

УДК 552.2:551.72 (571.5)

СЕВЕРО-БАЙКАЛЬСКИЙ ВУЛКАНО-ПЛУТОНИЧЕСКИЙ ПОЯС: ВОЗРАСТ, ДЛИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ

© 2003 г. А. М. Ларин, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, академик В. И. Коваленко,
Е. Ю. Рыцк, С. З. Яковлева, Н. Г. Бережная, В. П. Ковач,
В. В. Булдыгеров, Н. А. Срывцев

Поступило 25.03.2003 г.

Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс, в геологическом строении которого принимают участие терригенно-вулканогенные отложения акитканской серии и гранитоиды ирельского комплекса, протягивается вдоль границы Сибирской платформы и Байкальской складчатой области на расстояние более чем 700 км (рис. 1). Полученные за последнее десятилетие различными методами оценки возраста вулканических и плутонических пород Северо-Байкальского пояса укладываются в весьма широкий интервал времени – 1.87–1.30 млрд. лет [1–4]. При этом для U–Pb-геохронологических исследований [1] конкретных стратиграфических подразделений акитканской серии во многих случаях были использованы цирконы, выделенные из нескольких проб различных по составу пород, а наиболее молодые оценки возраста (1.5–1.3 млрд. лет) получены для кислых вулканитов чайской

свиты Rb–Sr-методом по породам в целом и Pb–Pb-методом по полевым шпатам [2–4], что не соответствует современным требованиям, предъявляемым к датированию реперных вулканических комплексов.

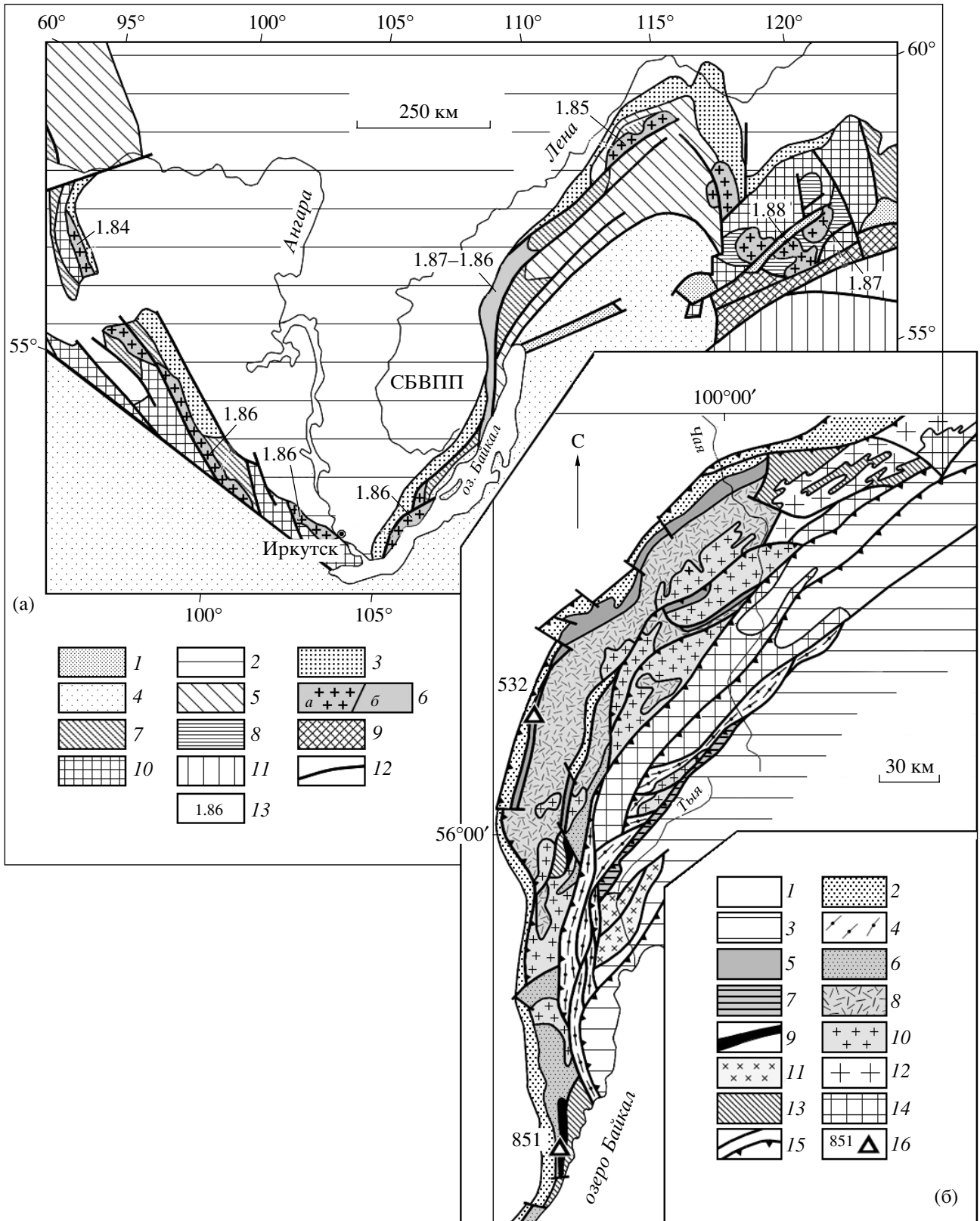
Таким образом, вопрос о возрасте акитканской серии все еще является дискуссионным. С учетом того, что породы акитканской серии согласно существующей стратиграфической шкале относятся к верхнему карелию, завершающему разрез нижнего протерозоя [5], а также того, что они с несогласием перекрываются отложениями патомской и байкальской серий Байкало-Патомской зоны, разрезы которых рассматриваются как опорные для рифея Байкальской складчатой области, точное датирование пород этой серии, и в первую очередь верхних частей ее разреза, позволяет не только определить возраст и продол-

Рис. 1. Схематические геологические карты Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса (а) и Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса (б).

(а): 1 – мезозойские и кайнозойские рифты и наложенные впадины; 2 – осадочный чехол Сибирской платформы; 3 – рифейские перикратонные прогибы; 4 – Центрально-Азиатский складчатый пояс; 5 – рифейские складчатые образования на раннедокембрийском основании; 6 – раннепротерозойский постколлизийный магматический пояс: а – гранитоиды, б – вулканиты (СБВП – Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс); 7 – раннепротерозойские складчатые пояса; 8 – раннепротерозойские эпикратонные бассейны; 9 – раннепротерозойская сутурная зона (Пристановой пояс высокобарических гранулитов); 10 – архейские краевые выступы Сибирской платформы; 11 – архей-раннепротерозойский Становой складчатый пояс; 12 – главные разломы; 13 – оценки возраста (млрд. лет) пород постколлизийного магматического пояса.

(б): 1 – осадочный чехол Сибирской платформы; 2 – перикратонный прогиб (R); 3 – Бодайбино-Патомская энсиалическая зона байкалид (R); 4 – бластомилониты Даванской и Абчадской тектонических зон; 5–10 – геологические образования Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса (PR₁): 5 – чайская свита, 6 – хибеленская свита, 7 – иловирьская свита, 8 – домугдинская свита, 9 – малокосинская свита, 10 – гранитоиды ирельского и абчадского комплексов; 11 – гнейсо-граниты Маректинского выступа (PR₁); 12 – гранитоиды чуйского комплекса (PR₁); 13 – супра-крупные образования (PR₁); 14 – глубоко метаморфизованные породы раннедокембрийского основания; 15 – разломы и надвиги; 16 – места отбора геохронологических проб.

Институт геологии и геохронологии докембрия Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской Академии наук, Москва
Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии,
геофизики и минерального сырья, Иркутск



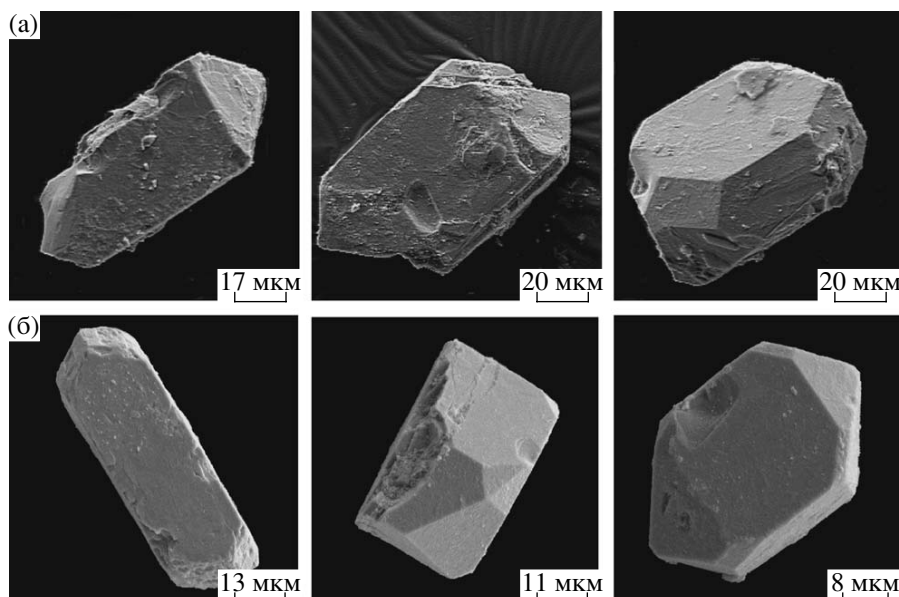


Рис. 2. Микрофотографии циркона, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ-55 (ускоряющее напряжение 20 кВ): а – проба 532, б – проба 851.

жительность формирования Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса, но и оценить верхнюю границу нижнего протерозоя для юго-западной части Сибирской платформы.

Не менее остро стоит вопрос и о тектоническом положении Северо-Байкальского пояса. На сегодняшний день существует несколько взаимоисключающих точек зрения, согласно которым этот пояс представляет собой: 1) фрагмент активной континентальной окраины [6], 2) анорогенный магматический пояс [4], 3) коллизионный магматический пояс [7], 4) рифтовый пояс в тыловой части активной континентальной окраины [8].

Противоречивость представлений о возрасте, объеме, длительности формирования и тектоническом положении Северо-Байкальского пояса привела авторов к необходимости датирования U–Pb-методом по циркону вулканических пород из нижних и верхних частей разреза аkitканской серии, результаты которого представлены в настоящем сообщении.

В разрезе аkitканской серии, мощность которой превышает 4000 м, выделяется четыре свиты (снизу–вверх: малокосинская, домугдинская, хибеленская и чайская), сложенные главным образом континентальными грубообломочными красноцветными породами и субаэральными вулканиками кислого и среднего составов (дацитами, риолитами, латитами, кварцевыми латитами, трахириолитами, трахириодацитами, трахидацитами и игнимбритами) с незначительным развитием базальтоидов. Гранитоиды ирельского комплекса, образующие субвулканические и гипабиссальные тела, варьируют по составу от монцодиоритов и монцонитов до кварцевых сиенитов и гранитов.

В целом изверженные породы Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса принадлежат к высококалийевой известково-щелочной и шшонит-латитовой сериям. Они обогащены некогерентными элементами и имеют геохимические характеристики внутриплитных магматических пород и гранитов А-типа.

Для геохронологических исследований использованы пробы вулкаников кислого состава из нижней и верхней частей разреза аkitканской серии – малокосинской и чайской свит. Проба трахириолита чайской свиты (532) отобрана в верховье р. Гольцовая, а риолита малокосинской свиты (проба 851) – в районе междуречья Молокон и Мужинай (рис. 1б).

Акцессорный циркон из трахириолитов (проба 532) чайской свиты образует идиоморфные и субидиоморфные прозрачные и замутненные слабозональные кристаллы розовато-вишневого цвета короткопризматической формы цирконового габитуса (рис. 2а). Огранка кристаллов представлена гранями призмы {100} и дипирамиды {111}, {101}. Размер зерен циркона изменяется от 30 до 120 мкм; $K_{удл} = 1.3–2.0$.

Изотопные исследования проведены для четырех навесок наиболее прозрачных и идиоморфных зерен циркона, отобранных из размерных фракций <60 мкм и –70 + 60 мкм (№ 1–4; табл. 1), при этом циркон из двух навесок был подвергнут аэробразивной обработке (№ 3, 4; табл. 1). Как видно из рис. 3а, точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1854 ± 5 млн. лет, а нижнее – 102 ± 35 млн. лет; СКВО = 1.

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований цирконов

№ п. п.	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения					Rho	Возраст, млн. лет		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^*$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Трахирioлит чайской свиты (проба 532)													
1	<60	0.31	68.2	247	1375	0.1122 ± 1	0.2005 ± 1	3.7032 ± 74	0.2394 ± 5	0.83	1572 ± 3	1384 ± 3	1835 ± 1.2
2	–70 + 60	0.18	139	471	1960	0.1122 ± 1	0.1941 ± 1	4.0093 ± 80	0.2591 ± 5	0.87	1636 ± 3	1485 ± 3	1836 ± 0.9
3	<60, A20%	0.81	20.5	58.2	1014	0.1130 ± 1	0.1872 ± 1	4.7265 ± 95	0.3034 ± 6	0.83	1772 ± 4	1708 ± 3	1848 ± 1.3
4	–70 + 60, A30%	0.22	135	391	4991	0.1132 ± 1	0.1827 ± 1	4.8622 ± 97	0.3116 ± 6	0.86	1796 ± 4	1749 ± 3	1851 ± 1.0
Риолит малокоcинской свиты (проба 851)													
5	<85	0.25	50.2	143	1508	0.1121 ± 1	0.2772 ± 1	4.4613 ± 89	0.2886 ± 6	0.81	1724 ± 3	1635 ± 3	1834 ± 1.7
6	>85, A20%	0.39	46.5	119	1135	0.1135 ± 1	0.2715 ± 1	4.9582 ± 99	0.3167 ± 6	0.93	1812 ± 4	1774 ± 4	1857 ± 0.9
7	>85, A50%	1.02	3.57	10.7	405	0.1104 ± 2	0.2761 ± 1	3.9233 ± 118	0.2577 ± 6	0.71	1619 ± 5	1478 ± 4	1806 ± 3.8

Примечание. Изотопные исследования выполнены по методике, описанной в [11]. Звездочкой отмечены изотопные отношения, скорректированные на бланк (0.1 нг Pb и 0.005 нг U) и обычный свинец; A20% – количество вещества, удаленное в процессе аэроабразивной обработки циркона. Все ошибки приведены на 2σ-уровне.

Из пробы 851 риолита малокоcинской свиты выделен циркон, представленный в основном обломками идиоморфных и субидиоморфных прозрачных и полупрозрачных зональных кристаллов светло-сиреневого цвета призматической формы, габитус которых определяется сочетанием призм {100}, {110} и дипирамид {101}, {111}, {221} (рис. 2б). Размер зерен циркона изменяется от 40 до 100 мкм; $K_{\text{удл}} = 1.5–2.0$.

Для U–Pb-геохронологических исследований из размерных фракций <85 и >85 мкм отобраны три навески наиболее прозрачных фрагментов кристаллов циркона, причем циркон из фракции >85 мкм был подвергнут аэроабразивной обработке (№ 5–7; табл. 1). Точки изотопного состава циркона образуют линию регрессии, верхнее пересечение которой с конкордией отвечает возрасту 1869 ± 6 млн. лет, а нижнее пересечение – 372 ± 51 млн. лет; СКВО = 0.14 (рис. 3б).

Морфологические особенности акцессорного циркона из трахириолитов чайской свиты и риолитов малокоcинской свиты указывают на его магматическое происхождение. Следовательно, есть все основания рассматривать полученные оценки возраста (1854 ± 5 и 1869 ± 6 млн. лет) в качестве возраста кристаллизации родоначальных для них расплавов.

Результаты выполненных геохронологических исследований показывают, что накопление оса-

дочно-вулканогенных толщ акитканской серии произошло в интервале $1869 \pm 6–1854 \pm 5$ млн. лет. При этом вулканические породы верхней (чайской) свиты этой серии, которая с несогласием перекрывается рифейскими отложениями Байкальского перикратонного прогиба, имеют возраст 1854 ± 5 млн. лет, что в первом приближении определяет верхнюю возрастную границу нижнего протерозоя для юго-западной части Сибирской платформы.

Обращает на себя внимание, что к Северо-Байкальскому поясу приурочены интрузии субщелочных калиевых гранитов S-типа чуйско-кодарского комплекса с возрастом 1846 ± 8 млн. лет (Кевактинский массив), геохимические особенности которых сближают их с типичными постколлизийными образованиями [9]. Характерной особенностью постколлизийных магматических поясов является “совмещение” коровых гранитов A- и S-типов, а также широкого спектра пород высококалийевой и ультракалийевой известково-щелочной магматической серии, образование которых связано с субконтинентальным литосферным источником [10]. Ассоциация вулканических пород и гранитоидов Северо-Байкальского пояса и гранитов чуйско-кодарского комплекса вполне удовлетворяют этому условию [9].

Приведенные данные, а также анализ накопленных к настоящему времени материалов по геологии, геохронологии и геохимии протерозойских

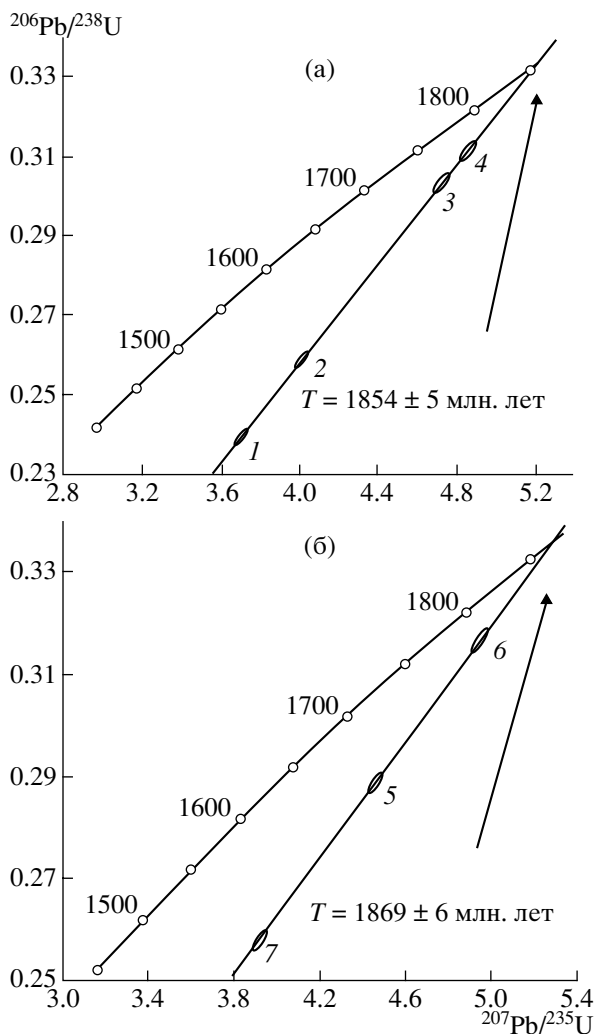


Рис. 3. Диаграммы с конкордией для цирконов из кислых вулканитов акитканской серии. а – трахириолит чайской свиты (проба 532), б – риолит малокозинской свиты (проба 851). Номера точек на диаграммах соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

гранитов в структурах юго-западного обрамления Сибирской платформы [1, 4, 11–13] позволяют выделить гигантский Южно-Сибирский постколлизийный магматический пояс, протягивающийся на расстояние более чем 2500 км (рис. 1а) – от Ангаро-Канской глыбы на западе до восточной окраины Чара-Олекминского геоблока Алданского щита на востоке [9]. Формирование этого пояса произошло в интервале 1.88–1.84 млрд. лет [9]. В его состав входят граниты и интрузивные чарнокиты саянского, шумихинского и таракского комплексов Ангаро-Канской глыбы и Восточного Саяна, приморский комплекс гранитов рапакиви и татарниковский комплекс интрузивных чарнокитов Западного Прибайкалья, Северо-Байкальский вулcano-плутонический пояс, граниты чуйско-ко-

дарского комплекса Байкало-Патомской зоны, граниты кодарского комплекса западной части Алданского щита, а также расслоенные интрузии чинейского комплекса и Ханинский рой даек лампроитов. Гранитоиды рассматриваемого пояса имеют геохимические характеристики посторогенных и(или) внутриплитных гранитов.

Формирование Южно-Сибирского постколлизийного магматического пояса связано с причленением к Сибирскому кратону, начиная с рубежа ~1.9 млрд. лет, серии микроплит, континентальных блоков и островных дуг, что привело к его окончательной стабилизации на рубеже ~1.8 млрд. лет. В Ангаро-Канской глыбе коллизийное событие фиксируется по проявлению гранулитового метаморфизма с возрастом 1900 ± 10 млн. лет [14]. Близкая оценка возраста (1906 ± 4 млн. лет, неопубликованные данные авторов) получена для коллизийных высокоглиноземистых двуслюдяных гранитов ничатского комплекса зоны сочленения Байкальской складчатой области и Алданского щита. Образование магматических ассоциаций Южно-Сибирского пояса можно объяснить с позиций модели литосферной деламинации и коллапса растяжения “переутолщенной” коры, спустя 30–50 млн. лет после главного коллизийного события.

Исходя из изложенного выше, можно констатировать, что формирование Северо-Байкальского вулcano-плутонического пояса происходило в постколлизийных условиях в течение весьма короткого промежутка времени (1869 ± 6 – 1854 ± 5 млн. лет), продолжительность которого, с учетом погрешности полученных оценок возраста, составляет менее 30 млн. лет.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 00–05–64823, 00–05–72011, 01–05–65266, 02–05–65086, 02–05–65093, 02–05–64191).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Яковлева С.З. и др. // ДАН. 1991. Т. 320. № 1. С. 182–186.
2. Срывцев Н.А., Банковская Э.В., Шалагин В.Л. Геология, тектоника, петрология и рудоносность Сибирской платформы и ее обрамления. Геохронология. Тезисы. Иркутск, 1987. С. 215–217.
3. Собаченко В.Н., Сандимирова Г.П., Будыгров В.В. и др. Изотопное датирование геологических процессов: новые методы и результаты. Тез. докл. I Рос. конф. по изотопной геохронологии. М.: ГЕОС, 2000. С. 345–348.
4. Неймарк Л.А., Ларин А.М., Немчин А.А. и др. // Петрология. 1998. Т. 6. № 2. С. 139–164.
5. Семихатов М.А. // Отеч. геология. 1992. № 10. С. 37–42.
6. Борукаев Ч.Б. Структура докембрия и тектоника плит. Новосибирск: Наука, 1985. 190 с.

7. Гусев Г.С., Хаин В.Е. // Геотектоника. 1995. № 5. С. 68–82.
8. Петрова З.Е., Макрыгина В.А., Антипин В.С. // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 291–311.
9. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б., Ковач В.П. Материалы Всерос. науч. конф. “Геология, геохимия, геофизика на рубеже XX и XXI веков”. М., 2002. Т. 1. С. 53–55.
10. Bonin В., Azzuni-Sekkal А., Bussy F., Ferrag S. // Lithos. 1998. V. 45. P. 45–70.
11. Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. // Петрология. 2000. Т. 8. № 3. С. 267–279.
12. Донская Т.В., Бибилова Е.В., Мазукабзов А.М. и др. // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 10. С. 53–62.
13. Левицкий В.И., Мельников А.И., Резницкий Л.З. и др. // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 8. С. 717–741.
14. Бибилова Е.В., Грачева Т.В., Макаров В.А., Ножкин А.Д. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1993. Т. 1. № 1. С. 35–40.