

УДК 550.93(470.5)

НОВЫЕ U–Pb (SHRIMP-II)-ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНУ ИЗ ЩЕЛОЧНЫХ ТЫЛАИТОВ КОСЬВИНСКОГО КАМНЯ: ИЗОТОПНЫЙ ВОЗРАСТ ГОРЯЧЕГО МЕЛАНЖА ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

© 2008 г. А. А. Ефимов, Ю. Л. Ронкин, Д. И. Матуков

Представлено академиком Н.Л. Добрецовым 17.07.2007 г.

Поступило 04.10.2007 г.

Для Кытлымского массива А.А. Ефимов и Л.П. Ефимова [3] описали обогащенные щелочами тылаиты, содержащие кислый плагиоклаз и биотит, необычные для пород типа меланократовых оливиновых габбро. Тылаиты являются составной частью “горячего меланжа” – стратифицированной серии высокотемпературных тектонитов дунит-пироксенит-тылаитового состава [1, 2]. Е.В. Пушкарев обнаружил в них симплектиты ортоклаз-нефелинового состава (“псевдолейцит”), интерпретированные как продукт магматической кристаллизации лейцита [11]. Однако магматический генезис симплектитов маловероятен, в частности потому, что они обнаружены в зонах бластомилонитов, секущих динамометаморфическую полосчатость в тех же тылаитах [5].

По валовым составам “псевдолейцитовых” тылаитов в лаборатории Университета Гранады (Испания) была получена Rb–Sr-эволюционная зависимость, определившая возраст 340 ± 22 млн. лет [8]. Имеются серьезные сомнения в валидности этих данных*, находящихся в резком противоречии с фундаментальными геологическими фактами. Из них следует, что горячий меланж с телами платиноносных дунитов образовался в раннем карбоне, т.е. моложе не только силурийских габ-

*Сомнительна корректность применения Rb–Sr-метода к валовым составам, демонстрирующим “растяжку” по оси $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ всего лишь 0.129, тем более, что отношение $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ получено не изотопным разбавлением с последующим измерением на прецизионном масс-анализаторе, а с помощью ICP-MS квадрупольного анализатора, предназначенного для рутинного анализа.

*Институт геологии и геохимии
им. А.М. Заварицкого
Уральского отделения Российской Академии наук,
Екатеринбург
Всероссийский научно-исследовательский
геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург*

бро-норитов [13, 14], но даже плагиогранитов, прорывающих все без исключения структурно-вещественные комплексы Платиноносного пояса. Для плагиогранитов нами [6] ID-TIMS-методом по цирконам получены надежные U–Pb-изотопные датировки (415 ± 10 – 417 ± 2 млн. лет).

Авторами работы [7], посвященной Sm–Nd-датированию пород горячего меланжа Кытлымского массива, получены более древние цифры (531 – 440 млн. лет). Особенно важно, что Sm–Nd-возраст 441 ± 27 млн лет был определен для двух проб пироксенитов и выделенных из них монофракций клинопироксена и апатита, для которых ранее [8] получен Rb–Sr-возраст 340 ± 22 млн. лет. Таким образом, вопрос о времени образования “псевдолейцитовых” тылаитов приобретает принципиальное значение. Поэтому авторы предприняли попытку определить изотопный возраст этих пород U–Pb-методом по единичным цирконам и их фрагментам с помощью прецизионного вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II.

Щелочные тылаиты слагают конформную с общей структурой Косьвинского блока толщу мощностью до 1 км и протяженностью до 3 км, по сути дела – химическую зону в структурно едином дунит-пироксенит-тылаитовом разрезе [3]. Проба 11677, из которой выделен циркон, отобрана из крупных скальных выходов на 12-м километре дороги Кытлым–Тылай (рис. 1). Тылаиты имеют, как правило, меланократовый облик и в общем довольно однородны. В них отчетливы следы пластического течения – гнейсовидность, а местами, при появлении ультралейкокатовых слоев, – конформная с нею полосчатость (расслоенность). Иногда наблюдаются секущие параллельную текстуру жильные анортозитовые сегрегации – продукт метаморфической дифференциации относительно гомогенной тылаитовой матрицы. Обычна криптовая (по Л. Дюпарку) структура: преобладают порфировидные выделения клинопироксена, часто с обильными вростками магнетита и биотита, интерстиции между которыми выполнены оливином, плагиоклазом, магнети-

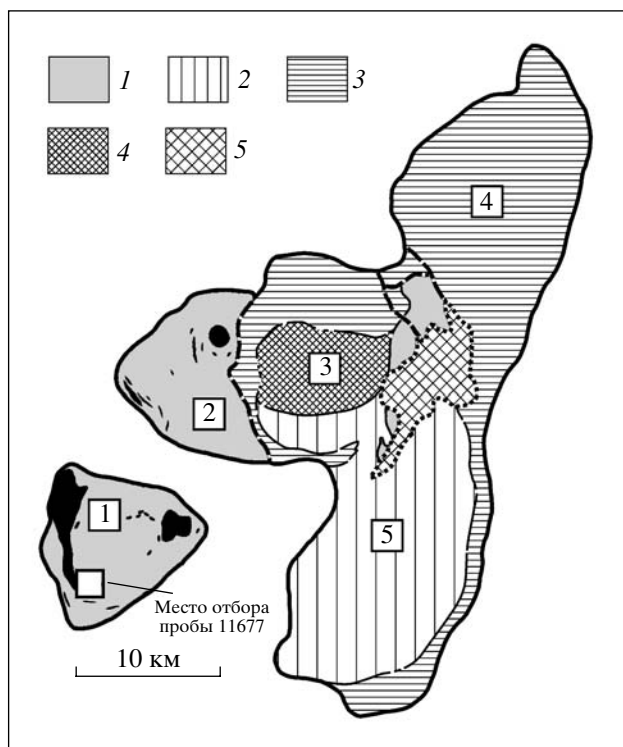


Рис. 1. Структурная схема Кытлымского массива с указанием места отбора изученной пробы. 1 – расчлененный дунит-пироксенит-тылаитовый комплекс (горячий меланж; черное – дунитовые тела); 2 – комплекс анортит-оливиновых габбро; 3 – комплекс лабрадоритовых габбро-норитов; 4 – комплекс роговообманковых габбро; 5 – интрузия плагиогранитов. Цифры в рамках – структурные блоки массива: 1 – Косьвинский, 2 – Тылайский, 3 – Серебрянский, 4 – Валенторский, 5 – Сухогорский.

том и биотитом. Ортоклаз-нефелиновые симплектиты (“псевдолейцит”) приурочены к выделениям плагиоклаза и встречаются только в меланократовых разностях; в лейкократовых слоях они отсутствуют.

Химически косьвинские тылаиты отличаются от “обычных” повышенными содержаниями Na_2O и K_2O (соответственно до 3.5 и 1.25 мас. %), что выражается в необычно кислом составе плагиоклаза ($\text{An}_{32}\text{-An}_{35}$), присутствии биотита и “псевдолейцита”. Ортоклаз симплектитов содержит до 8.5% альбитового и 1.5% анортитового компонента. В твердом растворе нефелина содержится около 12–18% кальсилитового, 5–7% ортоклазового и 5–7% анортитового компонента. Геохимические отличия значительны: валовые содержания Sr достигают 1000, а в ультралейкократовых слоях и в плагиоклазе – 3000 г/т и более. Сумма РЗЭ достигает 100–140 г/т, а содержание легких РЗЭ на порядок превышает таковое, например, тылаитов Тылайского блока (рис. 2). Однако химизм косьвинских тылаитов не представляет собой что-то

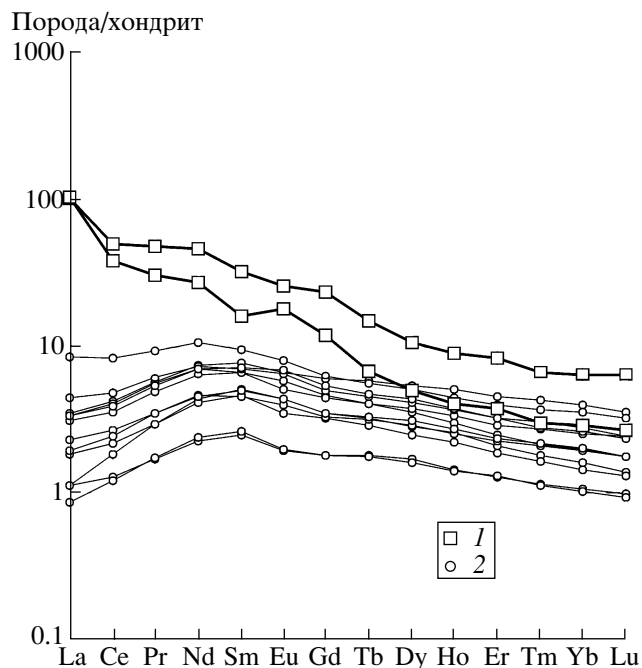


Рис. 2. Спектры элементов группы редких земель в “псевдолейцитовых” тылаитах Косьвинского Камня (1) и в пироксенит-тылаитовой серии горячего меланжа Тылайского блока (2).

исключительное: обогащение щелочами, Sr и РЗЭ, правда в меньшей степени, отмечено также для лабрадоритовых биотитсодержащих тылаитов горячего меланжа Денежкина Камня [4].

Выделенные из обр. 11677 и проанализированные кристаллы циркона представлены идиоморфными, относительно длиннопризматическими (коэффициент удлинения от 2 до 3, размеры от 80 до 160 мкм) индивидами (рис. 3). Во внутренних частях некоторых из них наблюдаются обособленные “ядра”, в основном призматической формы с большим количеством разнообразных включений, иногда (7.2.1, 7.3.2) несущие следы деформаций (дробления).

Результаты *in situ* U–Pb-датирования цирконов, полученные с помощью ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ по методике, изложенной в [9], представлены в табл. 1 и на рис. 4. В координатах $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ изученные разности демонстрируют незначительную дискордантность от 16% (циркон 7.1.2) до практически конкордантного значения –0.2% для кристалла 7.6.1. Существенную дискордантность (496%) демонстрируют U–Pb-данные для кристалла 7.5.1, фиксируя, возможно, значимую потерю радиогенного свинца (и/или добавку урана). В целом изученный материал демонстрирует отрицательную корреляцию величины дискордантности и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраста. Формальная аппроксимация

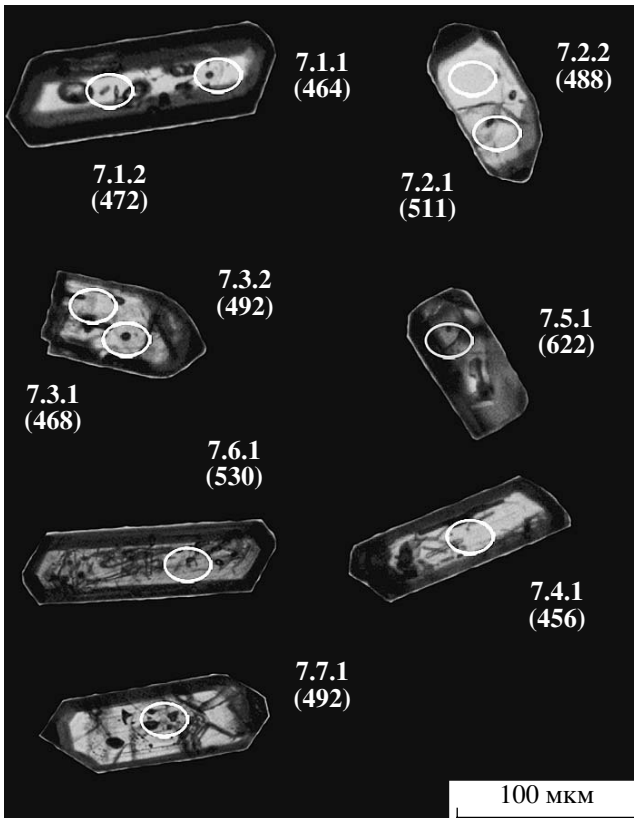


Рис. 3. Оптические изображения проанализированных цирконов из тылаита пробы 11677. Белые контуры – локализация кратеров в пределах кристаллов. Цифры в круглых скобках соответствуют возрасту, вычисленному по отношению $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$, в млн. лет.

U-Pb-данных в указанных координатах обуславливает дискордию, верхнее пересечение которой с конкордией определяет изохронный (СКВО = 0.46) возраст 501 ± 38 млн. лет (95%-ный доверительный уровень) с высокой вероятностью соответствия 0.89, тогда как нижнее пересечение в пределах наблюдаемых погрешностей соответствует нулю.

Факт перекрытия эллипсов, соответствующих данным для кратеров 7.1.2, 7.1.1, 7.3.2 и 7.4.1, позволяет вычислить конкордантное значение возраста 425.1 ± 9.6 млн. лет (95%-ный доверительный уровень, СКВО = 0.95), которое можно рассматривать как минимальную возрастную оценку с вероятностью соответствия 0.33. Таким образом, оценки U-Pb-изотопного возраста, полученные нами по единичным цирконам и их фрагментам из “псевдолейцитового” тылаита 11677 с помощью ионного микрозонда SHRIMP-II, позволяют достаточно уверенно сделать вывод о том, что горячему меланжу Платиноносного пояса соответствует верхний предел U-Pb-изотопного возраста не менее 425.1 ± 9.6 млн. лет. Эта величина хорошо согласуется с уже имеющимися надежными прецизионными U-Pb ID-TIMS-данными по изотопному возрасту габбро-норитов и плагиигранитов, символизирующими время поздних событий в истории Платиноносного пояса [6, 13].

Однако комплекс горячего меланжа занимает особое место в структуре и истории пояса. Было показано, что история его формирования, включающая тектоническое смешение генетически

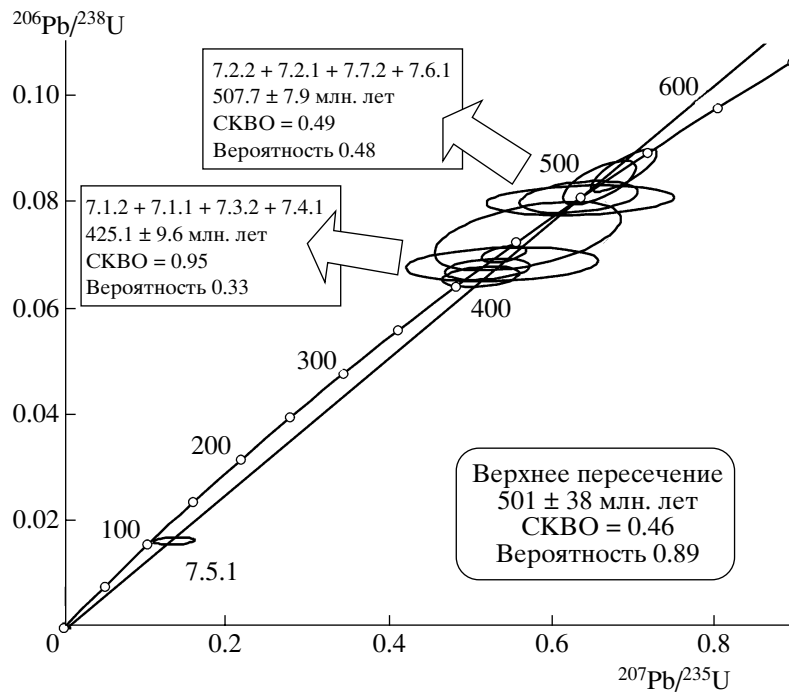


Рис. 4. U-Pb-диаграмма с конкордией для цирконов из тылаита пробы 11677.

Таблица 1. In situ U–Pb SHRIMP-II данные для цирконов “псевдолейцитовых” тылаитов Косьвинского Камня

Кристалл, кратер	$^{206}\text{Pb}_c$, %	U	Th	$\frac{^{232}\text{Th}}{^{238}\text{U}}$	$^{206}\text{Pb}^*$, ppm	(1)	(1)	(1)	<i>Rho</i>	Возраст, млн. лет ($\pm\%$)		<i>D</i> , %
		ppm				$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{206}\text{Pb}^*}$ ($\pm\%$)	$\frac{^{207}\text{Pb}^*}{^{235}\text{U}}$ ($\pm\%$)	$\frac{^{206}\text{Pb}^*}{^{238}\text{U}}$ ($\pm\%$)		(1) $\frac{^{206}\text{Pb}}{^{238}\text{U}}$	(1) $\frac{^{207}\text{Pb}}{^{206}\text{Pb}}$	
7.5.1	–	562	159	0.29	7.80	0.0605 (7.4)	0.136 (7.7)	0.0163 (1.7)	0.23	104 (1.8)	622 (160)	496
7.1.2	0.31	434	123	0.29	24.6	0.0565 (3.7)	0.514 (3.8)	0.0659 (1.2)	0.32	411 (5.1)	472 (82)	15
7.1.1	0.24	422	120	0.30	24.4	0.0563 (3.9)	0.522 (4.1)	0.0673 (1.2)	0.31	420 (5.2)	464 (86)	11
7.3.2	0.74	150	55	0.38	8.90	0.0570 (8.8)	0.540 (9.0)	0.0682 (1.9)	0.22	425 (8.3)	492 (194)	16
7.4.1	–	902	247	0.28	54.3	0.0561 (1.9)	0.542 (2.1)	0.0701 (0.9)	0.47	437 (4.1)	456 (42)	4
7.3.1	0.70	144	60	0.43	9.19	0.0564 (7.3)	0.571 (8.2)	0.0735 (3.6)	0.49	457 (17)	468 (162)	2
7.2.2	0.17	203	143	0.73	14.1	0.0569 (4.4)	0.634 (4.7)	0.0808 (1.5)	0.34	501 (7.8)	488 (97)	–3
7.2.1	0.79	263	216	0.85	18.3	0.0575 (7.3)	0.636 (7.4)	0.0802 (1.4)	0.19	497 (7)	511 (160)	3
7.7.1	0.10	284	128	0.46	19.9	0.0570 (2.9)	0.660 (2.8)	0.0835 (2.0)	0.69	517 (11)	492 (64)	–5
7.6.1	–	620	206	0.35	40.6	0.0580 (2.4)	0.690 (2.4)	0.0858 (1.9)	0.79	531 (11)	530 (53)	–0.2

Примечание. Погрешности $\pm 1\sigma$; Pb_c и Pb^* – общий и радиогенный Pb соответственно. Погрешности калибровки относительно стандартов 0.5%. (1) – коррекция с использованием ^{204}Pb . *D* – дискордантность; *Rho* – коэффициент корреляции. Отобранные вручную зерна цирконов были имплантированы в эпоксидную смолу вместе с цирконовыми стандартами TEMORA и 91500. Далее зерна цирконов были сошлифованы приблизительно на половину толщины. Для выбора участков (точек) датирования на поверхности зерен использовались оптические (в проходящем и отраженном свете) и катодолюминесцентные изображения, отражающие нюансы внутреннего строения изученных цирконов. Измерения U–Pb-отношений на SHRIMP-II проводились по методике, описанной в [9]. Интенсивность первичного пучка отрицательно заряженных ионов кислорода составляла 4 нА, диаметр пятна (кратера) – 20–30 мкм. Обработка экспериментально полученных U–Pb-данных и построение графиков с конкордией осуществлялись с использованием программ SQUID и ISOPLOT/EX соответственно.

разнородного вещества – дунит-клинопироксенитового и оливин-габбрового, пластическое течение и аккрецию деформированных блоков, была длительной [1, 2]. Тектоно-метаморфическая эволюция горячего меланжа сопровождалась химическим обменом между компонентами смеси, а на позднем ее этапе (около 425 млн. лет), на котором возникли “псевдолейцитовые” тылаиты с их экзотической химией, – привнесом щелочей и редких элементов из внешнего источника [4].

Возможно, что исходные компоненты горячего меланжа, и в первую очередь платиноносные дуниты платформенного (“алданского”) типа, образовались задолго до событий смешения и аккреции. При этом могли сохраниться и изотопные следы более древних событий. Возможно, что данные для кратеров 7.2.2, 7.2.1, 7.7.2 и 7.6.1, определяющие конкордантный возраст $507.7 \pm \pm 7.9$ млн. лет ($\pm 2\sigma$, СКВО = 0.49, вероятность соответствия 0.48), поддерживают этот аргумент. Полученные в последнее время Sm-Nd-данные, указывающие на более древний (до 540 млн. лет) возраст отдельных элементов (“обычных” тылаитов и пироксенитов) горячего меланжа [7], также не противоречат полученным нами оценкам

по U–Pb-геохронометру. Следует надеяться, что дальнейшее геохронологическое изучение горячего меланжа позволит реконструировать раннюю историю Платиноносного пояса.

Резюмируя, можно сказать, что вывод, сделанный Е.В. Пушкаревым и др. [8] на основании упомянутых Rb–Sr-данных и сводящийся к тому, что “формирование дунит-клинопироксенит-тылаитовой серии [горячего меланжа – Авт.] Кытлымского массива происходило в нижнем карбоне и охватывало временной интервал от 360 до 330 млн. лет... по крайней мере на 80–60 млн. лет моложе главной фазы островодужного магматизма... проявившегося в... силуре и отмеченного формированием габбро-норитов”, следует считать глубоко ошибочным. Широкие геологические построения, основанные на этом выводе [10, 12 и др.], следует рассматривать как несостоятельные.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 04–05–96078 РФФИ–Урал).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ефимов А.А. // Геотектоника. 1977. № 1. С. 24–41.
2. Ефимов А.А. // Отеч. геология. 1999. № 3. С. 31–39.

3. *Ефимов А.А., Ефимова Л.П.* Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.
4. *Ефимов А.А., Маегов В.И.* // ДАН. 1981. Т. 256. № 3. С. 658–662.
5. *Ефимов А.А., Потапова Т.А.* В кн.: Ежегодник-1999. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 294–296.
6. *Ефимов А.А., Ронкин Ю.Л., Зиндерн С. и др.* // ДАН. 2005. Т. 403. № 4. С. 512–516.
7. *Попов В.С., Беляцкий Б.В.* // ДАН. 2006. Т. 409. № 1. С. 104–109.
8. *Пушкарев Е.В., Феритатер Г.Б., Беа Ф. и др.* // ДАН. 2003. Т. 388. № 3. С. 373–377.
9. *Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. и др.* // Литосфера. 2005. № 1. С. 135–142.
10. *Феритатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. и др.* // Литосфера. 2005. № 3. С. 57–72.
11. *Феритатер Г.Б., Пушкарев Е.В.* // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1992. № 4. С. 74–84.
12. *Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al.* // Terra Nova. 2001. V. 13. № 6. P. 407–412.
13. *Bosch D., Bruguier O., Efimov A.A.* // Mem. Geol. Soc. London. 2006. V. 32. P. 443–448.
14. *Ronkin Y.L., Marks V.A., Ivanov K.S. et al.* // Extended Abstracts of IV SGA Meeting. Turku, 1997. P. 495–498.