

УДК 550.93:552.54(571.75)

## U–Pb-ВОЗРАСТ И Sr-ХЕМОСТРАТИГРАФИЯ ИЗВЕСТНЯКОВ СОРНИНСКОЙ СВИТЫ, ХРЕБЕТ АЗЫР-ТАЛ КУЗНЕЦКОГО АЛАТАУ

© 2011 г. Г. В. Овчинникова, А. Б. Кузнецов, И. М. Горохов, Е. Ф. Летникова, О. К. Каурова, Б. М. Гороховский

Представлено академиком М.И. Кузьминым 09.09.2010 г.

Поступило 04.10.2010 г.

Впервые для карбонатных пород Алтае-Саянской складчатой области получены согласующиеся изотопные Pb–Pb- и U–Pb-возрасты. Ранее возможности датирования карбонатных пород этими методами были продемонстрированы на примере типовых позднепротерозойских осадочных комплексов краевых частей Сибирской платформы [1, 2] и Башкирского мегантиклинория Южного Урала [3, 4]. Эти исследования внесли важный вклад в обоснование возраста стратиграфических подразделений, выделенных в пределах названных структур. В нашей работе представлены первые результаты U–Pb-изотопно-геохронологического и Sr-хемостратиграфического изучения карбонатных пород сорнинской свиты восточного склона Кузнецкого Алатау (хребет Азыр-Тал). Новые данные уточняют возраст завершающего этапа формирования карбонатного чехла вблизи островного поднятия, образовавшегося в пределах Палеоазиатского океана.

Сорнинская свита в разрезах горы Красивые горки состоит из трех пачек (рис. 1). Нижняя пачка I (300–350 м) сложена темно-серыми слоистыми известковистыми доломитами и содержит обособленные биостромы, прослойки онколитовых известняков и крупные (до 1–2 м) линзы кремней. Средняя пачка II содержит карбонатные породы с прослоями кремней (15–20 м) и бурые глинистые сланцы (40–50 м) с линзами баритов. Верхняя пачка III (60–80 м) состоит из темно-серых битуминозных известняков. В нижней пачке описаны окремненные остатки мелкораквиной фауны *Cloudina* sp. и *Anabarites* cf. *tripartitus*, а в средней пачке этой свиты отмечено массовое появление известковых водорослей *Eriphyton* sp. и спикул губок [5].

Карбонатные породы свиты содержат мало Mn (<50 мкг/г) и Fe (<105 мкг/г). Концентрация Sr в известковистых доломитах (Mg/Ca 0.42–0.59) и доломитистых известняках (Mg/Ca 0.03–0.04)

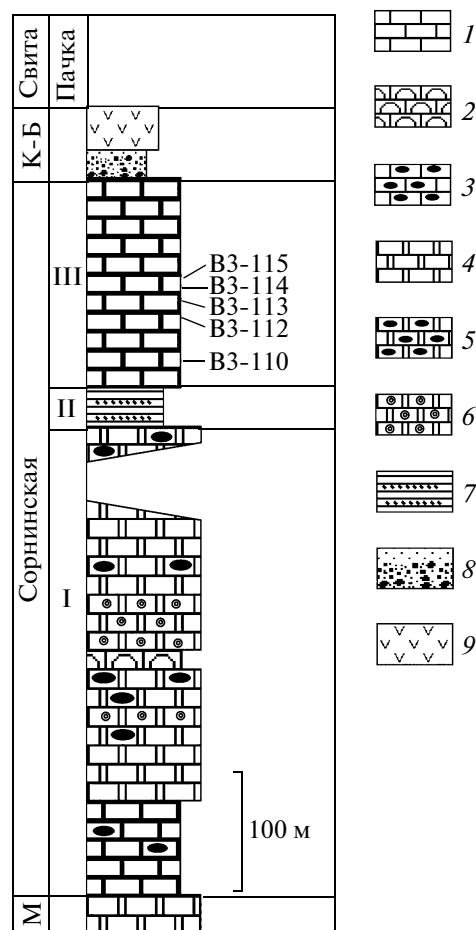


Рис. 1. Строение сорнинской свиты в разрезе горы Красные горки (хр. Азыр-Тал) и места отбора образцов. 1–3 – известняки: 1 – слоистые, 2 – строматолитовые, 3 – с линзами кремней; 4–6 – доломиты: 4 – слоистые, 5 – с линзами кремней, 6 – онколитовые; 7 – глинистые сланцы с баритами; 8 – песчаники с гравелитами; 9 – вулканические туфы. Свиты: М – мартюхинская, К-Б – кутень-булукская.

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

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева  
Сибирского отделения Российской Академии наук,  
Новосибирск

**Таблица 1.** Изотопная Sr- и U–Pb-характеристика карбонатной составляющей известняков сорнинской свиты

Образец	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$	Pb, мкг/г	U, мкг/г	$^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$	$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$	$^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$
V3-115	0.70851	0.365	1.862	534.9	64.450	18.217	38.011
V3-114	0.70852	0.230	—	—	137.80	22.494	38.463
V3-113	0.70851	0.355	0.669	143.9	33.075	16.421	37.895
V3-112	0.70850	0.172	0.631	323.3	45.858	17.156	38.007
V3-111	0.70848	0.142	0.145	81.999	37.773	16.610	37.702
V3-110	0.70852	0.200	0.546	216.4	36.033	16.621	38.152

Примечание. Изотопный состав Sr измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре Triton TI. Значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в образцах и стандартах нормализованы к отношению  $^{86}\text{Sr}/^{88}\text{Sr} = 0.1194$ . Средние значения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в стандартных образцах NIST SRM 987 и EN-1 в период работы составляли соответственно  $0.71026 \pm 0.00001$  ( $2\sigma_{\text{ср}}, n = 14$ ) и  $0.70920 \pm 0.00001$  ( $2\sigma_{\text{ср}}, n = 9$ ) [6]. U–Pb-характеристики относятся к карбонатному материалу, полученному при растворении образца в 0.5 N HBr. Прочерк – нет определений.

пачки I невысокая, соответственно 96–98 и 232–325 мкг/г. Вариации отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в доломитах и известняках совпадают, соответственно 0.70810–0.70827 и 0.70810–0.70822 [6]. По сравнению с этим известняки пачки III значительно обогащены Sr (до 2530–3390 мкг/г), а отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в них значимо выше – 0.70850–0.70852. Известняки пачки III удовлетворяют геохимическим критериям сохранности Rb–Sr-систем карбонатных пород ( $\text{Mn}/\text{Sr} < 0.2$ ,  $\text{Fe}/\text{Sr} < 5.0$  и  $\text{Mg}/\text{Ca} < 0.024$  [7]). Образцы доломитистых известняков пачки I удовлетворяют строгим значениям отношений  $\text{Mn}/\text{Sr}$  (0.10–0.16) и  $\text{Fe}/\text{Sr}$  (0.19–0.34), но отношение  $\text{Mg}/\text{Ca}$  (0.031–0.042) в них незначительно превышает установленный предел. Вероятно, обогащение этих известняков небольшим количеством Mg (до 1.5%) было связано с раннедиагенетической доломитизацией.

Изотопные Sr-характеристики карбонатных пород пачки I сорнинской свиты позволяют связать эти отложения с карбонатными осадками поздневендского (немакит-далдынского) и/или самого начала раннекембрийского (томмотского) времени [8]. Отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в известняках пачки III существенно выше, чем в карбонатах пачки I. Накопление карбонатных осадков пачки III (с отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  около 0.7085) могло происходить во второй половине раннего кембрия. Пачка III сорнинской свиты содержит наименее измененные известняки, пригодные для изучения U–Pb-систематики. Первичные отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в этих известняках одинаковы, что указывает на их формирование в едином геохимическом резервуаре.

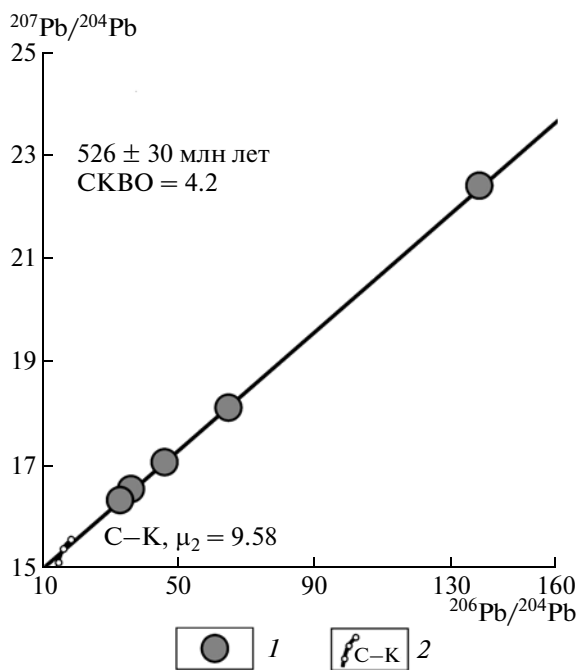
Химическую обработку образцов проводили в 0.5 N HBr при комнатной температуре до полного растворения карбонатной составляющей. Pb выделяли на анионообменной смоле Bio-Rad  $1 \times 8$  в форме HBr по методике Манэ [9], а U – на смоле UTEVA SPEK в 2 N растворе  $\text{HNO}_3$ . Изотопный

состав Pb и U измеряли на многоколлекторном масс-спектрометре “Finnigan” MAT 261 в режиме одновременной регистрации ионных токов всех изотопов. Для учета фракционирования изотопов Pb при масс-спектрометрических измерениях и определения содержания Pb и U использовали метод двойного изотопного разбавления с применением индикатора из смеси изотопов  $^{204}\text{Pb} + ^{207}\text{Pb} + ^{235}\text{U}$  с последующей математической обработкой результатов измерений по программе [10]. Уровень лабораторных загрязнений при выделении Pb и U, определявшийся холостыми опытами, составлял соответственно 0.1 и 0.05 нг. Параметры изохрон вычисляли с использованием программы ISOPLOT [11].

Содержания Pb (0.14–0.36 мкг/г) в карбонатной составляющей известняков небольшие и соответствуют средним значениям, обычно присутствующим в карбонатных породах [1, 3, 4]. Содержания U в известняках (0.55–1.86 мкг/г) выше, чем в докембрийских карбонатных породах (обычно  $< 1$  мкг/г). Отношение  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в образцах изменяется в широких пределах, от 33.075 до 137.80 (табл. 1). Отсутствие корреляции в координатах  $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $1/^{204}\text{Pb}$  позволяет предполагать, что Pb–Pb-системы известняков не затронуты эпигенетическими процессами. Вычисленное в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  значение возраста равно  $526 \pm 30$  млн лет, СКВО = 4.2 (рис. 2).

Высокая величина СКВО (22950) при построении изохроны в координатах  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ – $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  может свидетельствовать о миграции U в гипергенной зоне в современное время.

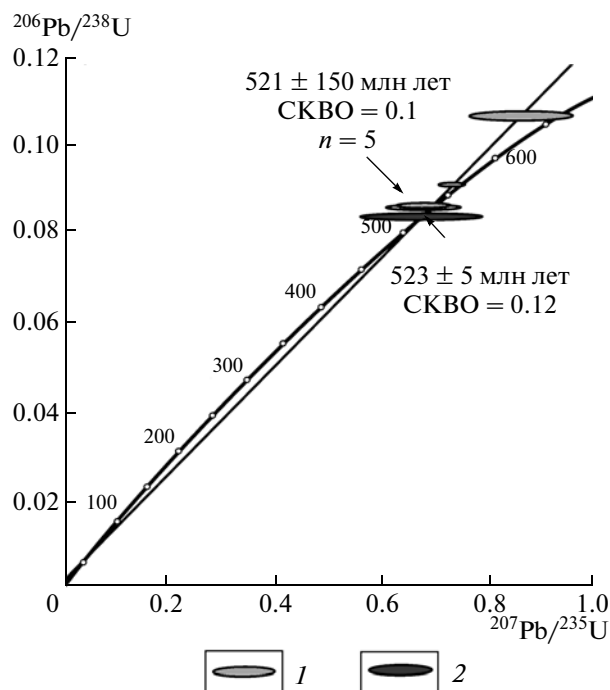
Вычисленный по модели Стейси и Крамерса [12] изотопный состав первичного Pb, попавшего в образцы в раннем диагенезе из реагирующего флюида:  $(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 17.76$ ,  $(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})_0 = 15.54$ , а значение  $\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ , при котором накапливался этот Pb, равно  $9.58 \pm 0.03$ .



**Рис. 2.** Диаграммы отношений  $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  и  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$  в известняках пачки III сорнинской свиты. 1 – карбонатные фракции образцов, растворенных в 0.5 N HBr, 2 – кривая накопления среднекороткого свинца, рассчитанная по модели Стейси–Крамерса [11].

Измеренные отношения  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  и  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  всех образцов были исправлены на рассчитанное значение изотопного состава первичного Pb и помещены на график с конкордией. На этом графике точки четырех образцов (кроме обр. В3-110) располагаются выше дискордии в области выноса U (рис. 3). Нижнее пересечение дискордии с конкордией соответствует значению  $74 \pm 2000$  млн лет, что подтверждает вывод о потере урана в современное время. Верхнее пересечение дискордии с конкордией отвечает возрасту  $521 \pm 150$  млн лет при СКВО = 0.1 и достоверности полученного значения 0.97. Это значение в пределах погрешности совпадает с изохронным Pb–Pb-возрастом образцов. Большая погрешность U–Pb-возраста объясняется тем, что изотопные отношения Pb в исследованных образцах относительно низкие (“малорадиогенные”) и близки к изотопному составу первичного Pb. Точка образца В3-110 с достаточно большой достоверностью (0.73) располагается на конкордии и отвечает возрасту  $523 \pm 5$  млн лет (рис. 3).

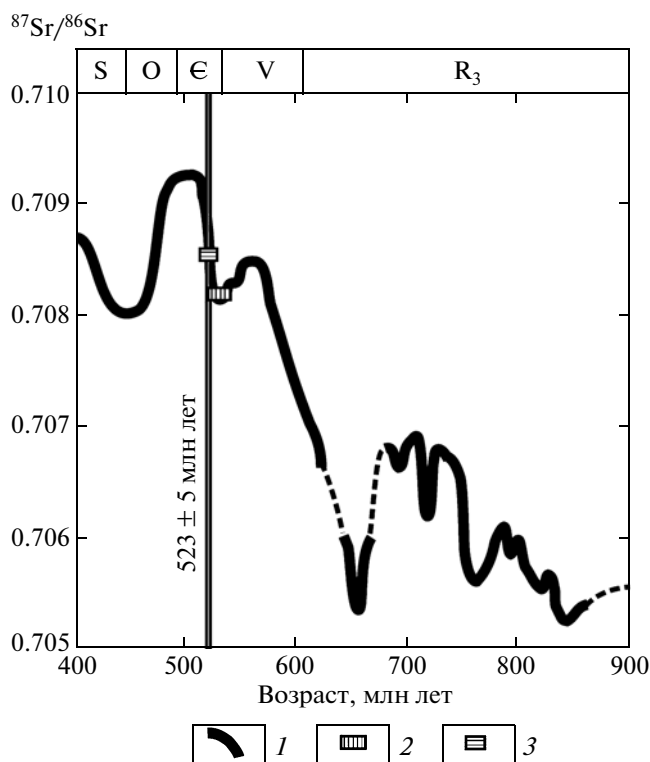
Среднее взвешенное из трех рассчитанных значений возраста ( $526 \pm 30$ ,  $521 \pm 150$  и  $523 \pm 5$  млн лет) равно  $523 \pm 5$  млн лет (СКВО = 0.02,  $2\sigma$ ) и может считаться наиболее достоверным временем формирования известняков пачки III сорнинской свиты.



**Рис. 3.** Диаграммы с конкордией для известняков пачки III сорнинской свиты и рассчитанные возрасты для образцов, расположенных на дискордии (обр. В3-112–В3-115) (1) и конкордии (обр. В3-110) (2).

Значение  $\mu_2 = ^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ , вычисленное по модели Стейси–Крамерса [12], для известняков пачки III сорнинской свиты значительно ниже среднего значения силикатной оболочки Земли, 9.58 против 9.74. Пониженное значение  $\mu_2$  связано с поступлением в сорнинские осадки диагенетического флюида со свинцом, который эволюционировал в среде с низким отношением  $^{238}\text{U}/^{204}\text{Pb}$ . Источником такого свинца могли быть породы из мантийного резервуара.

Этот вывод согласуется с геохимическими характеристиками карбонатных пород верхней части сорнинской свиты. Для известняков пачки III типичны высокие содержания Ва (в 50–80 раз выше кларка), Cr, Ni, Ti и Nb, плоский тренд распределения РЗЭ ( $\text{LREE}/\text{HREE} = 1.87$ ) и положительная Eu-аномалия ( $\text{Eu}/\text{Eu}^* = 1.1$ ). Формирование отложений с подобной геохимической спецификой могло происходить в пределах океанических островов (палеосимаунтов) при активной подводной гидротермальной деятельности [13]. Раннекембрийские вулканогенные породы основного состава и спилито-кератофировой формации (белоюсская серия, кульбульстюгская и лощенковская свиты) широко представлены в сопредельных структурно-фациальных зонах Кузнецкого Алатау, а ассоциирующие с ними осадочные образования (сыныгская и тюримская свиты) по своим литологическим особенностям во многом от-



**Рис. 4.** Вариации изотопного состава Sr в позднеретрозойской и раннепалеозойской морской воде и сравнение с отношением  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в наименее измененных образцах карбонатных пород сорнинской свиты. 1 – кривая вариаций отношения  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в палеокеане (поздний рифей [7], венд–ранний кембрий [2, 8], ранний палеозой [15]); 2, 3 – отношение  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  в образцах: 2 – пачка I, 3 – пачка III;  $523 \pm 5$  млн лет – среднее взвешенное значение U–Pb- и Pb–Pb-возраста для известняков пачки III.

вечают отложениям современных гайот. Так, в них широко распространены гравитационные олистостромы, в глинисто-карбонатно-вулканомиктовом матрикс которых присутствуют олистолиты и олистоплаки мелководных известняков. Выше по разрезу отмечаются переходные разности пород к мелководным отложениям с большим количеством органогенных карбонатов [14].

Полученные изотопные Pb–Pb- и U–Pb-возрасты известняков пачки III сорнинской свиты совпадают с раннекембрийским возрастным интервалом, установленным на основе метода изотопной Sr-хемостратиграфии (рис. 4). Представленные изотопно-геохронологические и хемостратиграфические

Sr-данные полностью согласуются с результатами недавних биостратиграфических исследований, указывающих на широкое распространение раннекембрийской микробиоты в отложениях верхней части сорнинской свиты Алтае-Саянской складчатой области [5].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (гранты 08–05–00641, 09–05–01030, 10–05–00971 и 09–05–12004–офи\_м), программ ОНЗ РАН № 4 и “Ведущие научные школы” (НШ-4496.2006.5).

#### СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Овчинникова Г.В., Семихатов М.А., Васильева И.М. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2001. Т. 9. № 6. С. 3–16.
2. Семихатов М.А., Овчинникова Г.В., Горохов И.М. и др. // ДАН. 2003. Т. 393. № 1. С. 83–87.
3. Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 1998. Т. 6. № 4. С. 20–31.
4. Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Семихатов М.А. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2000. Т. 8. № 6. С. 3–19.
5. Постников А.А., Терлеев А.А. // Геология и геофизика. 2004. Т. 45. № 3. С. 295–309.
6. Кузнецов А.Б., Летникова Е.Ф., Терлеев А.А. и др. // ДАН. 2009. Т. 424. № 4. С. 510–516.
7. Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2003. Т. 11. № 5. С. 3–39.
8. Kaufman A.J., Knoll A.H., Semikhatov M.A., et al. // Geol. Mag. 1996. V. 133. № 3/4. P. 509–533.
9. Manhès G., Minster J.E., Allegre C.J. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 39. № 1. P. 14–24.
10. Мельников Н.Н. // Геохимия. 2010. № 8. С. 825–834.
11. Ludwig K.R. ISOPLOT / Ex. Vers. 1.00. A Geochronological Toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 1998. № 1. 43 p.
12. Stacey J.S., Kramers J.D. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1975. V. 26. № 2. P. 225–246.
13. Летникова Е.Ф. // ДАН. 2003. Т. 393. № 2. С. 235–241.
14. Козьмин Д.Г. Структурно-вещественные комплексы позднего рифея, венда–кембрия восточного склона Кузнецкого Алатау и обстановки их формирования: Автореф. дис. канд. геол.-минерал. наук. Красноярск, 2000. 40 с.
15. Veizer J., Ala D., Azmy K., et al. // Chem. Geol. 1999. V. 161. № 1/3. P. 59–88.