

УДК 551.71+553.615+552.525(571.5)

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ПРОЯВЛЕНИЯ МЕТАМОРФИЗМА НА КИТОЙСКОМ СИЛЛИМАНИТОВОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ (ЮГО-ВОСТОЧНОЕ ПРИСАЯНЬЕ)

© 2011 г. Член-корреспондент РАН В. А. Глебовицкий, О. А. Левченков, В. И. Левицкий,
Н. Г. Ризванова, Л. К. Левский, Е. С. Богомолов, И. В. Левицкий

Поступило 23.08.2010 г.

Иркутский блок, сложенный главным образом породами шарыжалгайской серии, и Китайский блок, представленный в основном китайской серией, являются главными структурами Присяянского краевого выступа фундамента Сибирской платформы. Породы шарыжалгайской серии метаморфизованы в условиях гранулитовой фации и геохронологически изучены [1, 2 и др.]. В породах китайской серии отмечается метаморфизм как гранулитовой (бассейн среднего течения рек Кито́й, О́нот, Мала́я Бе́лая), так и амфиболитовой (район верхнего течения р. Кито́й) фаций, для которых геохронологические данные крайне ограничены [3, 4]. Считается, что образования китайской серии залегают на породах шарыжалгайской серии [5].

Для гранулитовых комплексов Иркутского [1, 2] и Китайского [3, 4] блоков U–Pb-методами TIMS [1, 2, 4] и SHRIMP [3] по цирконам устанавливаются два метаморфических этапа – неоархейский (2.6–2.7 млрд. лет) и палеопротерозойский (1.85–1.87 млрд. лет). Для амфиболитовой фации китайской серии методом TIMS по цирконам пока получено только одно значение – для гранатовых ортотектитов Китайского силлиманитового месторождения – 2483 ± 4 млн. лет [6].

Китайское месторождение силлиманита находится на левом борту р. Кито́й, вблизи вершины горы Уныман-Барон в китайской серии Юго-Восточного Присяянья (рис. 1). На основании геохимических исследований и реконструкции первичной природы протолита оно может быть отнесено к древним метаморфизованным латеритным корам выветривания [6]. Месторождение сложено силлиманитовыми, андалузит-силлиманитовыми, гранат-силлиманитовыми сланцами и

гнейсами, которые переслаиваются с кварцитами, амфиболитами, мраморами. Эти породы подверглись интенсивным ультраметаморфическим преобразованиям, которые выразились в формировании силлиманит- и гранатсодержащих плагиоклазовых и калишпатовых мигматитов, а также автохтонных и аллохтонных гранитов, сиенитов, гранит-пегматитов.

В метаморфических породах Китайского месторождения устанавливается сложная последовательность минеральных ассоциаций. Ранние метаморфические парагенезисы представлены тонкокристаллическими выделениями андалузита, граната, рутила и графита. На более поздних стадиях метаморфических преобразований возникли мелко- и среднезернистые выделения этих же минералов. При последующих преобразованиях графит исчезал, андалузит замещался силлиманитом с появлением его сплошных масс, затем призматических пойкиллобласт, а еще позже – крупных удлиненных кристаллов; тонкокристаллические агрегаты граната и рутила укрупнялись с образованием мономинеральных зон и участков. Появились монацит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат вследствие перехода неизменных сланцев и гнейсов к мигматитам и гранитам. В связи с этим формирование мономинеральных силлиманитовых руд можно рассматривать как проявление кислотных метасоматитов.

Для геохронологических исследований использованы образцы из керна скважины № 37 типичных пород северной части Китайского месторождения – меланократовых глиноземистых сланцев (интервал 139–140 м) и лейкократовых плагиогнейсов (интервал 71–73 м). Меланократовые графит-андалузит-силлиманит-гранатовые сланцы (обр. Д-16/1) залегают среди андалузит-силлиманитовых и силлиманитовых пород в виде включений размерами от первых сантиметров до 1–2 м в поперечнике. Они сложены гранатом (65–70%), силлиманитом (20–25%), кварцем (7–12%), андалузитом (2–3%), вторичным биотитом

*Институт геологии и геохронологии докембрия
Российской Академии наук, Санкт-Петербург
Институт геохимии им. А. П. Виноградова
Сибирского отделения Российской Академии наук,
Иркутск*

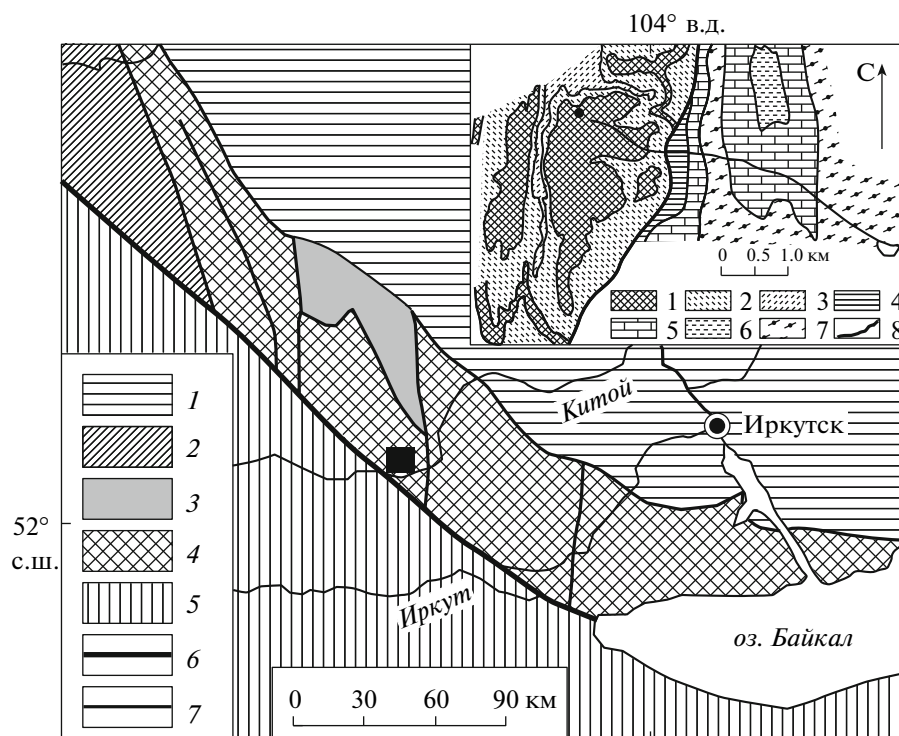


Рис. 1. Геологическое положение Китойского месторождения силлиманита. 1 – осадочный чехол Сибирской платформы; 2–4 – структуры краевого выступа фундамента платформы: 2 – Урикско-Ийский грабен, 3 – Онотский зеленокаменный пояс, 4 – шарыжалгайский гранулит-гнейсовый комплекс; 5 – террейны Центрально-Азиатского складчатого пояса; 6 – Главный Саянский глубинный разлом; 7 – прочие разломы. Квадрат – Китойское месторождение силлиманитовых сланцев. На врезке – схематическая геологическая карта Китойского месторождения. 1–3 – нижняя подсвита китойской свиты: 1 – силлиманитовые сланцы, 2 – амфиболовые гнейсы и амфиболиты, 3 – темные мигматиты; 4–7 – верхняя подсвита китойской свиты: 4 – меланократовые биотит-гранатовые породы, 5 – мраморы, 6 – амфиболовые сланцы, 7 – “пепельные” биотитовые плагиогнейсы; 8 – разрывные нарушения. Кругок – скважина № 37.

(4–5%), рутилом (1–2%) и графитом (1–2%); акцессорные минералы представлены цирконом, апатитом и шпинелью. Лейкократовые биотит-гранат-силлиманитовые плагиогнейсы (образец Д-12/1) имеют постепенные переходы к биотитовым и гранат-биотитовым плагиогнейсам и состоят из кварца (20–25%), плагиоклаза (30–38%), биотита (10–12%), силлиманита (20–25%), граната (7–15%), мусковита (3–5%) и кордиерита (1–2%). Среди акцессорных минералов присутствуют рутил, циркон, монацит, апатит, графит и пирротин. Содержание петрогенных (SiO_2 , Al_2O_3 , FeO , Fe_2O_3 , MnO , K_2O , Na_2O) и редких (Li, Rb, Ba, Sr, V, La, Ce, Nd, Yb, Y, Nb, Zn, V, Co) элементов в исследованных породах меняется. Они характеризуются очень высокими содержаниями как литофильных, так и сидерофильных элементов и реконструируются как алевропелитовые аргиллиты (Д-12/1), карбонатистые и железистые пиррофиллиты (Д-16/1) [7].

Для монацита из лейкократового плагиогнейса (Д-12/1) получен конкордантный U–Pb-возраст 2493 ± 1.2 млн. лет (табл. 1, рис. 2а). По фрак-

циям граната (7–10, табл. 1) из этой же пробы рассчитана дискордия, которая на графике Везерилла проходит через начало координат и пересекает конкордию в точке со значением возраста 2515 ± 17 млн. лет (СКВО = 6.0) (рис. 2а). По данным выщелачивания (по [8]) силлиманита из образца Д-12/1 построена эрохрона, наклон которой соответствует формально возрасту 2536 ± 27 млн. лет (СКВО = 32) (табл. 1, рис. 2б). Большое значение СКВО, по-видимому, объясняется присутствием в шлифах четырех морфологических генераций силлиманита.

По фракциям граната и породе в целом Sm–Nd-методом получен возраст 2456 ± 50 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}} = -6.1$ (табл. 2). Возраст замещающего гранат биотита из этого образца, определенный Rb–Sr-методом, составляет 1728 ± 9 млн. лет (табл. 2).

Для граната из меланократового сланца (обр. Д-16/1) по выщелокам измерен Pb–Pb-возраст 2502 ± 17 млн. лет, СКВО = 1.2, (табл. 1, рис. 2в). Возможно, что в процессе кислотной обработки граната растворились микровключения монаци-

Таблица 1. Результаты U–Pb-изотопных исследований метаморфогенных минералов

Номер фракции	Pb	U	Возраст, млн. лет										Примечание
	нг/г		$\frac{^{206}\text{Pb}^a}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}^b}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{208}\text{Pb}^b}{^{204}\text{Pb}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	<i>Rho</i>	$\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{235}\text{U}}$	$\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	Дискордантность, %	
Монацит Д-12/1													
1	Не опр.	Не опр.	41840	6858	98600	10.68	0.4735	0.977	2498.9	2495.9	2493.4	0.0	Валовая
Силлиманит Д-12/1													
2	То же	То же	21.210	16.358	47.388	Не опр.	Не опр.	0.994	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Выщелок
3	»	»	51.527	21.721	118.04	То же	То же	0.842	То же	То же	2567	То же	Выщелок
4	»	»	83.880	26.719	114.58	»	»	0.976	»	»	2555	»	Выщелок
5	»	»	73.918	25.113	43.718	»	»	0.949	»	»	2469	»	Выщелок
6	»	»	22.690	16.498	38.049	»	»	0.990	»	»	Не опр.	»	Выщелок
Гранат Д-12/1													
7	1.48	1.51	292.84	61.057	313.81	10.82	0.4735	0.958	2498	2507	2515	0.82	Валовая
8	1.61	1.69	314.82	64.774	335.62	10.59	0.4630	0.979	2453	2488	2517	2.9	Валовая
9	1.39	1.44	303.67	63.030	322.55	10.72	0.4677	0.993	2473	2499	2520	1.7	Валовая
10	1.40	1.48	298.79	62.228	311.67	10.64	0.4637	0.999	2456	2492	2521	2.5	Валовая
Гранат Д-16/1													
11	Не опр.	Не опр.	28.005	17.378	65.716	Не опр.	Не опр.	0.936	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Выщелок
12	То же	То же	184.8	42.92	535.9	То же	То же	0.970	То же	То же	2500	То же	Выщелок
13	»	»	347.9	70.16	1058	»	»	0.995	»	»	2514	»	Выщелок

Примечание. ^a – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование и лабораторное загрязнение; ^b – изотопные отношения, скорректированные на фракционирование, лабораторное загрязнение и обычный свинец. Для выделения Pb и U использована методика, описанная в работе [9]. Погрешность измерения изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0.10$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb} = 0.12$, для фракций 12 и 13 – 3%, $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ и $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} = 0.5\%$ (2σ). Погрешность конкордантного возраста рассчитана без учета погрешностей констант радиоактивного распада. Th/U-отношение вычислено по изотопному составу Pb на современное время. *Rho* – коэффициент корреляции погрешностей измерения $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ и $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$.

Таблица 2. Pb–Sr- и Sm–Nd-возрасты минералов

Образец	Фракция	Rb	Sr	$\frac{^{87}\text{Rb}}{^{86}\text{Sr}}$	$\frac{^{87}\text{Sr}}{^{86}\text{Sr}}$	Rb–Sr-возраст, млн лет	Sm	Nd	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	Sm–Nd-возраст, млн лет
		мкг/г		мкг/г							
Д-12/1	Биотит	455.7	6.146	449.44	11.9201	1728 ± 9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	Порода	101.4	87.70	3.3867	0.841727		4.687	24.20	0.1171	0.511034	2456 ± 50
	Гранат	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	4.538	16.50	0.1663	0.511832	
	Гранат*	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3.835	13.21	0.1756	0.511980	
Д-16/1	Биотит	473.9	8.598	250.76	6.56856	1619 ± 9	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.
	Порода	12.35	24.14	1.4879	0.770973		24.06	121.7	0.1195	0.511103	2410 ± 110
	Гранат	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3.707	12.81	0.1749	0.511982	

Примечание. Для выделения Sm и Nd использована модифицированная методика, описанная в работе [10]. Погрешность определения концентраций Sm, Nd, Rb и Sr 0.5%, изотопных отношений $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ 0.5%, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ 0.005 (2σ). * – повторный отбор граната.

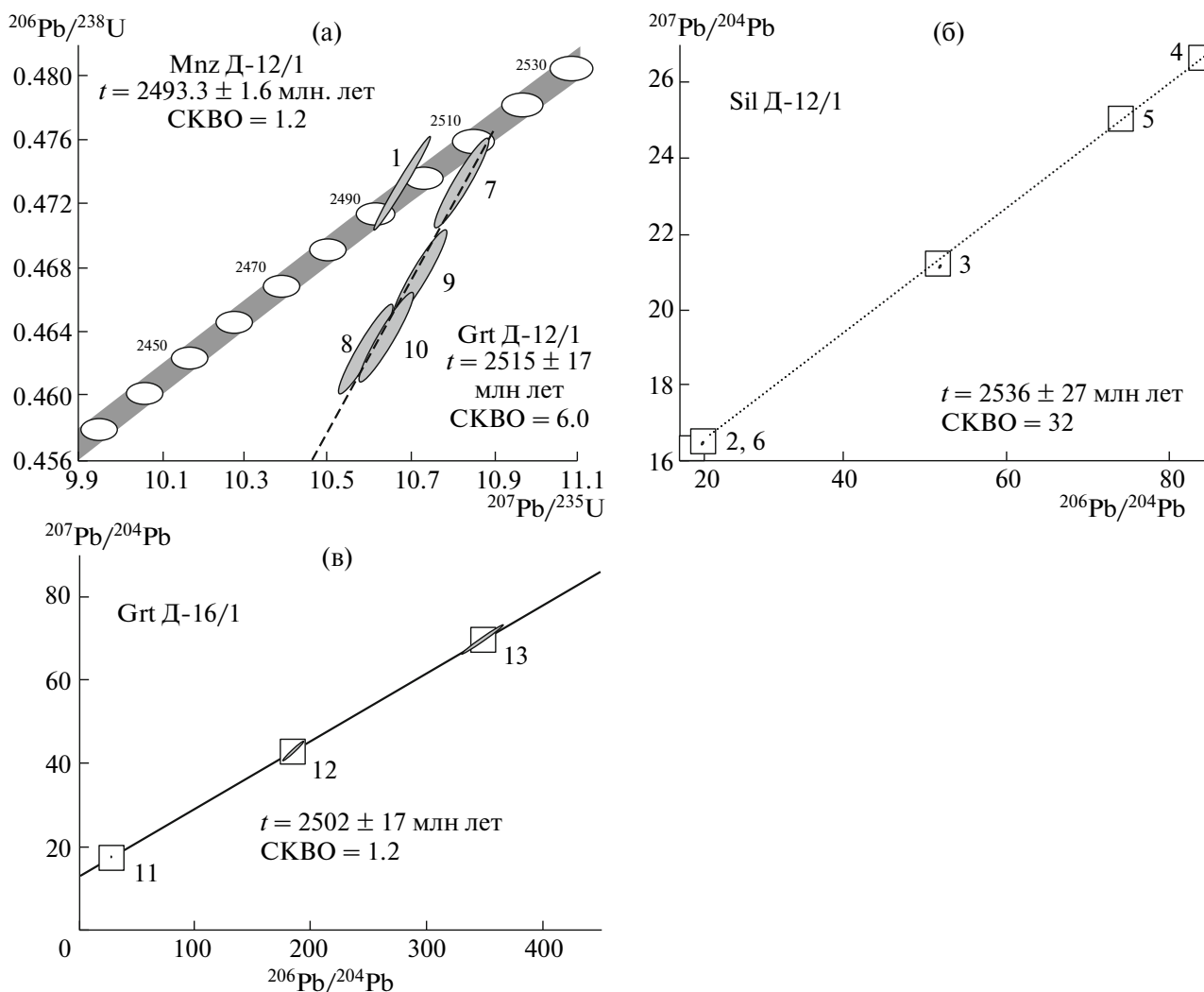


Рис. 2. а – диаграмма с конкордией для монацита (обр. Д-12/1, эллипс 1) и граната (обр. Д-12/1, эллипсы 7–10). б – Pb–Pb-диаграмма для силлиманита (обр. Д-12/1, точки 2–6). в – то же для граната (обр. Д-16/1, точки 11–13). Номера эллипсов и точек соответствуют порядковым номерам фракций в табл. 1.

та. Рутил из этой породы датируется ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) = 1900 ± 2 млн. лет.

Sm–Nd-методом по фракция “вал–гранат” определен возраст 2410 ± 110 млн. лет, $\epsilon_{\text{Nd}} = -6.1$, а Rb–Sr-возраст биотита этого образца 1619 ± 9 млн. лет (табл. 2).

Более низкие значения Pb–Pb-возраста рутила (1900 ± 2 млн лет) и Rb–Sr-возрасты биотитов, по-видимому, объясняются или их действительно более поздним образованием, или различием в температурах закрытия их изотопных систем при остывании этого участка коры, что более вероятно.

Таким образом, неархейский (2.6–2.7 млрд. лет) и палеопротерозойский (1.85–1.87 млрд. лет) этапы метаморфизма были проявлены в гранулитовых комплексах Иркутского и Китайского блоков, а в амфиболитовых комплексах этих блоков,

в том числе в породах Китайского месторождения, проявлен метаморфизм только на рубеже архея и протерозоя.

Приведенные выше данные показывают перспективность использования нетрадиционных минералов-геохронометров (граната и силлиманита) для датирования метаморфизма.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект 10–05–00855, 09–05–00563) и Программы фундаментальных исследований ОНЗ РАН “Строение и формирование основных типов геологических структур подвижных поясов и платформ”.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Aftalion M., Bibikova E.V., Bowes D.R. et al. // J. Geol. 1991. V. 99. P. 851–861.

2. Сальникова Е.Б., Котов А.Б., Левицкий В.И. и др. // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2007. Т. 15. № 4. С. 3–19.
3. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Мазукабзов А.М. и др. // Геология и геофизика. 2005. Т. 46(11). С. 1139–1150.
4. Poller U., Gladkochub D.P., Donskaya T.V. et al. // Trans. Roy. Soc. Edinburgh. Earth Sci. 2004. V. 95. P. 215–225.
5. Грабкин О.В., Мельников А.И. Структура фундамента Сибирской платформы в зоне краевого шва. Новосибирск: Наука, 1980. 90 с.
6. Левицкий В.И., Резницкий Л.З., Сальникова Е.Б. и др. // ДАН. 2010. Т. 431. № 3. С. 386–391.
7. Неелов А.Н. Петрохимическая классификация метаморфизованных осадочных и вулканических пород. Л.: Наука, 1980. 100 с.
8. Frei R., Kamber B.S. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1995. V. 129. P. 261–268.
9. Manhès G., Minster J.E., Allegre C.J. // Earth and Planet. Sci. Lett. 1978. V. 39. P. 14–24.
10. Chao-Feng Li, Fukun Ch., Xiang-Hui Li // Intern. J. Mass Spectrom. 2007. V. 266. P. 34–41.