

УДК 550.93:549.514.91+552.23(571.5)

ВОЗРАСТ ФОРМИРОВАНИЯ АПОКАРБОНАТНЫХ МЕТАСОМАТИТОВ ШАРЫЖАЛГАЙСКОГО ВЫСТУПА ФУНДАМЕНТА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЮГО-ЗАПАДНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ): U–Pb-ДАННЫЕ ПО БАДДЕЛЕИТУ И ЦИРКОНУ

© 2004 г. В. И. Левицкий, Е. Б. Сальникова, А. Б. Котов, Л. З. Резницкий, И. Г. Бараш,
С. З. Яковлева, В. П. Ковач, А. И. Мельников, Ю. В. Плоткина

Представлено академиком М.И. Кузьминым 12.05.2004 г.

Поступило 25.05.2004 г.

На сегодняшний день в литературе отсутствуют геохронологические данные, которые дают возможность судить о возрастных соотношениях формирования метасоматических пород формации магнезиальных скарнов глубоко метаморфизованных комплексов и проявления процессов ультраметаморфизма, что в первую очередь обусловлено отсутствием в этих породах минералов-геохронометров, позволяющих надежно оценить их возраст. Нами в аподоломитовых шпинель-форстеритовых кальцифирах и скарнах шарыжалгайского гранулитового комплекса Юго-Западного Прибайкалья впервые обнаружен бадделлит, что открывает возможность использовать для датирования этих пород U–Pb-метод изотопной геологии и тем самым подойти к решению поставленной задачи.

В пределах Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы апокарбонатные метасоматиты формации магнезиальных скарнов наиболее широко распространены в его восточной части (рис. 1), где они наиболее детально изучены в серии обнажений, расположенных вдоль полотна Кругобайкальской железной дороги (КБЖД) и известных в литературе под названием “Белая Выемка” [1, 2]. В этом районе среди метаморфизованных в условиях гранулитовой фации алюмосиликатных пород шарыжалгайской серии закартированы довольно крупные тела доломитовых мраморов мощностью до 200 м, к которым приурочены шпинель-форстеритовые скарны и метасоматические кальцифиры.

По геологическому положению и минералогическим особенностям на “Белой Выемке” отчетливо выделяются два типа метасоматитов.

Метасоматиты I типа представлены шпинель-форстеритовыми кальцифирами и скарнами, которые образуют в доломитовых мраморах многочисленные жильные и линзовидные тела вне пространственной связи с магматическими породами. Мощность жильных тел метасоматитов изменяется от 10 до 50 см. По простиранию они прослеживаются на расстояние до 20 м. Размеры линзовидных тел метасоматитов достигают 10 × 20 × 40 см.

Кальцифиры и скарны представляют собой мелко-крупнозернистые породы белого и серовато-белого цвета с такситовой и реже массивной текстурой, имеющие между собой как резкие, так и постепенные переходы. Они сложены реликтовым корродированным доломитом (0–20%), новообразованным магнезиальным кальцитом (1–85%), форстеритом (5–70%), шпинелью красных и розовых оттенков (0.5–30%) и хромдиопсидом (0–5%). Вторичные минералы представлены флогопитом, пирротинном, хлоритом и серпентином, а акцессорные – бадделлитом, апатитом, рутилом. Обычно матрицу породы составляют шпинель-форстеритовые кальцифиры, в которых отмечаются “включения” би-минеральных шпинель-форстеритовых скарнов.

Бадделлит в апокарбонатных метасоматитах формации магнезиальных скарнов древних глубоко метаморфизованных комплексов в классических работах не был описан [3, 4] и в последующих публикациях по магнезиальным скарнам у нас в стране и за рубежом не упоминался. При этом важно подчеркнуть, что исходные доломитовые мраморы характеризуются очень низкими содержаниями циркония. Поэтому есть все основания полагать, что бадделлит в кальцифирах мог образоваться только в результате привноса этого химического элемента в условиях недосыщенности кремнеземом (парагенезис шпинель-форстерит без участия диопсида). Другими словами, кри-

*Институт геохимии им. А.П. Виноградова
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск*

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

*Институт земной коры
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск*

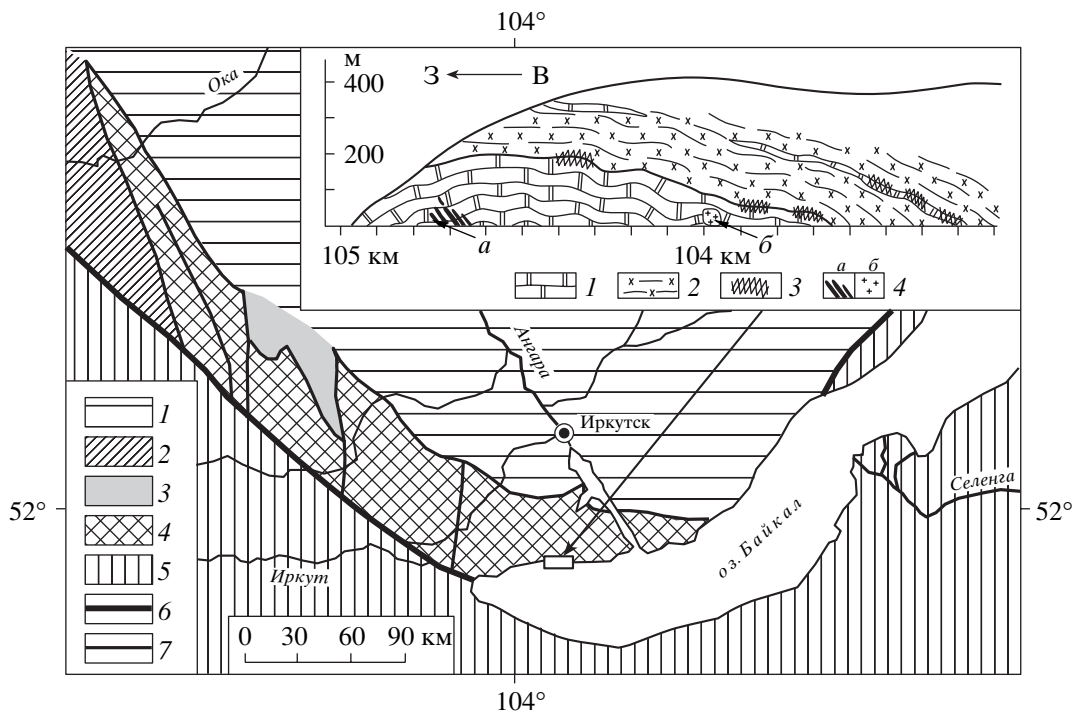


Рис. 1. Схема геологического строения юго-западной части Сибирской платформы. 1 – осадочный чехол платформы; 2 – Урикско-Ийский грабен; 3 – Онотский зеленокаменный пояс; 4 – Шарыжалгайский краевой выступ фундамента Сибирской платформы; 5 – Саяно-Байкальский складчатый пояс; 6 – краевой шов Сибирской платформы; 7 – прочие разломы. На врезке – фрагмент разреза по Кругобайкальской железной дороге 103–105 км (“Белая Выемка”): 1 – форстеритовые и шпинель-форстеритовые кальцифиры с реликтами доломитовых мраморов; 2 – двупироксеновые и роговообманково-двупироксеновые кристаллические сланцы с телами эндербитов и чарнокитоидов; 3 – зональные кальцифиры и скарны (проба Ш-503); б – пироксеновый сиенит (Ш-502/2).

сталлизация бадделеита непосредственно связана с процессами формирования метасоматитов I типа, что позволяет использовать этот минерал-геохронометр для их “прямого” датирования.

Метасоматические породы II типа приурочены к контактам доломитовых мраморов с прорывающими их жильными телами и штоками сиенитов и граносиенитов мощностью от 0.5 до 15–20 м, которые имеют ультраметагенное происхождение [1, 2]. При этом в тыловых частях метасоматических колонок образуются шпинель-пироксеновые и пироксеновые скарны или нефелинсодержащие метасоматиты (с калиевым полевым шпатом, диоксидом, форстеритом и кальцитом), а в передовых – форстеритовые и шпинель-форстеритовые скарны и кальцифиры. В частности, на контакте сиенитов и доломитовых мраморов наблюдается следующая зональность: нефелин-кальципат-пироксеновая порода–пироксеновый скарн–шпинель-форстеритовый кальцифир.

Согласно существующим представлениям, метасоматиты II типа относятся к классическим магниевым скарнам “магматической стадии”, образующимся при воздействии магматических расплавов на карбонатные породы. Что касается

метасоматитов I типа, то было предложено выделять их в образования “мигматитовой стадии”, которые формируются под воздействием флюидов на карбонатные породы до начала массового выплавления анатектических расплавов [1, 2]. Считается, что в рамках одного эпизода метаморфизма образования “магматической стадии” во времени сменяют образования “мигматитовой стадии” и развиваются в едином процессе ультраметаморфических преобразований [1, 2]. Геологическим обоснованием такой концепции послужили “внеконтактовое” положение скарновых тел I типа и факты их пересечения ультраметагенными сиенитами и граносиенитами.

Для геохронологических исследований использованы пробы аподломитовых шпинель-форстеритовых кальцифиров (скарнов) I типа (проба Ш-503) и пироксеновых сиенитов (проба Ш-502/2) в контакте с метасоматитами II типа, отобранные соответственно на 104.6 и 103.9 км КБЖД (рис. 1).

Бадделеит, выделенный из пробы Ш-503, образует субидiomорфные, редко идиоморфные кристаллы разнообразной формы – призматические, уплощенные, изометричные округлые, грани которых, как правило, сглажены и корродиро-

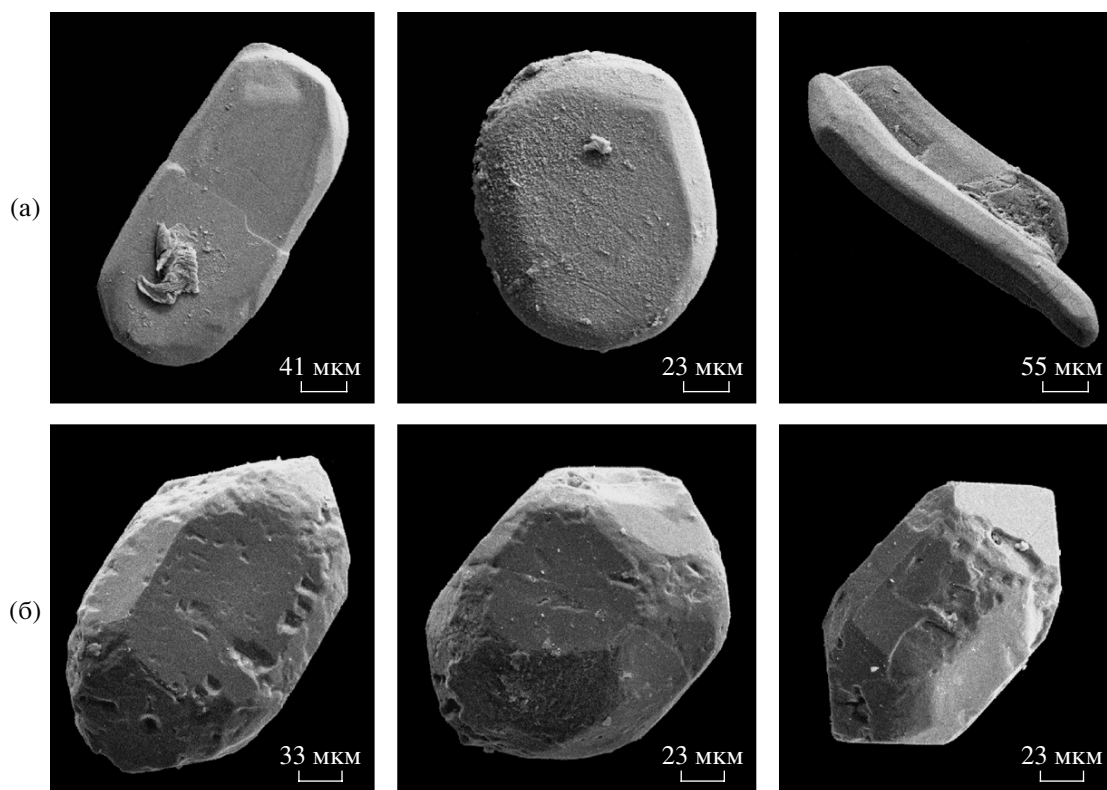


Рис. 2. Микрофотографии бадделеита из шпинель-форстеритового скарна (а, проба Ш-503) и циркона из пироксенового сиенита (б, проба Ш-502/2) восточной части Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы, выполненные на сканирующем электронном микроскопе АВТ 55 (ускоряющее напряжение 20 кВ).

ваны (рис. 2а). Огранка кристаллов представлена простыми формами $\{100\}$, $\{111\}$. Часто бадделеит образует незакономерные сростки (рис. 2а). Его окраска варьирует от практически бесцветной, желтой и розовой до бледно-коричневой, светло-коричневой и темно-коричневой и иногда почти черной. При этом встречаются как водяно-прозрачные разности, так и замутненные кристаллы с низким двупреломлением. Для внутреннего строения кристаллов бадделеита характерна ростовая зональность. Размер кристаллов бадделеита изменяется от 50 до 500 мкм; $K_{удл} = 1.0-3.5$. Диагностика всех разновидностей бадделеита подтверждена рентгеноструктурным анализом.

Для проведения U–Pb-изотопных исследований использованы кристаллы бадделеита светлого коричневого цвета из фракции >100 мкм (№ 1, табл. 1), а также темно-коричневого цвета из размерной фракции >150 мкм (№ 2, табл. 1). Как видно из рис. 3, точки изотопного состава бадделеита располагаются на конкордии, а его возраст составляет 1865 ± 4 млн. лет, что соответствует возрасту формирования шпинель-форстеритовых скарнов.

Проба пироксеновых сиенитов Ш-502/2 отобрана из штокообразного тела размером 3×6 м, на контакте которого с доломитовыми мраморами наблюдается метасоматическая зональность: не-

фелин-калишпат-пироксеновая порода–пироксеновый скарн–шпинель-форстеритовый кальцифир. Сиениты представляют собой массивные лейкократовые породы среднезернистого сложения, состоящие из калиевого полевого шпата – ортоклаза (80–85%), пироксена (15–17%) и титанита (2–3%). В качестве акцессорных минералов отмечаются циркон и апатит. Циркон представлен идиоморфными и субидиоморфными прозрачными кристаллами вишневого и светло-коричневатого цвета призматической и коротко-призматической формы цирконового габитуса (рис. 2б), для внутреннего строения которых характерны магматическая зональность и включения рудных минералов. Кристаллы циркона огранены призмой $\{100\}$, $\{110\}$ и дипирамидой $\{101\}$. Поверхность граней отдельных кристаллов корродирована. Размер зерен циркона изменяется от 50 до 200 мкм; $K_{удл} = 1.5-2.5$.

Для U–Pb-геохронологических исследований использованы три наиболее прозрачных, идиоморфных, зональных и свободных от включений кристалла циркона из размерной фракции >100 мкм (№ 3–5, табл. 1). Точки изотопного состава циркона образуют дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 1855 ± 5 млн. лет, а нижнее пересечение практически равно нулю; СКВО = 0.5 (рис. 3). Морфологические

Таблица 1. Результаты U–Pb-геохронологических исследований бадделейта из шпинель-форстеритового кальцифира и циркона из пироксенового сиенита восточной части Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы

№ п.п.	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Навеска, мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения		
			Pb	U	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$	$^{208}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}^a$
Шпинель-форстеритовый кальцифир (проба Ш-503)							
1	Badd., >100, св-кор.	0.77	63.2	193	4940	0.11424 ± 4	0.0139 ± 1
2	Badd., >150, темно-кор.	0.24	154	471	6398	0.11429 ± 4	0.0163 ± 1
Пироксеновый сиенит (проба Ш-502/2)							
3	Zr, ед. зерно	*	U/Pb =	3.11	10107	0.11365 ± 15	0.1999 ± 2
4	Zr, ед. зерно	*	U/Pb =	4.44	9826	0.11352 ± 15	0.2015 ± 1
5	Zr, ед. зерно	*	U/Pb =	2.72	12890	0.11361 ± 16	0.2160 ± 1
№ п.п.	Размер фракции (мкм) и ее характеристика	Изотопные отношения		Rho	Возраст, млн. лет		
		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$		$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$
Шпинель-форстеритовый кальцифир (проба Ш-503)							
1	Badd., >100, св-кор.	5.2698 ± 105	0.3346 ± 7	0.96	1864 ± 4	1861 ± 4	1868 ± 1
2	Badd., >150, темно-кор.	5.2827 ± 106	0.3352 ± 7	0.96	1866 ± 4	1864 ± 4	1869 ± 1
Пироксеновый сиенит (проба Ш-502/2)							
3	Zr, ед. зерно	4.0431 ± 243	0.2580 ± 14	0.97	1643 ± 9	1480 ± 8	1854 ± 2
4	Zr, ед. зерно	4.5138 ± 271	0.2884 ± 17	0.98	1734 ± 10	1634 ± 10	1856 ± 2
5	Zr, ед. зерно	4.5964 ± 262	0.2935 ± 16	0.97	1749 ± 10	1659 ± 9	1858 ± 3

Примечание. а – изотопные отношения, скорректированные на бланк и обычный свинец; Badd. – бадделейт; Zr, ед. зерно – анализировалось единичное зерно циркона; звездочка – навеска циркона не определялась. Величины ошибок соответствуют последним значащим цифрам после запятой. Изотопные исследования бадделейта проведены в ИГГД РАН. Химическое разложение и выделение U и Pb выполнялось по модифицированной методике Т.Е.Кроу [6]. Изотопный анализ выполнен на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan MAT-261”. Точность определения U/Pb-отношений составила 0.5%. Холостое загрязнение не превышало 0.1 нг Pb и 0.005 нг U. Обработка экспериментальных данных проводилась по программам PbDAT [7] и ISOPLOT [8]. U–Pb-анализ единичных зерен циркона выполнен в лаборатории геохимии Макс-Планк Института химии (г. Майнц, Германия). Аспекты методики, масс-спектрометрического анализа и обработки изотопных данных изложены в [9, 10]. Для удаления поверхностного загрязнения зерна циркона обрабатывались спиртом и ацетоном в ультразвуковой ванне, а также 1 M HNO₃ и 1 : 1 HCl последовательно в течение 20 мин на теплой плитке. Для анализа циркона использовался смешанный трасер ^{233}U – ^{235}Th – ^{202}Pb . За период аналитических исследований холостое загрязнение составляло 6.0 ± 1.0 пг. При расчете возраста использованы общепринятые значения констант распада урана [11]. Поправки на обычный свинец введены в соответствии с модельными величинами [12]. Все ошибки приведены на уровне 2σ.

особенности циркона из пироксенового сиенита свидетельствуют об его магматическом происхождении, что позволяет рассматривать полученную оценку возраста как возраст кристаллизации этих пород и, соответственно, как возраст образования связанных с ними метасоматитов II типа.

В совокупности с геологическими данными результаты выполненных геохронологических исследований свидетельствуют о том, что формирование апокарбонатных метасоматитов восточной части Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы произошло в ходе раннепротерозойского метаморфического события, про-

должительность которого, очевидно, была невелика: с учетом погрешности оценок возраста от первых до 15–19 млн. лет. Полученные датировки не противоречат геолого-петрологическим данным о последовательном формировании метасоматитов “мигматитовой” и магматической стадий, хотя, судя по близким оценкам возраста, интервал времени между проявлением этих процессов был незначительным. Кроме того, полученные геохронологические данные подтверждают правомерность выделения формации магнезиальных скарнов “магматической стадии” в докембрийских глубоко метаморфизованных комплексах [3, 5]. В целом

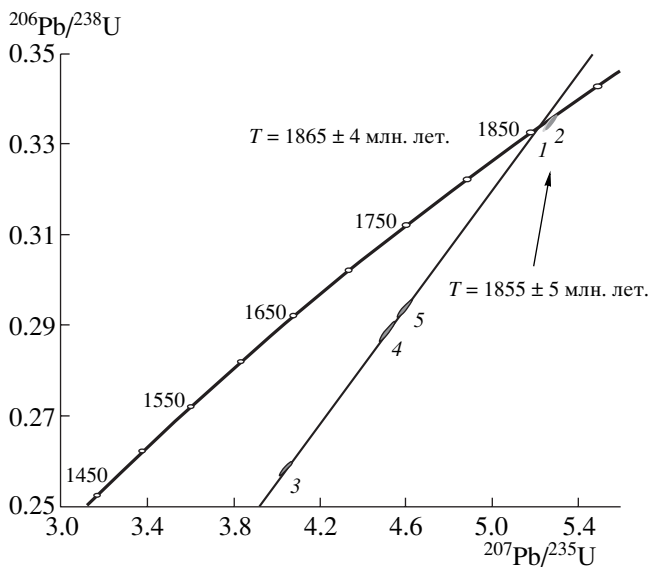


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для бадделеита из шпинель-форстеритового скарна (проба Ш-503) и циркона из пироксенового сиенита (проба Ш-502/2) восточной части Шарыжалгайского выступа фундамента Сибирской платформы. Номера точек соответствуют порядковым номерам в табл. 1.

первый опыт датирования апокарбонатных метасоматитов U–Pb-методом по бадделеиту позволяет рассматривать их как уникальные объекты, геохронологические исследования которых дают возможность не только получить “прямую” информацию о возрасте метаморфических событий, но и в первом приближении оценить продолжительность их проявления.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проекты 00–05–72011, 01–05–97234, 02–05–64194, 04–05–64320), НШ-768.2003.5 и Программ фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 7, 8.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Левицкий В.И., Петрова З.И.* // *Геохимия*. 1982. № 3. С. 364–368.
2. *Петрова З.И., Левицкий В.И.* *Петрология и геохимия гранулитовых комплексов Прибайкалья*. Новосибирск: Наука, 1984. 200 с.
3. *Шабынин Л.И.* *Формация магнезиальных скарнов*. М.: Наука, 1973. 214 с.
4. *Минералы* / Под ред. Ф.В. Чухрова. М.: Наука, 1965. Т. 2. В. 2. С. 130–136.
5. *Жариков В.А.* В кн.: *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М.: Недра, 1968. С. 220–302.
6. *Krogh T.E.* // *Geochim et cosmochim. acta*. 1973. V. 37. P. 485–494.
7. *Ludwig K.R.* // *US Geol. Surv. Open-File Rept.* 88–542. 1991. 35 p.
8. *Ludwig K.R.* // *Berkley Geochronol. Center Spec. Publ.* 1999. № 1a. 49 p.
9. *Wendt I.J., Todt W.* // *Terra Abstr.* 1991. V. 3. P. 507–508.
10. *Jaekel P., Kröner A., Kamo S.L. et al.* // *J. Geol. Soc. London*. 1997. V. 154. P. 25–44.
11. *Steiger R.H., Jager E.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 36. № 2. P. 359–362.
12. *Stacey J.S., Kramers I.D.* // *Earth and Planet. Sci. Lett.* 1975. V. 26. № 2. P. 207–221.