УДК 621.039.86:551.251(470.5)

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ТАГИЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА

© 2014 г. К. С. Иванов, Е. В. Наставко

Институт геологии и геохимии УрО РАН 620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7 E-mail: ivanovks@igg.uran.ru Поступила в редакцию 31.07.2013 г.

Платиноносный пояс Урала сложен интрузивными комплексами, генерировавшимися над зоной субдукции, завершившей свое развитие в силуре. Из семи комплексов, выделявшихся в поясе А.А. Ефимовым (2010), ранее не был датирован только динамотермальный ореол, состоящий из кытлымитов, роговиков и амфиболитов. Из кытлымитов, сложенных магнезиальной роговой обманкой и плагиоклазом, восточнее Нижнетагильского массива выделены цирконы, с возрастом 424.8 ± 3.7 млн лет (SHRIMP-II). *P-T* условия образования этих пород составляют $680-695^{\circ}$ С и 3.2-3.6 кбар. Полученные результаты впервые позволили непосредственно датировать одну из важных структурных единиц Платиноносного пояса Урала – его динамотермальный ореол, одновременно фиксирующий и время главной фазы внедрения массивов Пояса. Полученная датировка уточняет и возраст наиболее распространенного комплекса Платиноносного пояса – габбро-норитового, поскольку возраст внедрения этих пород тождествен времени образования динамотермального ореола. Полученные нами на SHRIMP-II возраста габбро и плагиогранита оказались тождественны (411 млн лет), что делает возможным предположение о датировке магматического внедрения плагиогранитов и связанного с этим событием преобразования габброидов.

Ключевые слова: Платиноносный пояс, ультрабазитовые комплексы, габбро, плагиограниты, контактовый метаморфизм, возраст, субдукция, палеозой, Урал.

ВВЕДЕНИЕ

Платиноносный пояс Урала – классический геологический объект, исследования которого весьма важны как для понимания геологической истории Урала (и в целом механизма формирования складчатых поясов полного геодинамического цикла развития), так и для металлогении, поскольку здесь локализованы месторождения железа, ванадия, меди, платиноидов и др. Платиноносный пояс протягивается на 1000 км вдоль меридиана 60° по Приполярному, Северному и Среднему Уралу, образуя очень пологую дугу, слабо выгнутую на запад в ее центральной части. Пояс локализован в крайней западной части палеостроводужного сектора Урала (т.е. его восточного склона) и состоит из 14 массивов, образованных главным образом оливиновыми и двупироксеновыми габбро. В структурно наиболее нижней, т.е. западной части Платиноносного пояса, находятся массивы и тела дунитов (наиболее крупный из которых – Нижнетагильский имеет площадь 45 км²) с каймами клинопироксенитов. Гранитоиды, представленные преимущественно плагиогранитами, тоналитами и сиенитами, являются наиболее молодыми породами пояса, они локализованы в его восточной (верхней) части [1-11, 13-16, 20-24, 29, 30, 32, 36 и мн. др.].

Платиноносный пояс имеет островодужную природу [11, 15 и др.] и образован продуктами кристаллизации разноглубинных магм, сформировавшихся над палеозоной субдукции, завершившей свое развитие в силуре. Этот вывод последовал из исследований, показавших, что падающий под Платиноносный пояс Главный уральский глубинный разлом в раннем-среднем палеозое представлял собой зону субдукции, а главные вулканогенные зоны Урала есть реликты островных дуг и задуговых бассейнов [11, 12, 17 и др.].

Согласно [9], в Платиноносном поясе выделяется семь вещественных комплексов (от более древних к молодым): 1) тагильский дунитпироксенитовый; 2) сухогорский оливиновых габбро; 3) тылайский дунит-пироксенит-тылаитовый горячий меланж; 4) валенторский (известен также под названием "тагило-кытлымский" [6]) габброноритовый; 5) динамотермальный ореол кытлымитов, роговиков и амфиболитов; 6) серебрянский роговообманковых габбро; 7) гранитоидный.

В последние годы для этих комплексов появились современные U-Pb и Sm-Nd датировки (см. обзоры в [1, 2, 6, 9 и др.]), и лишь динамотермальный ореол непосредственно не был датирован. Породы динамотермального ореола в целом изучены гораздо хуже самих габбро и ультрабазитов пояса, хотя объем

пород ореола очень значителен и лишь немногим менее суммарного объема всех пород самого Платиноносного пояса (см., например, рис. 1 в [9]).

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ ИЗУЧЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ

Тагильский габбровый массив и комплекс пород его окружения (рис. 1) входят в состав тагильского (тагило-баранчинского) комплекса, который является одним из наиболее крупных, известных и сложных по строению среди комплексов Платиноносного пояса Урала (ППУ). Тагильский (Тагило-Баранчинский) комплекс протягивается вдоль меридиана 59°54′, более чем на 100 км при ширине до 24 км. К его западной части тяготеют преимущественно гипербазиты и базиты, а к восточной – более кремнекислые разности – диориты, сиениты и граниты. В составе комплекса выделяют следующие массивы: 1) Нижнетагильский дунит-клинопироксенитовый; 2) Тагильский габбровый с небольшими телами ультрабазитов; 3) Баранчинская группа массивов (три пироксенитовых массива на западе – массивы гор Голой, Синей и Толстой [3] и Волковский габброидный массив на востоке); 4) группа интру-



Рис. 1. Схема геологического строения Нижнетагильского района по [5, 6, 14].

1 – осадочные нижне-среднепалеозойские комплексы континентального склона; 2 – силурийские вулканогенноосадочные комплексы Тагильской островодужной системы; 3–4 – дунит-клинопироксенитовый комплекс горы Соловьевой: 3 – дуниты, 4 – клинопироксениты и верлиты; 5 – габброидный комплекс Тагильского массива; 6 – Черноисточинский ареал анортозит-плагиогранитной серии; 7–9 – комплекс пород окружения: 7 – западный тип разреза (диабазы, порфириты, зеленые сланцы), 8–9 – восточный тип разреза: 8 – амфибол-плагиоклазовые породы ("кытлымиты") метадиабазы и метагаббро "мелкозернистого комплекса", 9 – амфиболиты гнейсовидно-полосчатые, нерасчлененные; 10 – нерасчлененные диориты и гранитоиды; 11 – Главный Уральский разлом; 12 – места отбора проб.

Fig.1. The scheme of geological structure of the Nizhny Tagil area by [5, 6, 14].

1 – sedimentary Lower-Middle Paleozoic complexes of continental slope; 2 – Silurian volcanogenic-sedimentary complexes of Tagil island arc system; 3-4 – dunite-clynopyroxenite complex of the Solovyova mount: 3 – dunites, 4 – clynopyroxenites and verlites; 5 – gabbroid complex of the Tagil massif; 6 – Chernoistok aureole of anortosite-plagiogranite series; 7–9 – a complex of surrounding rocks: 7 – western type of the section (diabases, porphyrites, green schists), 8–9 – eastern type of the section: 8 – amphibole-plagioclase rocks – ("kytlymites"), metadiabases and metagabbro of "fine-grain" complex, 9 – amphibolites gneiss-like banded, undifferentiated diorites and granitoids; 11 – the Main Uralian deep fault; 12 – place of sampling.

зивов, вдоль восточного контакта тагильского комплекса (с севера на юг): Кушвинский и Тагильский сиенитовые массивы и Тагильский диоритплагиогранитный массив.

Тагильский габбровый массив имеет линейную форму и вытянут в меридиональном направлении, сложен роговообманковыми габброидами, с участками слабоизмененных оливиновых габбро и габброноритов. Неравномерное распределение мафических минералов и плагиоклаза обусловило полосчатую текстуру пород, согласную с контурами массива. Гипербазиты образуют две субмеридиональные зоны в габброидах – восточную, сложенную мелкими телами ультрабазитов, и центральную, состоящую из пироксенитов и горнблендитов. Южная, наиболее узкая, часть массива сложена сильно рассланцованными зеленокаменно измененными габбро-амфиболитами.

Возраст габброидов варьирует в пределах 440–420 млн лет [20, 21] с двумя четкими максимумами около 440 и 420 млн лет, первый отвечает этапу маловодного магматизма (оливиновые габбро и габбро-нориты), второй – водному (роговообманковые габбро).

При главенствующей роли ультрамафитов и габбро в строении Тагильского массива важное значение в нем имеют и гранитоиды, входящие в состав Черноисточинского массива, который располагается в 10 км к югу от г. Нижний Тагил, в западной части Тагильского массива, составной частью которого он является.

Черноисточинский массив обнажается по берегам одноименного пруда, акватория которого скрывает большую его часть, о чем свидетельствует локальный гравитационный минимум на общем фоне крупной положительной аномалии. Массив сложен роговообманковыми габбро и прорывающими их роговообманковыми анортозитами, концентрирующимися в западной части массива, где совместно с ассоциированными плагиогранитами они образуют многофазные интрузивные тела. Восточная часть массива сложена габбровыми брекчиями с цементом пород анортозит-плагиогранитной серии, которая, согласно Г.Б. Ферштатеру с соавторами, является результатом анатексиса роговообманкового габбро в субдуцируемом слэбе [28-30, 33 и др.]. Вопрос их петрогенезиса после работ Г.Б. Ферштатера приобрел дискуссионность [30, 33].

Позже А.А. Ефимов [8] указал на путаницу с использованием термина анортозит в названии серии и предложил дать ей название плагиоклазитплагиогранитной (ПП) серии, а породы называть не анортозитами, а плагиоклазитами. Согласно его модели [8], плагиоклазиты ПП-серии являются продуктами метаморфогенной десиликации магматических плагиогранитных жил.

В интерпретации В.И. Маегова [23] гранитоиды ПП-серии магматогенны и не подверглись существенным метаморфогенным преобразованиям, а эруптивный характер контактовых соотношений Черноисточинской ПП-серии с габброидами, указывают на то, что ареалы магматической кристаллизации пород ПП-серии удалены от области магмогенерации.

Комплекс пород окружения образует субмеридиональную полосу шириной не более 10 км к западу от Тагильского габброидного массива. Среди пород комплекса выделяют два типа (западный и восточный) разреза исходя из характера метаморфизма. Западный тип представлен переработанными в зеленые сланцы диабазами, базальтовыми порфиритами и их туфами, среди них встречена полоса кремнисто-углеродистых сланцев. Восточный тип разреза, как правило, представлен амфиболсодержащими породами, которые, по данным В.Р. Шмелева с соавторами [14, 36], сопоставимы с измененными долеритами комплекса параллельных долеритовых даек со скринами габбро, а характер распределения редких и редкоземельных элементов свидетельствует в пользу субдукционной обстановки их формирования. В зоне контакта с дунитовым массивом развиты амфибол-плагиоклазовые породы ("кытлымиты" по [10]), тогда как на границе с габброидами Тагильского массива преобладают гнейсовидно-полосчатые и рассланцованные амфиболиты. Кытлымиты, амфиболиты и гранулиты образуют динамотермальный ореол (ДТО) [7], породы ореола до настоящего времени не были датированы, но, по мнению А.А. Ефимова [9], возраст метаморфизма его вулканогенного субстрата ограничен образованием габбро-норитов и образованием Серебрянского комплекса, а возраст субстрата хотя и проблематичен, но едва ли древнее среднеордовикского.

НОВЫЕ ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ТАГИЛЬСКОГО КОМПЛЕКСА ПО РЕЗУЛЬТАТАМ ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНОВ

Амфиболовое габбро (проба НТ-09–10) было отобрано из обнажения на северо-западном склоне горы Белая (рис. 1; 57°39′734′ с.ш., 59°42′223′ в.д.), структура породы среднезернистая, текстура массивная, и состоит преимущественно из амфибола (55–60%) и практически полностью соссюритизированного плагиоклаза (40%), акцессории – фторапатит (1–2%), ильменит (ед. з.), вторичные – сфен (до 1%), клинохлор, клиноцоизит.

Амфибол представлен призматическими зернами размером 1.5–3 мм, по составу соответствует ферропаргаситу (mg#=0.42–0.43). Таблитчатые зерна существенно соссюритизированного плагиоклаза варыируют по составу, от андезина до лабрадора (An_{31-56}), в единичных случаях обнаружен олигоклаз (An_{29}).

Тип распределения и уровень концентрации РЗЭ в габбро (Σ РЗЭ = 82 г/т, (La/Yb)_n = 4.53) близки к обогащенным базальтам COX (рис. 2а), при этом они слегка обогащены легкими редкими землями и обеднены тяжелыми по сравнению с последними. Содержание стронция в породе составляет 795 г/т, что свойственно платиноносным габброидам [34, 36 и др.]. От нормальных базальтов СОХ отличаются более высокими содержаниями LILE (Ва и Сs, в меньшей степени Rb) и характеризуются наличием минимумов по HFSE – Nb, Zr и Ti (рис. 2б) и максимумами по Ва и Sr, что свойственно образованиям, сформировавшимся в надсубдукционной обстановке.

P-T условия, рассчитанные по амфиболовым геотермобарометрам [37–39], составляют 730–805°С и 5.6–7.2 кбар. Давление, полученное на основе плагиоклаз-роговообманкового барометра [27], составило 5–7 кбар, что совпадает с данными по амфиболовым барометрам.

Цирконы, выделенные из пробы габбро, представлены короткопризматическими и субизометричными дипирамидальными зернами размером от 100 до 400 мкм (рис. 3). Возраст цирконов, полученный при U-Pb датировании (SHRIMP-II), составил 411.2 ± 4.4 млн лет (рис. 4, табл. 1).

Амфибол по составу отвечает эдениту, в единичных случаях – паргаситу (mg# = 0.52–0.56), плагиоклаз – андезину An_{32-38} . По соотношению TiO_2 – Al_2O_3 [31] амфибол отвечает условиям абиссальной фации глубинности. *P-T* условия, рассчитанные по амфиболовым геотермобарометрам [37–40], составляют 675–750°С и 4.5–5.9 кбар. Давление, полученное на основе плагиоклаз-роговообманкового барометра [27], равно 3–5 кбар, и совпадает с давлением, рассчитанным по плагиоклаз-роговообманковому парагенезису пород АП-серии [30], а также сопоставимо с давлением по амфиболовым барометрам и соответствует абиссальной фации глубинности.

Геохимические особенности плагиогранитов

отражены в работе [30]. Породы характеризуются низким содержанием РЗЭ (3–8 г/т) при преобладании легких РЗЭ над тяжелыми, $(La/Yb)_n = 4.7-6.8$, а также высоким содержанием Sr (580–770 г/т) при крайне низких содержаниях LILE.

Цирконы представлены главным образом обломками, размер которых изменяется от 150 до 550 мкм, кроме того, встречаются единичные субизометричные дипирамидальные зерна размером не более 200 мкм (рис. 5). Возраст цирконов, полученный при U-Pb датировании (SHRIMP-II), составил 411.7 ± 6.5 млн лет (рис. 6, табл. 2).

Согласно данным [20, 32], возраст субстрата (роговообманковое габбро) и продукта анатексиса (роговообманковый анортозит), по данным измерений на NORDSIM и метода лазерной абляции, оказался практически одинаковым и составил 424–425 млн лет.

Кытлымиты (проба HT-09-10) комплекса пород окружения (57°39'343" с.ш., 59°40'331" в.д.) характеризуются гранобластовой (роговикой) структурой и полосчатой мигматитоподобной текстурой, выражающейся в наличии существенно плагиоклазовых прослоев, сходных с "очковой" лейкосомой и серией струйчатых инъекций, согласно полосчатости. Ранние парагенезисы соответствуют гранулитовой фации низкого давления, поздние – амфиболитовой (роговая обманка + An₄₀₋₆₀) [9].

Амфибол составляет до 75–80% породы, плагиоклаз – до 25%, в плагиоклазовых прослоях содержание амфибола не превышает 5–10%. Акцессории – сфен и фторапатит.

Короткопризматические зерна бурого амфибо-



Рис. 2. Распределение редких и редкоземельных элементов, нормированное относительно хондрита (а) и базальтов COX (б) [41].

Габбро – проба HT-09-10, кытлымиты – HT-09-9. Е-MORB – "обогащенные" базальты срединно-океанических хребтов.

Fig. 2. Rare and rare-earth element distribution normalized on chondrite (a) and N-MORB (6) [41]. Gabbro – HT-09-10, kytlymites – HT-09-9. E-MORB – enriched basalts of mid-oceanic ridges.



Рис. 3. Катодолюминесцентное изображение изученных зерен циркона из габбро Тагильского массива. Белыми кружками показано местоположение точек замеров, цифры соответствуют номерам анализов в табл. 1.

Fig. 3. Cathodoluminescence image of the studied zircon grains from gabbro of the Tagil massif. White circles show the position of measure points, ciphers correspond to analysis numbers in table1.



Рис. 4. Диаграмма ²⁰⁶Pb/²³⁸U–²⁰⁷Pb/²³⁵U с конкордией для цирконов из габбро.

Fig. 4. Diagram ²⁰⁶Pb/²³⁸U–²⁰⁷Pb/²³⁵U with concordia for zircons from gabbro.

ла по составу соответствуют магнезиальной роговой обманке (mg# = 0.67–0.68). Плагиоклаз существенно соссюритизирован и представлен таблитчатыми зернами андезина, в единичных случаях – олигоклаза An_{21-38} .

Кытлымиты характеризуются низким содержанием стронция (185 г/т), что свойственно офиолитам [10]. Тип распределения и уровень концентрации РЗЭ в кытлымитах (РЗЭ = 40 г/т, (La/Yb)_n=1.20) близок к базальтам СОХ (см. рис. 2а), от которых отличаются более высокими содержаниями LILE (**Rb**, **Ba и Cs**) (см. рис. 26), что свидетельствует о том, что их формирование, скорее всего, происходило в надсубдукционной обстановке – преддуговом бассейне [15, 35].

P-T условия образования, рассчитанные по амфиболовым геотермобарометрам [37–39], составляют 680–695°С и 3.2–3.6 кбар. Давление по плагиоклазроговообманковому барометру [27] составило 2.8– 3.5 кбар, что хорошо согласуется с данными по амфиболовым барометрам.

Проба кытлымитов HT-09-9 массой 12 кг была раздроблена до фракции 0.2 мм и отмыта до серого шли-

ИВАНОВ, НАСТАВКО

№ точки	%, ²⁰⁶ Pb _c	Сод	ержа	ние, г/т		²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U возраст, млн лет		Изотопные отношения (1)						
		U	Th	²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²³⁸ U			²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±, %	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±, %	²⁰⁶ Pb*/ ²³⁸ U	±, %	
1.1	0.39	373	97	21.7	0.27	420.7	±7.2	0.0545	3.6	0.507	4	0.0674	1.8	
2.1	0.27	369	135	21.1	0.38	413.9	±6.7	0.0538	3.1	0.492	3.5	0.0663	1.7	
3.1	0.00	206	90	11.7	0.45	413.7	±7.2	0.0551	3.1	0.503	3.6	0.0663	1.8	
4.1	0.00	267	65	15.1	0.25	411.5	±6.8	0.055	2.6	0.5	3.2	0.0659	1.7	
5.1	0.00	239	56	13.5	0.24	412.2	±7	0.0551	3	0.502	3.5	0.066	1.8	
6.1	0.00	186	55	10.6	0.31	415.4	±7.3	0.0549	3.2	0.504	3.6	0.0666	1.8	
7.1	0.18	224	90	12.5	0.42	405.5	±6.9	0.0537	3.4	0.481	3.9	0.0649	1.8	
8.1	0.47	322	110	18	0.35	404.6	±6.7	0.0543	4.1	0.485	4.4	0.0648	1.7	
9.1	0.20	513	269	29.6	0.54	419	±6.6	0.0545	3.5	0.505	3.9	0.0672	1.6	
10.1	0.23	232	85	12.7	0.38	396.9	±7.3	0.0534	3.8	0.467	4.3	0.0635	1.9	

Таблица 1. Результат изучения U-Pb изотопной системы цирконов из габбро, проба HT-09-10 **Table 1.** Result of study of the U-Pb isotope system of zircons from gabbro, sample HT-09-10

Примечание. Рb_c и Рb* – общий и радиогенный свинец. Погрешности калибровки относительно стандарта – 0.61%. (1) – коррекция по ²⁰⁴Pb.

Note. Pb_c and Pb* are general and radiogenic lead. Calibration errors relatively standard are 0.61. (1) – correction on ²⁰⁴Pb.





Белыми кружками показано местоположение точек замеров, цифры соответствуют номерам анализов в табл. 2.

Fig. 5. Cathodoluminescence image of the studied zircon grains from plagiogranite of the Chernoistochinsk massif. White circles show the position of measure points, ciphers correspond to the analysis numbers in table 2.

		Co	цержа	ние, г/т				Изотопные отношения (1)						
Номер точки	%, ²⁰⁶ Pb _c	U	Th	²⁰⁶ Pb*	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Рb/ возраст,	^{/238} U млн лет	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb 266	²⁰⁷ <u>Pb</u> ²³⁵ U	±, %	²⁰⁶ Pb*/238U	±, %		
1.1	1.07	117	48	6.77	0.42	416	±10		0.474	11	0.0667	2.5		
1.2	0.00	127	34	7.07	0.28	405.6	±9.5	351	0.479	5	0.0649	2.4		
2.1	0.00	34	12	1.94	0.36	411	±11	619	0.548	7.1	0.0658	2.8		
3.1	1.09	104	73	5.96	0.72	410.7	±9.4	282	0.471	15	0.0658	2.4		
3.2	0.00	14	4	0.877	0.31	441	±15	480	0.553	11	0.0708	3.6		
4.1	0.48	160	66	9.66	0.42	434.9	±9.5	446	0.537	5.7	0.0698	2.3		
5.1	0.00	19	4	1.09	0.22	414	±15	253	0.469	12	0.0664	3.8		
5.2	0.00	86	20	4.98	0.24	418.1	±9.2	373	0.499	5	0.067	2.3		
6.1	0.00	30	7	1.63	0.24	396	±12	369	0.471	9.4	0.0634	3		
6.2	0.00	401	279	21.6	0.72	391.7	±8.2	421	0.477	3.6	0.0626	2.2		

Таблица 2. Результат изучения U-Pb изотопной системы цирконов из плагиогранит, проба HT-09-11 **Table 2.** The result of study of the U-Pb isotope system of zircons from plagiogranite, sample HT-09-11

Примечание. Рb_c и Рb* – общий и радиогенный свинец. Погрешности калибровки относительно стандарта – 0.66%. (1) – коррекция по ²⁰⁴Pb.

Note. Pb_e and Pb^* are general and radiogenic lead. Calibration errors relatively standard are 0.66. (1) – correction on ²⁰⁴Pb.



Рис. 6. Диаграмма ²⁰⁶Pb/²³⁸U–²⁰⁷Pb/²³⁵U с конкордией для цирконов из плагиогранита.

Fig. 6. Diagram ²⁰⁶Pb/²³⁸U–²⁰⁷Pb/²³⁵U with concordia for zircons from plagoigranite.

ха, который был разделен на электромагнитную и немагнитную фракции. Немагнитная фракция разделена в жидкости Клеричи с удельным весом 3.75 г/см³. Из фракции тяжелее 3.75 под бинолупой выделены 15 зерен циркона. Цирконы в породе представлены короткопризматическими и дипирамидальными зернами, а также обломками, размер зерен и обломков составляет 120–380 мкм (рис. 7). Это цирко-

ЛИТОСФЕРА № 6 2014

ны так называемого секториального типа, более характерного для метаморфических пород. В них видны как ядерные части, так и зоны обрастания, из которых в сумме было сделано 16 измерений возраста (рис. 8, табл. 3). Но статистически значимой разницы в возрасте между краевыми и центральными частями зерен цирконов не оказалось (что, по всей видимости, свидетельствует о высокой скорости метаморфических процессов) – конкордантный возраст кытлымитов по результатам датирования цирконов на ионном микрозонде SHRIMP-II составил 424.8 \pm 3.7 млн лет (см. рис. 8). Это соответствует раннему силуру, границе между ранним и поздним венлоком (426.2 \pm 2.4 млн лет), по Международной стратиграфической шкале 2009 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Суммируя полученные в ходе проведенных исследований данные о возрасте пород с ранее полученными другими исследователями [20, 21, 32 и др.], можно сделать следующие выводы.

Полученные результаты впервые позволили непосредственно датировать современными методами изотопной геохронологии одну из важных структурных единиц Платиноносного пояса Урала — его динамотермальный ореол, одновременно фиксирующий и время главной фазы внедрения массивов Пояса (т.е. их внедрение на глубину около 10 км и начало остывания).

Полученная датировка уточняет и возраст наиболее распространенного комплекса Платинонос-



Рис. 7. Катодолюминесцентное изображение изученных зерен циркона из кытлымита. Белыми кружками показано местоположение точек замеров, цифры соответствуют номерам анализов в табл. 3.

Fig. 7. Cathodoluminescence image of the studied zircon grains from kytlymite. White circles show the position of measure points, ciphers correspond to the analysis numbers in table 3.



Рис. 8. Диаграмма ²⁰⁶Pb/²³⁸U–²⁰⁷Pb/²³⁵U с конкордией для цирконов из кытлымита.

Fig.8. Diagram ²⁰⁶Pb/²³⁸U–²⁰⁷Pb/²³⁵U with concordia for zircons from kytlymite.

ного пояса – габбро-норитового (валенторского), поскольку возраст внедрения этих габброидов тождествен времени образования динамотермального ореола [4-7, 9, 16, 18 и др.]. Отметим, что имеющиеся определения изотопного возраста ультрабазитов и габброидов Платиноносного пояса в целом занимают огромный интервал от 2 млрд лет до 300 млн лет (см. обзоры [1, 2, 9 и др.]). Достаточно часто в одной и той же пробе обнаруживается несколько генераций ширконов разного возраста. Их возможное разделение на сингенетические, преобразованные, ксеногенные и др., равно как и соотнесение получаемых возрастных значений с геологической историей массивов пояса, часто весьма субъективно. Поэтому полученная нами четкая реперная датировка с ясным геологическим смыслом весьма важна.

Сейчас надежные данные о возрасте габброноритового комплекса пояса сводятся к следующему [6, 9, 11 и др.]: 1) в габбро-норитах Кумбинского массива О.М. Яковлевой по монофракциям минералов получена К-Аг изохрона 413 ± 1 млн лет; 2) здесь же U-Pb методом по цирконам установлен возраст 428 ± 7 млн лет; 3) из габбро-норитов Чистопско-

ЛИТОСФЕРА № 6 2014

Номер	%,	Содержание, г/т		²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	D,	Изотопные отношения (1)						
точки	²⁰⁶ Pb _c	U	Th	²⁰⁶ Pb*		возраст,	%	238U/206Pb*	±,	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb*	±,	²⁰⁷ Pb*/ ²³⁵ U	±,
						млн лет			%		%		%
1.1	0.00	35	11	2.08	0.31	426±8	+42	0.0685	2.0	0.0633	5.1	0.60	5.5
1.2	1.03	35	6	2.02	0.17	419±9	+913	0.0671	2.2	0.0450	20.1	0.42	20.3
1.3	0.59	62	14	3.65	0.24	424±8	-184	0.0680	2.0	0.0491	10.9	0.46	11.1
1.4	4.92	29	6	1.68	0.22	422±14	+174	0.0676	3.4	0.0362	60.3	0.34	60.4
2.1	1.97	96	19	5.65	0.21	427±7	+202	0.0685	1.7	0.0386	21.1	0.36	21.2
2.2	0.47	81	29	4.67	0.37	421±7	-74	0.0676	1.6	0.0511	8.5	0.47	8.6
3.1	0.00	48	16	2.91	0.34	438±8	+3	0.0704	1.8	0.0560	4.8	0.54	5.1
4.1	0.27	268	183	15.6	0.70	422±5	-16	0.0676	1.2	0.0539	3.5	0.50	3.7
5.1	0.00	81	29	4.69	0.37	419±6	+19	0.0671	1.6	0.0576	3.7	0.53	4.0
6.1	0.00	65	22	3.87	0.34	429±7	+39	0.0690	1.7	0.0623	8.3	0.59	8.5
6.2	2.20	7	2	0.402	0.29	417±11	+33	0.0667	2.8	0.0604	39.0	0.56	39.1
7.1	0.00	63	23	3.8	0.38	436±7	-4	0.0699	1.7	0.0552	4.2	0.53	4.6
8.1	0.86	48	13	2.64	0.28	399±8	-61	0.0641	2.1	0.0512	14.8	0.45	14.9
9.1	0.86	393	318	21.1	0.83	390±5	-10	0.0625	1.2	0.0536	4.8	0.46	4.9
9.2	0.39	95	21	5.43	0.23	417±6	-185	0.0667	1.5	0.0490	7.6	0.45	7.7
9.3	0.55	477	309	28.3	0.67	430±5	+6	0.0690	1.2	0.0561	3.4	0.53	3.6

Таблица 3. Результат изучения U-Pb изотопной системы цирконов из кытлымита, проба HT-09-9 **Table3.** The result of study of the U-Pb isotope system of zircons from kytlimite, sample HT-09-9

Примечание. Pb_c и Pb^{*} – общий и радиогенный свинец. Погрешности калибровки относительно стандарта Темора 1 – 0.33%. (1) – коррекция по ²⁰⁴Pb. D – дискордантность, $10ы0(1 – (возраст(^{206}Pb^{*/238}U)/ возраст(^{207}Pb^{*/206}Pb))$.

Note. Pb_c and Pb^* are general and radiogenic lead. Calibration errors relatively Temor 1 standard are 0.33. (1) – correction on Pb. D – discordancy, $100(1 - (age(2^{00}Pb/2^{03}U)/age(2^{07}Pb/2^{06}Pb))$.

го массива Ю.Л. Ронкиным и др. [26] получена Sm-Nd изохрона 419 \pm 12 млн лет. Сообщается также о U-Pb датировках (462 \pm 12 млн лет и 438 \pm 9 млн лет), выполненных по циркону из габбро и габброноритов Тагильского массива [22], однако, поскольку эти данные получены методом LA ICP-MS (лазерная абляция), они вряд ли могут считаться прецизионными. Таким образом, возраст комплекса был определен с достаточно широким доверительным интервалом. В свете новых данных возраст габброноритового комплекса Платиноносного пояса можно уточнить как 424.8 \pm 3.7 млн лет. Последующая тектоно-термальная история пояса и связанное с ней рудообразование проходили уже при значительно меньших температурах [13].

Полученные данные существенно уточняют представления о времени и истории формирования двух главных структурно-вещественных комплексов огромного Платиноносного пояса Урала и должны учитываться при составлении Государственных геологических карт и легенд к их сериям.

Более молодой возраст, полученный по габбро, вероятно, отражает этап постмагматических преобразований, широко развитых в данных породах.

ЛИТОСФЕРА № 6 2014

Поскольку полученные нами возраста габбро и плагиогранита оказались тождественны (411 млн лет), можно предполагать, что это возраст магматического внедрения плагиогранитов и связанного с этим событием преобразования габброидов.

Авторы благодарят Н.В. Родионова (ЦИИ ВСЕ-ГЕИ) за анализы цирконов, Ю.Л. Ронкина (ИГГ УрО) за построение диаграммы ²⁰⁶Pb/²³⁸U–²⁰⁷Pb/²³⁵U для цирконов из кытлымита и Ю.А. Волченко за дискуссии во время совместных полевых работ.

Исследования выполнены в рамках Программы 27 Президиума РАН, при финансовой поддержке проекта РФФИ-Урал № 13-05-96032.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

- 1. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа: Ч. 1 // Литосфера. 2007. № 3. С. 3–31.
- 2. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Оже Т. Структурно-вещественная эволюция комплексов

Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа: Ч. 2 // Литосфера. 2007. № 4. С. 73–101.

- 3. Воробьева О.А. О некоторых ообеностях геологического строения Баранчинского массива на Урале // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1946. № 5. С. 61–78.
- Воробьева О.А., Самойлова Н.В., Свешникова Е.В. Габбро-пироксенит-дунитовый пояс Среднего Урала. М.: АН СССР, 1962. 318 с.
- Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исовского и Нижне-Тагильского районов на Урале // Тр. Геолкома. Вып. 62. СПб., 1913. 694 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000. Сер. Уральская. Лист О–41. Екатеринбург; СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 493 с.
- Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
- Ефимов А.А. Генезис жильных плагиоклазитов Черноисточинского ареала в Тагильском массиве (Платиноносный пояс Урала): десиликация плагиогранитного протолита в габбро // Литосфера. 2003. № 3. С. 41–62.
- 9. *Ефимов А.А.* Итоги столетнего изучения: Платиноносный пояс Урала // Литосфера. 2010. № 5. С. 134–153.
- Ефимов А.А., Ефимова Л.П., Маегов В.И. Тектоника Платиноносного пояса Урала: соотношение вещественных комплексов и механизм формирования структуры // Геотектоника. 1993. № 3. С. 34–46.
- Иванов К.С. Основные черты геологической истории (1.6–0.2 млрд лет) и строения Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. 252 с.
- Иванов К.С. Оценка палеоскоростей субдукции и коллизии при формировании Урала // Докл. АН. 2001. Т. 377, № 2. С. 231–235.
- 13. *Иванов К.С.* Генезис хром-платинового оруденения Уральского (Нижнетагильского) типа // Докл. АН. 2011. Т. 441, № 2. С. 224–226.
- 14. Иванов К.С., Аникина Е.В., Ефимов А.А. и др. Платиноносный пояс Урала. Екатеринбург: УрО РАН, 1999. 96 с.
- 15. *Иванов К.С., Шмелев В.Р.* Платиноносный пояс Урала – магматический след раннепалеозойской зоны субдукции // Докл. АН. 1996. Т. 347, № 5. С. 649–652.
- Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Ур-ГУ, 1997. 487 с.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Каретин Ю.С. Геология и вулканические формации района Уральской сверхглубокой скважины СГ-4. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. 277 с.
- Коротеев В.А., Язева Р.Г., Иванов К.С., Бочкарев В.В. Палеозоны субдукции в геологической истории Урала // Отечественная геология. 2001. № 6. С. 50–58.
- 20. Краснобаев А.А., Беа Ф., Ферштатер Г.Б., Монтеро П. Возраст, морфология, геохимические особенности цирконов из базитов Урала (офиолиты и Платиноносный пояс) и ассоциированных с ними кислых пород // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей: мат-лы X Чтений памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. С. 214–216.

- Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконы из магматитов Тагильской и Магнитогорской зон как основа их возрастных и корреляционных соотношений // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 276–283.
- Краснобаев А.А., Беа Ф., Феритатер Г.Б., Монтеро П. Полихронность цирконов габброидов Платиноносного пояса Урала и проблема докембрия Тагильского мегасинклинория // Докл. АН. 2007. Т. 413, № 6. С. 785–790.
- Маегов В.И. К проблеме петрогенезиса плагиоклазит-плагиогранитной серии и ассоциирующих с ней клинопироксен-роговообманковых габбро в Платиноносном поясе Урала // Ультрабазитбазитовые комплексы складчатых областей и связанные с ними месторождения: мат-лы III Междунар. конф. Екатеринбург, 2009. С. 30–32.
 Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский
- Малахов И.А., Малахова Л.В. Нижне-Тагильский пироксенит-дунитовый массив и вмещающие его породы // Тр. ИГГ УФАН СССР. Свердловск, 1970. 167 с.
- Петров Г.А., Пучков В.Н. Главный Уральский разлом на Северном Урале // Геотектоника. 1994. № 1. С. 25–37.
- Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. Sr-Nd изотопная геохимия и Sm-Nd возраст Платиноносного пояса Урала // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях: тез. докл. Междунар. симпоз. М.: ИГЕМ, 1997. С. 300–301.
- 27. Ферштатер Г.Б. Эмпирический плагиоклазроговообманковый барометр // Геохимия. 1990. № 3. С. 328–335.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф. Геохимическая типизация уральских офиолитов // Геохимия. 1996. № 3. С. 195–218.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С. Геохимия и петрогенезис анортозит-плагиогранитной серии Черноисточинского массива (Платиноносный пояс Урала) // Ежегодник-1994. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1995. С. 148–151.
- Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Бородина Н.С., Монтеро П. Анатексис базитов в зоне палеосубдукции и происхождение анортозит-плагиогранитной серии Платиноносного пояса Урала // Геохимия. 1998. № 8. С. 768–781.
- Ферштатер Г.Б., Бородина Н.С. Петрология магматических гранитоидов (на примере Урала). М.: Наука, 1975. 287 с.
- 32. Ферштатер Г.Б., Краснобаев А.А., Беа Ф., Монтеро П., Бородина Н.С. Интрузивный магматизм ранних стадий развития Уральского эпиокеанического орогена: U-Pb геохронология (LA ICPMS, NOR-DSIM, SHRIMP-II), геохимия, закономерности эволюции // Геохимия. 2009. № 2. С. 150–170.
- Ферштатер Г.Б., Малахова Л.В., Бородина Н.С. и др. Эвгеосинклинальные габбро-гранитные серии. М.: Наука, 1984. 264 с.
- Шмелев В.Р. Структура и петрология Хорасюрского габбро-гипербазитового массива // Петрология. 1994. Т. 2, № 5. С. 495–510.
- Шмелев В. Р., Седлер И. К вопросу о природе геологического окружения Платиноносного пояса Урала // Ежегодник-1998. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН. 1999. С. 146–150.

- Шмелев В.Р., Седлер И., Борг Г. Петролого-геохимические особенности пород Тагильского платиноносного массива // Ежегодник-1996. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1997. С. 89–92.
- Hammastrom J.M., Zen E. Aluminium in hornblende: an empirical igneous geobarometer // Amer. Min. 1986. V. 71. P. 1297–1313.
- Hollister L.S., Grisson G.C., Peters E.K., Stowell H.H., Sisson V.B. Confirmation of the empirical correlation of Al in horblende with pressure of solid-ification of calc-alkaline plutons // Amer. Min. 1987. V. 72. P. 231–239.
- Otten M.T. The origin of brown hornblende in the Artfjallet gabbro and dolerites // Contr. Miner. Petrol. 1984. V. 86. P. 189–199.
- Schmidt M.W. Amphibole composition in tonalite as a function of pressure: an experimental calibration of the Al-in-hornblende barometer // Contr. Miner. Petrol. 1992. V. 110. P. 304–310.
- 41. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / A.D. Saunders, M.J. Norry (eds.). Magmatism in the oceanic basalts // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. № 42. P. 313–345.

Рецензент Е.В. Пушкарев

New data about age of Tagil complex of Platinum Belt of the Urals

K. S. Ivanov, E. V. Nastavko

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

Platinum Belt of the Urals consist of an intrusive complexes, which were generated above a subduction zone, which completed its development in the Silurian. Among seven complexes separated in the Belt by A.A. Efimov (2010) only dynamothermal halo consisting of kytlymites, hornfels and amphibolites have not been dated. To east of Nizhny Tagil massif from the kytlymites composed of magnesia hornblende and plagioclase was high-lighted zircons age 424.8 ± 3.7 Ma (SHRIMP-II). *P-T* conditions of formation of these rocks are $680-695^{\circ}$ C and 3.2-3.6 kbar. The data obtained for the first time made it possible to date directly one of the most important structural units of Platinum Belt of the Urals – its dynamothermal aureole, which synchronously fixed the time of the main phase of intrusion of the Belt massifs as well. The obtained dating also specifies the age of the mostly spread Platinum Belt's complex – the gabbro-norite one, as the age of intrusion of these gabbro is identical time of formation of dynamothermal aureole. Since the gabbro and plagiogranite age data (SHRIMP-II) obtained by us were identical (411 Ma), we can assume that this is the age of the plagiogranite magmatic intrusion, and associated with this event gabbroid transformation.

Key-words: *Platinum belt, ultramafic complexes, gabbro, contact metamorphism, age, subduction, Paleozoic, the Urals.*