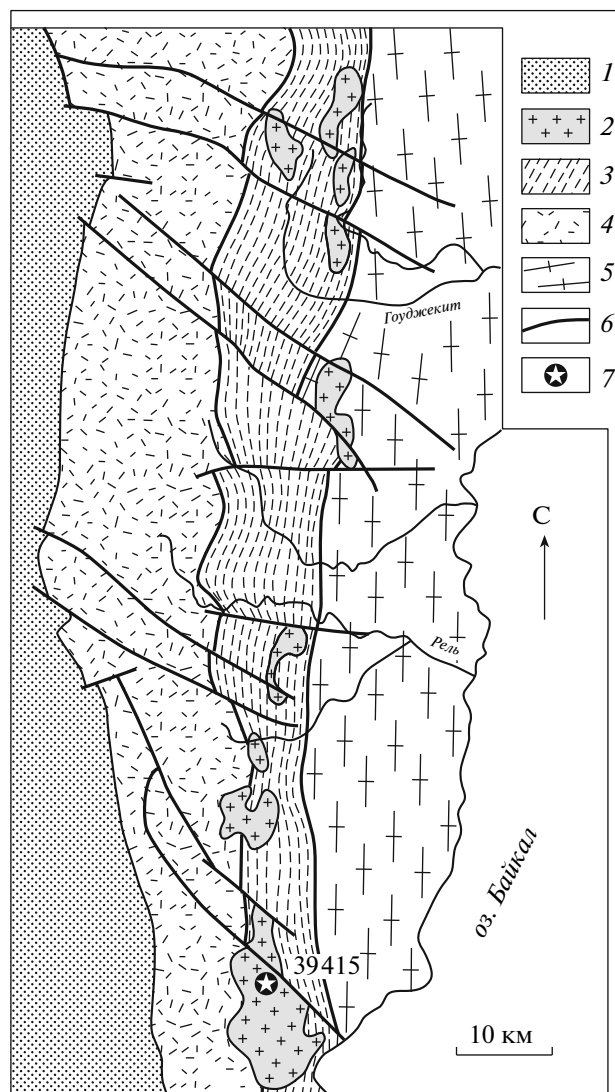
Для геохронологических исследований использована проба чарнокита Татарниковского массива (рис. 1). Акцессорный циркон, выделенный из этой пробы, представлен полупрозрачными, реже прозрачными идиоморфными и субидоморфными призматическими и короткопризматическими кристаллами (рис. 2, I–VI) светло-розового цвета, а также их обломками. Основными элементами огранки кристаллов являются грани призм {100} и дипирамид {101}, {111}, {102}. Внутреннее строение кристаллов циркона характеризуется наличием тонкой магматической зональности (рис. 2, VII–XII), частично исчезающей в их краевых частях (рис. 2, X–XII), а также присутствием реликтов унаследованных ядер (рис. 2, IX). Размеры зерен циркона от 85 до 150 мкм;  $K_{уд} = 1.5–2.5$ .

U–Pb-геохронологические исследования проведены главным образом для микронанесок наиболее “чистых” зерен циркона, отобранных из размерных фракций 85–100 и > 100 мкм, которые, как правило, были подвергнуты аэробразивной обработке (№ 2–4, табл. 1). В некоторых случаях выбор подходящих для изотопного датирования зерен циркона осуществлялся с помощью катодолуминесценции (CLC-метод [10]; № 3, табл. 1).

Как видно на рис. 3, точки изотопного состава изученных цирконов образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту  $1853 \pm 5$  млн. лет (СКВО = 1.2), а нижнее –  $497 \pm 210$  млн. лет. При этом точка изотопного состава одной из навесок циркона (№ 4, табл. 1) лежит на конкордии и имеет конкордантный возраст  $1853 \pm 5$  млн. лет (СКВО = 0.34, вероятность 0.56), совпадающий с оценкой возраста, полученной по верхнему пересечению дискордии. Несколько правее дискордии располагается точка изотопного состава необработанного циркона из размерной фракции 85–100 мкм, что, по-видимому, связано с присутствием незначительной доли более древнего компонента радиогенного свинца (реликты унаследованных ядер, не диагностированные в ходе отбора зерен циркона для датирования).

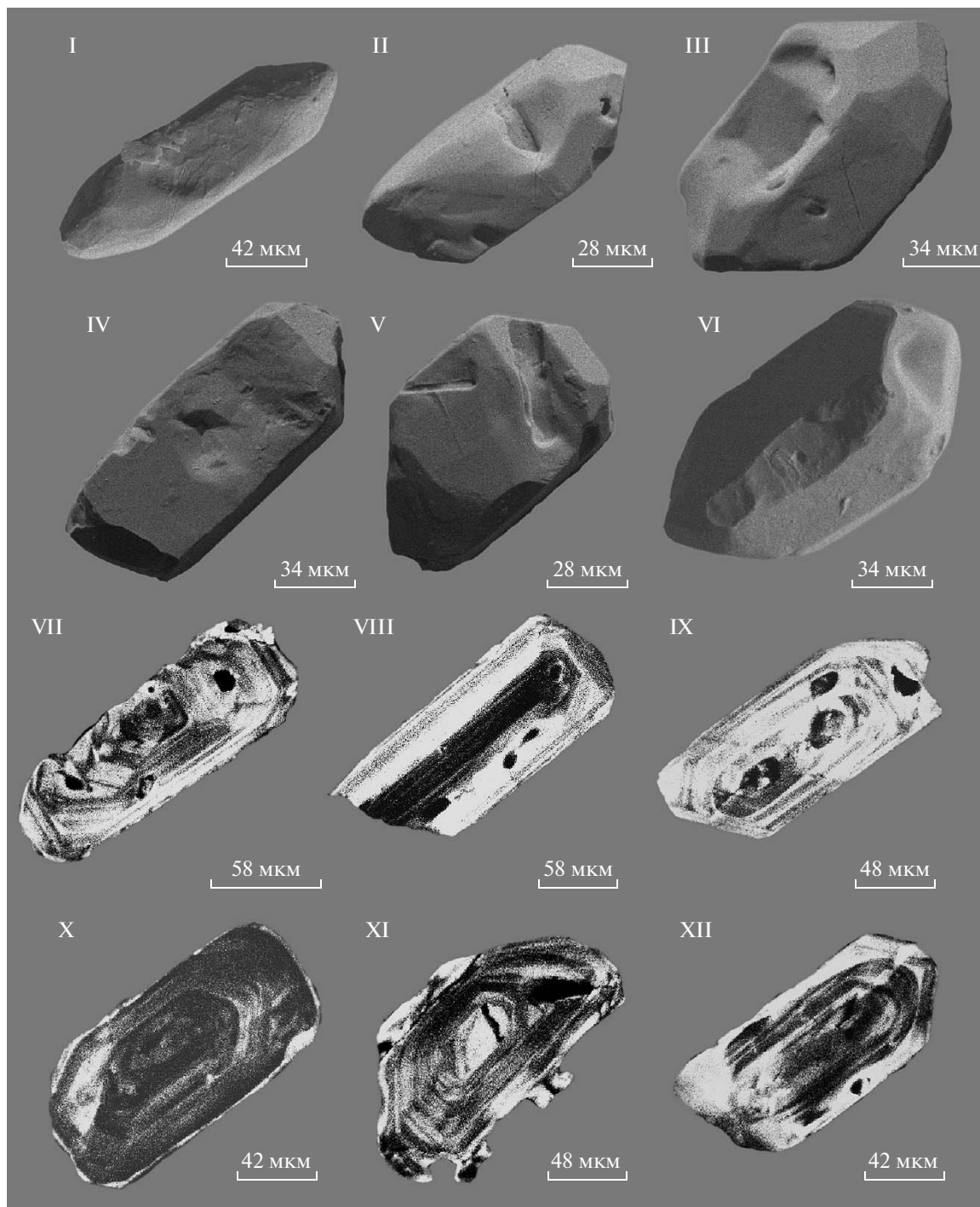
Судя по морфологическим характеристикам изученный циркон имеет магматическое происхождение. Следовательно, полученную для него оценку возраста  $1853 \pm 5$  млн. лет можно рассматривать как наиболее точную оценку возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для чарнокитов татарниковского комплекса.

Представленные здесь геохронологические данные показывают, что возраст чарнокитов татарниковского комплекса соответствует возрасту наиболее молодых вулканических пород Северо-Байкальского пояса, а именно вулкаников чайской свиты ( $1854 \pm 5$  млн. лет [2]). С учетом геохимического подобия и пространственной сопряженности чарнокитов с породами Северо-Байкальского



**Рис. 1.** Схема расположения массивов чарнокитов татарниковского комплекса (по [3] с упрощениями). 1 – рифейские осадочные породы байкальской серии; 2–4 – палеопротерозойские породы: 2 – чарнокиты татарниковского комплекса, 3 – бластомилониты Даванской зоны смятия, 4 – породы Северо-Байкальского вулкано-плутонического пояса; 5 – раннедокембрийские гнейсо-сланцевые толщи Чуйского поднятия; 6 – разломы; 7 – место отбора геохронологической пробы.

вулкано-плутонического пояса можно полагать, что они входят в его состав и формировались на заключительных стадиях его развития. Кроме того, полученные геохронологические данные дают возможность достаточно точно оценить верхнюю возрастную границу формирования Даванской зоны смятия (1854 млн. лет). Нижняя возрастная граница формирования этой зоны определяется возрастом наиболее ранних вулканических пород ажитканской серии ( $1878 \pm 4$  млн. лет [8]). Из этого следует, что ее образование произошло на



**Рис. 2.** Микрофотографии кристаллов циркона из чарнокитов татарниковского комплекса, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55: I–VI – в режиме вторичных электронов; VII–XII – в режиме катодолуминесценции.

поздних стадиях развития Северо-Байкальского пояса. По данным [3], Даванская зона представляет собой взброс в комбинации с левосторонним сдвигом. В ходе ее формирования условия сжатия чередовались с условиями растяжения, при этом динамотермальный метаморфизм отвечал амфи-

болитовой фации. Выявленная к настоящему времени последовательность проявления магматических и метаморфических событий в истории геологического развития Северо-Байкальского пояса свидетельствует о том, что в ходе его формирования процессы растяжения и сжатия неод-

**Таблица 1.** Результаты U–Pb-геохронологических исследований цирконов из чарнокита татарниковского комплекса (Татарниковский массив)

№ п.п.	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$
1	85–100	0.18	165	477	8591	$0.1136 \pm 1$	$0.1240 \pm 1$
2	>100, $A = 20\%$ , 30 зер.	0.03	104	294	1926	$0.1126 \pm 2$	$0.1679 \pm 1$
3	85–100, $A = 20\%$ , CLC, 20 зер.	*	U/Pb = 2.73		1999	$0.1134 \pm 1$	$0.1576 \pm 1$
4	>100, $A = 20\%$ , 100 зер.	*	U/Pb = 2.70		3227	$0.1132 \pm 1$	$0.1673 \pm 1$

№ п.п.	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Изотопные отношения		<i>Rho</i>	Возраст, млн. лет		
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
1	85–100	$5.0676 \pm 68$	$0.3235 \pm 4$	0.95	$1831 \pm 2$	$1807 \pm 2$	$1858 \pm 1$
2	>100, $A = 20\%$ , 30 зер.	$4.9658 \pm 187$	$0.3200 \pm 11$	0.92	$1814 \pm 7$	$1790 \pm 6$	$1841 \pm 3$
3	85–100, $A = 20\%$ , CLC, 20 зер.	$5.1628 \pm 109$	$0.3303 \pm 5$	0.80	$1847 \pm 4$	$1840 \pm 3$	$1854 \pm 3$
4	>100, $A = 20\%$ , 100 зер.	$5.2065 \pm 156$	$0.3335 \pm 9$	0.90	$1854 \pm 6$	$1855 \pm 5$	$1852 \pm 2$

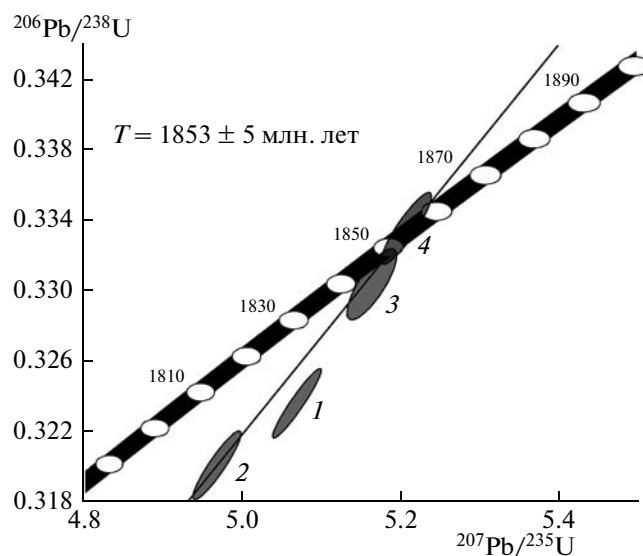
Примечание. Изотопные исследования выполнены по методике, описанной в работе [11]. <sup>a</sup> – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; *Rho* – коэффициент корреляции ошибок отношений  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} - ^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ .  $A = 20\%$  – количество вещества, удаленное в процессе аэробразивной обработки циркона; 20 зер. – число зерен циркона в навеске; CLC – отбор зерен циркона для изотопного датирования осуществлялся с помощью катодOLUMИНЕСЦЕНЦИИ; звездочка – навеска циркона не определялась. Величины ошибок ( $2\sigma$ ) соответствуют последним значащим цифрам.

нократно сменяли друг друга и были сближены во времени. Последнее указывает на транспрессионный, а не анорогенный режим его формирования, как считают многие исследователи [12, 13, 6]. Это свидетельствует в пользу представлений о постколлизии природе как Северо-Байкальского вулканоплутонического пояса, так и всего Южно-Сибирского магматического пояса в целом. При этом собственно коллизийное событие (1.91 млрд. лет) фиксируется по внедрению высокоглиноземистых двуслюдяных S-гранитов ничатского комплекса [7].

Таким образом, Северо-Байкальский вулканоплутонический пояс представляет собой, вероятнее всего, межгорный бассейн растяжения, сформированный в результате постколлизийного коллапсного рифтинга. В отличие от типичных внутриплитных рифтовых трогов, удаленных от конвергентных границ литосферных плит, для бассейнов этого типа характерна существенно большая роль грубообломочных осадочных пород, что свидетельствует о значительном воздымании территории в ходе процессов горообразования. От внутриплитных рифтов их отличают также специфический шошонит-латитовый магматизм, повышенная фугитивность кислорода первичных магм и ограниченное развитие разновозрастных роев базитовых даек, что указывает на меньшую степень литосферного растяжения.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проект 06–05–64989), гранта Президента РФ НШ-3533.2008.5 и Программы фунда-

ментальных исследований ОНЗ РАН “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ”.



**Рис. 3.** Диаграмма с конкордией для цирконов из чарнокитов татарниковского комплекса (проба 39145). Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

## СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Срывцев Н.А.* В кн.: Геология и полезные ископаемые юга Сибирской платформы. Л.: Недра, 1970. С. 133–146.
2. *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др.* // ДАН. 2003. Т. 392. № 4. С. 506–511.
3. *Булдыгеров В.В., Собаченко В.Н.* Проблемы геологии Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса. Иркутск: Иркут. ун-т, 2005. 184 с.
4. *Срывцев Н.А., Сандимирова Г.П., Кутявин Э.П. и др.* В кн.: Геохронология Восточной Сибири и Дальнего Востока. М.: Наука, 1980. С. 101–110.
5. *Шемякин В.М.* Петрология чарнокитоидов раннего докембрия. Л.: Наука, 1988. 232 с.
6. *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др.* // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
7. *Ларин А.М., Сальникова Е.Б., Котов А.Б. и др.* // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2006. Т. 14. № 3. С. 3–15.
8. *Донская Т.В., Бибилова Е.В., Гладкочуб Д.П. и др.* // Петрология. 2008. Т. 16. № 5. С. 452–479.
9. *Неймарк Л.А., Ларин А.М., Рыцк Е.Ю. и др.* // ДАН. 1993. Т. 333. № 6. С. 765–768.
10. *Poller U., Liebetrau V., Todt W.* // Chem. Geol. 1997. V. 139. P. 287–297.
11. *Сальникова Е.Б., Глебовицкий В.А., Котов А.Б. и др.* ДАН. 2004. Т. 398. № 2. С. 239–243.
12. *Бухаров А.А.* Протоактивизационные зоны древних платформ. Новосибирск: Наука, 1987. 202 с.
13. *Петрова З.Е., Макрыгина В.А., Антипин В.С.* // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 291–311.