

## К ПРОБЛЕМЕ ПОЗДНИХ СОБЫТИЙ В ИСТОРИИ ПЛАТИНОНОСНОГО ПОЯСА УРАЛА: НОВЫЕ U-Pb ДАННЫЕ ПО ЦИРКОНАМ ПЛАГИОГРАНИТОВ КЫТЛЫМСКОГО МАССИВА

А.А. Ефимов, Ю.Л. Ронкин, С. Зиндерн, У. Крамм, О.П. Лепихина, О.Ю. Попова

В последние годы в изотопном датировании пород и минералов Платиноносного пояса Урала имеются определенные успехи. О.К. Ивановым и Б.А. Калегановым [1993] К-Ag методом по флогопиту и роговой обманке для горнблендитов Качканарского массива получен возрастной интервал 415-432 млн лет. Ю.Л. Ронкиным и др. [1997, 1997А, 1997В] Sm-Nd изохронным методом для габбро-норита из Чистопского массива по породе и выделенным минералам получена цифра  $419 \pm 12$  млн лет. Для циркона из пробы ортоклазсодержащего габбро-норита Кумбинского массива Д. Бош и др. получили U-Pb методом цифру  $428 \pm 7$  млн лет [Bosch et al., 1997]. Коллективом авторов [Bea et al., 2001] было выполнено U-Pb датирование единичных цирконов (с помощью ионного зонда Cameca 1270 и Pb-Pb методом), выделенных из 150-килограммовой пробы дунита Кытлымского массива. Для четырех выделенных авторами морфологических групп цирконов получен ряд возрастных кластеров в диапазоне 315-1802 млн лет (Pb stepwise evaporation) и 333-2838 млн лет (SIMS). И, наконец, интернациональным коллективом [Пушкарев и др., 2003] опубликована Rb-Sr эррохрона с возрастом  $340 \pm 22$  млн лет, реализованная по валовым составам своеобразных обогащенных калием тылаитов, описанных для того же Кытлымского массива [Ефимов, Ефимова, 1967]. Приводимые в настоящей статье новые данные, полученные авторами U-Pb методом по цирконам из плагиогранитов Кытлымского массива, представляют особый интерес – они позволяют судить о верхнем возрастном пределе генерации структурно-вещественных комплексов, образовавшихся до внедрения гранитоидов, и о времени завершения формирования Платиноносного пояса как единого целого.

Анализ тектоно-метаморфической эволюции Пояса позволяет считать, что в его истории, точнее в истории предполагаемой глубинной зоны, в которой происходили сложные преобразования его вещества, имела место поздняя эпоха, связанная со сменой режима сжатия ре-

жимом растяжения. В эту эпоху в монолитной массе, образовавшейся при горячей аккреции твердых деформированных габбро-ультрамафитовых блоков, при температуре около  $700^\circ\text{C}$ , образовались разрывы, по которым из ниже лежащей водонасыщенной области (возможно зоны субдукции) проник водный флюид. При этом возникли ареалы метаморфизма амфиболитовой ступени, безразличные к ранней структуре Пояса и зафиксированные развитием парагенезисов с роговой обманкой. Хорошо документированные геологические наблюдения указывают на проникновение одновременно с флюидом гранитоидных расплавов, образовавшихся в твердой, но еще достаточно горячей габбро-ультрамафитовой матрице, интрузивные тела, эруптивные брекчии и жильные штокверки. На пике эпохи единое тело зоны, в структуре которого вошли и гранитоидные интрузии, было расчленено, а его фрагменты – массивы длиной до 100 км и более – перемещены в толще верхней коры [Ефимов, 1999]. Эпоха растяжения и гидратации с синхронным гранитоидным магматизмом – последнее крупное событие в истории Пояса. Поэтому данные по изотопному датированию гранитоидов имеют ключевое значение для ее реконструкции.

Внедряясь, гранитоидная магма использовала пространство, возникшее при раздвижении (расколе) крупных габбро-ультрамафитовых блоков, и выполнила образовавшиеся камеры. Классический пример такого типа – крупная плагиогранитная интрузия в Кытлымском массиве, в депрессии междуречья рр. Иова и Лобвы [Ефимов, Ефимова, 1967]. Интрузия заполняет тектонический разрыв между тремя крупными структурными блоками – Серебрянским, Валенторским и Сухогорским (рис. 1) – и представляет собой монолитное тело сложных очертаний, в котором наряду с участками, сложенными однородными плагиогранитами, широко развиты зоны, насыщенные ксенолитами пироксенитов и габбро. Прихотливая внешняя граница интрузии представляет собой постепенный переход от зоны таких брекчий к габбро-пироксенитовому окружению. В последнем на-

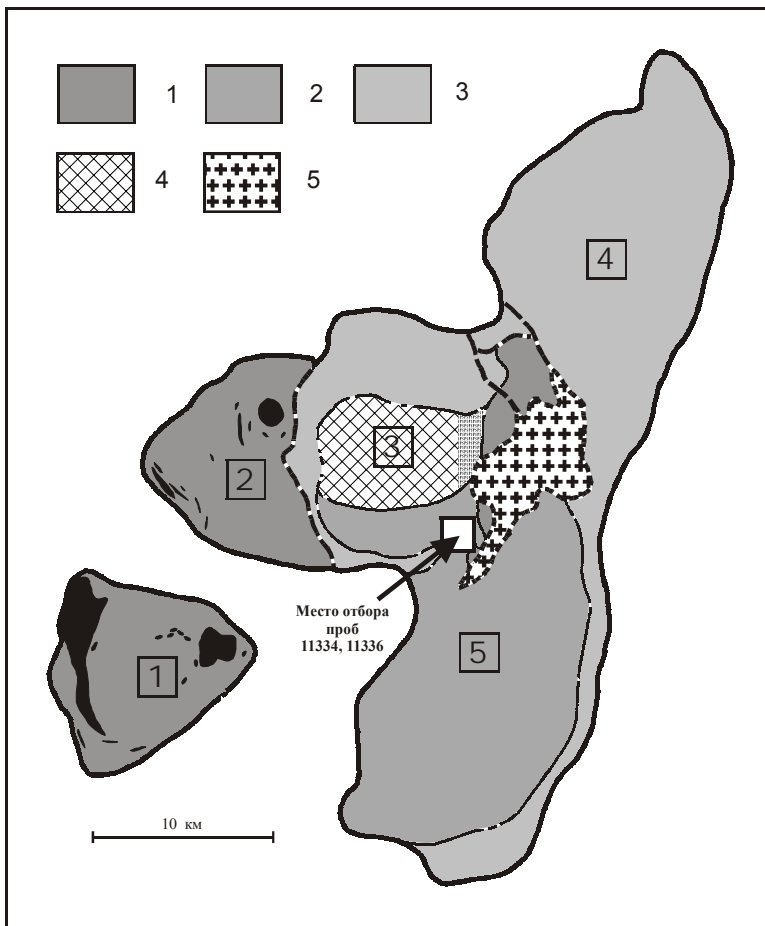


Рис. 1. Структурная схема Кытлымского массива с указанием места отбора изученных образцов.

1 – расслоенный дунит-пироксенит-тылаитовый комплекс («горячий меланж»; черное – дунитовые тела); 2 – комплекс анортит-оливиновых габбро; 3 – габбро-норитовый комплекс; 4 – комплекс роговообманковых габбро серебрянского типа; 5 – интрузия плагиогранитов.

Жирными цифрами (1-5) на схеме обозначены структурные блоки, соответственно – Косьвинский, Тылай-Конжаковский, Серебрянский, Валенторский и Сухогорский.

гранулиты («роговики») и, следовательно, моложе их всех; однако не отмечено случаев, когда они пересекали бы контакты массива со слабометаморфизованной вулканогенной «рамой». Следовательно, плагиограниты интегрированы в

структуру массивов Пояса, аллохтонных по отношению к последней.

Образцы плагиогранитов для изотопного датирования отобраны из малой интрузии – дайкообразного тела размерами приблизительно  $200 \times 50$  м, окруженного жильным плагиогранитным штокверком и слагающего на вершине небольшой горки в 2.3 км к северо-западу от устья р. Серебрянки, у южного подножия Серебрянского Камня, крупные скальные выходы среди роговообманковых габбро. Плагиогранит выполняет полости растяжения в твердой габбровой матрице. Ксенолитов габбро (других включений не обнаружено) сравнительно немного, – указание на то, что фрагментация габбровой массы была менее интенсивной, чем в зонах эруптивных брекчий в междуречье Иова и Лобвы). Контакты габбро и плагиогранита резкие, ровные и обычно прямолинейные, однако явно «сваренные»: по ним нет поверхностей физической прерывности, две контрастные породы не разделяются по контакту, ведут себя как единое механическое целое. Признаков химического обмена между жилами и матрицей типа реакционных кайм не наблюдается, но в

блюдаются многочисленные плагиогранитные жилы и дайки, количество которых уменьшается по мере удаления от интрузии. Жильные плагиограниты и продукты их десиликации – плагиоклазиты («плагиаплиты» Л. Дюпарка) встречаются во многих других пунктах массива, в том числе и в западной его части, сложенной дунит-пироксенит-тылаитовым комплексом («Западная ассоциация», «горячий меланж»).

Плагиограниты известны и в других пунктах Платиноносного пояса. В Качканарском массиве жильный плагиоклазитовый штокверк в пироксенитах и рудных залежах Гусевогорского титаномагнетитового месторождения, а в Тагильском массиве подобная же зона в роговообманковых габбро Черноисточинского пруда образовались при десиликации плагиогранитных штокверков. В двух этих случаях десиликация плагиогранитного протолита в пироксенит-габбровой матрице по времени и причинно связана с водным метаморфизмом последней [Ефимов, Потапова, 2002; Ефимов, 2003]. Установлено, что плагиограниты прорывают все структурно-вещественные комплексы Пояса, в том числе и аповулканитовые

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ

микромасштабе явления обмена все же чувствуются: под микроскопом контакты неровны, причем размер неровностей сопоставим с размерами одного-двух зерен. Признаков явлений закалки нет, поэтому можно с уверенностью считать, что плагиогранит внедрялся в твердую, но горячую, габбровую матрицу и кристаллизовался в ней, скорее всего, при температурах около 700°C, т.е. в условиях образования вмещающего роговообманкового габбро.

Общая картина событий представляется следующей. По-видимому, плагиограниты внедрились в клинопироксен-роговообманковые габбро, образовавшиеся при гидратации «первичным» габбро, с некоторым запозданием относительно метаморфизма, но еще в РТ-условиях метаморфизма. В этот момент не было большой водонасыщенности; возможно, весь флюид был уже израсходован при гидратации габбро. На это указывает отсутствие признаков химического обмена; плагиограниты и габбро химически резко дискретны (таблица, рис. 2). Не было и пластической деформации, но позднее, когда система габбро + жилы охладилась

до температур зеленосланцевой фации (около 500° С и ниже), произошли подвижки, сопровождавшиеся сколовыми напряжениями и слабым метаморфизмом зеленосланцевой ступени. Катаклиз и пластическая деформация проявились главным образом в плагиогранитах, видимо вследствие разницы в реологических свойствах пород при данной температуре. Таким образом, плагиогранитная интрузия, почти одновременная с метаморфизмом амфиболитовой ступени, после затвердевания магмы испытала вместе с габбровой матрицей деформацию и диафторез зеленосланцевой ступени. Морфология жильных внедрений при этом не претерпела видимых изменений.

Вмещающие породы являются, в строгом фациальном смысле, габброподобными амфиболитами и близки по составу к типичному продукту эпохи гидратации – так называемым *северьянским* габбро (роговая обманка, равновесный с нею низкотемпературный клинопироксен фассаитового типа, плагиоклаз, сидеронитовый магнетит, примесь апатита). Однако в отличие от последних, анортитовых, они содержат пла-

Химический (мас.%) и нормативный состав изученных проб

Породы	Плагиограниты		Габбро		
	№ обр.	11334-2	11336-2	11334-1	11336-1
SiO <sub>2</sub>		70.72	79.97	49.72	44.84
TiO <sub>2</sub>		0.246	0.077	0.883	1.019
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		14.82	14.45	14.89	17.58
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>		3.86	2.03	13.79	14.37
MnO		0.035	0.013	0.236	0.219
MgO		1.11	0.310	5.01	5.83
CaO		3.38	3.05	9.50	11.29
Na <sub>2</sub> O		5.13	4.96	2.46	1.57
K <sub>2</sub> O		0.11	0.10	0.73	0.47
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>		0.04	0.03	0.58	0.59
П.п.п.		0.52	0.14	1.31	0.69
Сумма		99.79	98.13	99.11	99.10
Sr, г/т		629	500	651	890
Нормативный состав					
fsp		61.36	59.47	54.40	57.22
qu		31.42	37.46	7.62	1.89
срх		0.00	0.00	13.94	13.67
орх		4.01	1.13	11.51	14.59
tmt		3.14	1.89	11.16	11.68
Pl <sub>N</sub>		26.39	25.12	55.41	73.72
f		62.85	76.90	58.62	55.87

Примечание. Анализы характеризуют габбро (индекс "1") и плагиогранит (индекс "2") из непосредственного контакта в одном штуфе. Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> – суммарное железо. Нормативный состав: fsp, qu, срх, орх, tmt – соответственно, сумма полевых шпатов, кварц, клино- и ортопироксен, сумма ильменита и магнетита, мас.%; Pl<sub>N</sub> – нормативный плагиоклаз, мол.% An; f – железистость, ат.%.

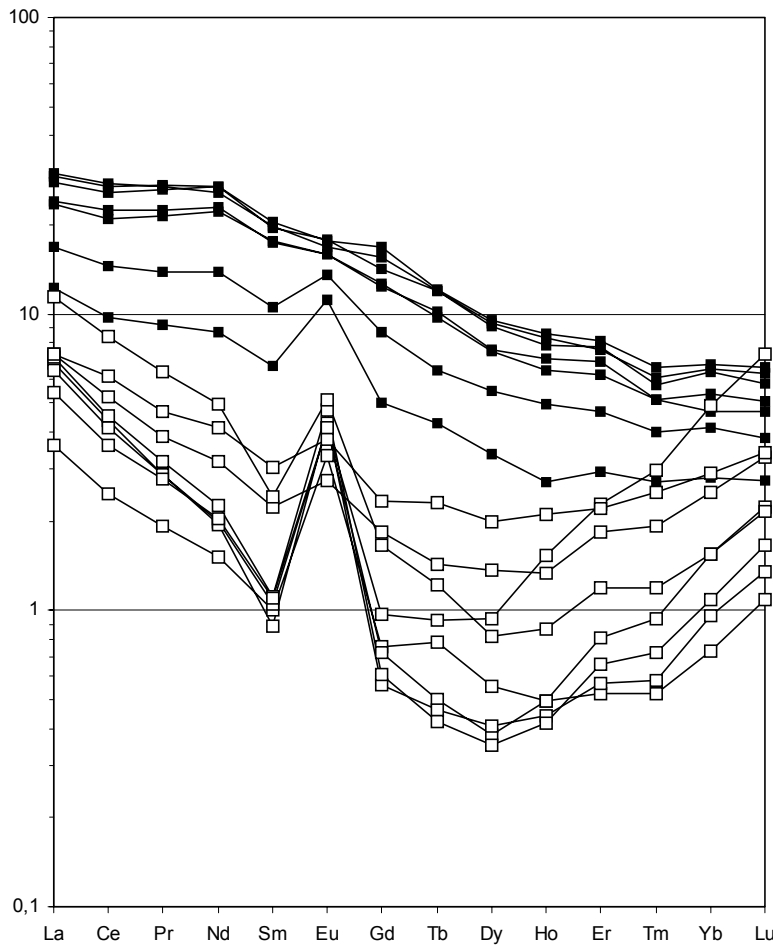


Рис. 2. Спектры элементов группы редких земель в породах изученного местонахождения; выделены две группы – вмещающие клинопироксен-роговообманковые габбро и прорывающие их плагиограниты.

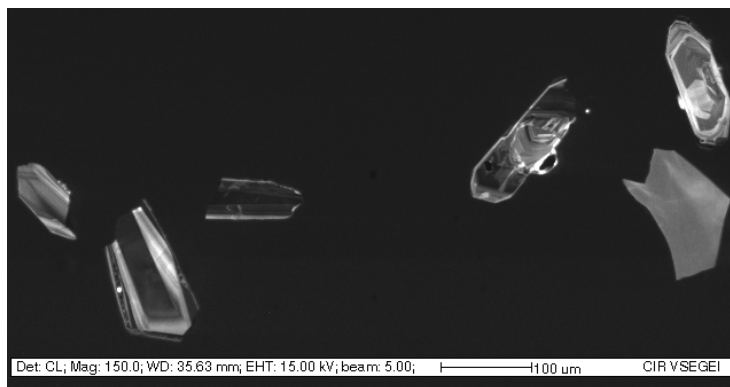
Плагиограниты – однообразные ультралейкокатовые (нормативных фемических минералов обычно менее 5%) породы, часто затронутые катаклазом – от очень слабого, едва ошутимого, до сильного. Совершенно не деформированные разности редки. Первичный плагиоклаз – олигоклаз  $An_{20}$ - $An_{25}$  – образует идиоморфные выделения без ясно выраженной зональности. При катаклазе он приобретает «окатанную» форму и цементируется мелкозернистой существенно кварцевой

гиоклаз от лабрадора до битовнита, а также нормативный кварц, что наводит на мысль о некоторой гранитизации габбрового субстрата при метаморфизме (привнос Na и Si). Структура – типичная «габбровая» (аллотриоморфная). Обычна субпаралельная ориентировка скопленных роговой обманки, скорее всего унаследованная от субстрата. Клинопироксена в общем мало, он сохраняется только в центрах скопленных роговой обманки. Признаки метаморфизма зеленосланцевого уровня выражены в изменении цвета амфиболовых скоплений по краям от интенсивно-зеленого до бледно-зеленого, их грануляции, появлении актинолита, хлорита, эпидота, сфена и в деформациях того же уровня. Исходным субстратом могли быть оливинанортитовые габбро, выходы которых наблюдаются в некотором удалении от участка, пронизанного плагиогранитными внедрениями. В общем эти породы близки к черносточинским гранитизированным габбро, вмещающим десилицированный плагиогранитный штокверк [Ефимов, 2003].

флюидальной массой, демонстрирующей структуру пластического течения. Остается довольно неясным, какой первичный фемический минерал присутствовал в плагиогранитах: роговая обманка в шлифах не наблюдалась; возможно, присутствовал первичный биотит, но в очень малых количествах – породы бедны калием (таблица). В структуре катаклазитов скопления вторичных фемических минералов, таких как актинолит, хлорит, эпидот и стильпномелан, группируются в цепочки и слойки, конформные со структурой флюидального кварцевого цемента.

Для изотопных исследований использованы два образца из непосредственных (в шлифах) контактов плагиогранита с габбро. Контактующие породы проанализированы отдельно (таблица, рис. 2); из плагиогранитной половины образцов выделен аксессуарный циркон. Обр. 11334 взят из восточного контакта главного плагиогранитового тела. Здесь следы катаклаза и пластического течения в плагиограните гораздо лучше выражены, чем в габбро, – он превращен в грубо-, а местами в тонкополосча-

Рис. 3. Католюминесцентные изображения проанализированных цирконов, полученные SEM CamScan MX2500 с католюминесцентной системой CLI/QUA2, Bentham.



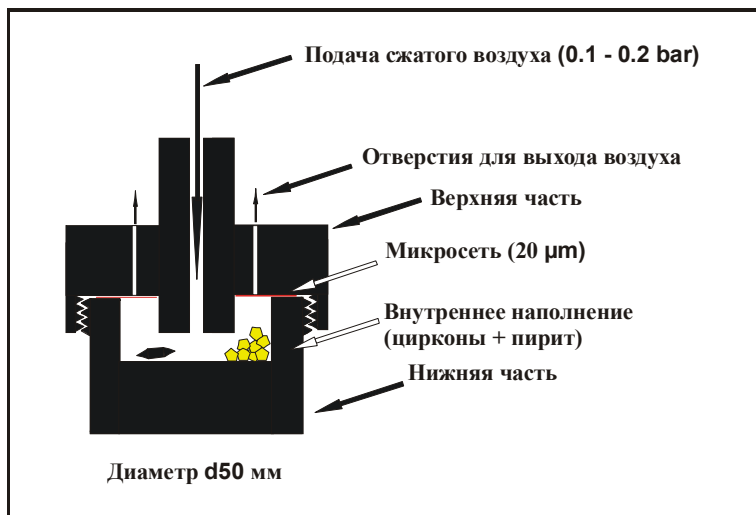
тую породу, в которой светлые плагиоклазовые порфиороклеты облекаются более темной, существенно кварцевой массой. Обр. 11336 взят из маломощной (около 0,5 м) плагиогранитной жилы в клинопироксен-роговообманковом габбро. В последнем катаклаза не наблюдается, вторичные изменения слабы и выражены в развитии эпидота, редко хлорита по плагиоклазу. Плагиогранит слабо катаклазирован. Крупные выделения плагиоклаза, близкие к идиоморфным, цементируются более мелкозернистой, лишь местами полосчатой, флюидальной массой кварца и плагиоклаза, в которой наблюдаются редкие чешуйки стильпномелана, зерна рудного минерала и сфена.

Выделение цирконов из плагиогранитов производилось по традиционной схеме. Тяжелые минералы были извлечены после дробления исходных проб путем расситовки, отсадки на концентрационном столе, сепарации на магнитном сепараторе и в тяжелых жидкостях. Окончательная отборка осуществлялась вручную, под бинокляром. Для анализа были отобраны единичные прозрачные кристаллы с минимальным количеством включений (рис 3). Перед масс-спектрометрическим анализом отобранные индивиды были подвергнуты процедуре аэробразии [Krogh, 1982] в среде пиритового концентрата (эскиз контейнера для аэробразии приведен на рис. 4).

U-Pb датирование единичных кристаллов циркона было выполнено методом изотопного разбавления с применением смешан-

ного трассера  $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$ , одновременного разложения нескольких кристаллов в тefлоновой капсуле и дальнейшего масс-спектрометрического анализа без хроматографического разделения Pb и U. Следует отметить, что произведенное датирование единичных зерен минералов является принципиальным, поскольку широко применявшиеся ранее, в соответствии с аналитическими возможностями, методы датирования миллиграммовых количеств (сотен, тысяч индивидуальных зерен цирконов) «классическим» способом характеризуются рядом серьезных недостатков. Очевидно, что результаты датирования такого «сообщества», даже после трудоемкой селекции зерен с помощью микроскопа, характеризуются определенным «усреднением», которое, в свою очередь, не может быть описано в рамках достаточно унитарных графических моделей, применяемых при интерпретации экспериментально-полученных U-Pb изотопных данных. Уменьшение же объема анализируемого материала сдерживалось аналитическими возможностями используемых в то время масс-спектрометров и отсутствием адекватной «чистой» химии на этапе кислотного

Рис. 4. Эскиз устройства для абразивной подготовки цирконов.



разложения и, как следствие, наличием значительного загрязнения ксеногенным свинцом. С появлением современных высокочувствительных прецизионных масс-анализаторов и дальнейшим развитием методов кислотного разложения исследуемого вещества появилась возможность датирования единичных кристаллов цирконов и даже их фрагментов [Lancelot et al., 1976; Schdrer & Alligre, 1982; Steiger et al., 1993; Wendt, 1993]). Как показала практика U-Pb датирования единичных цирконов, в подавляющем большинстве случаев полученные данные имеют меньшую дискордантность и большую точность в сравнении с анализом значительных по объему концентратов цирконов. Точность датировок возрастает в связи с тем, что фигуративные точки на графиках локализируются либо вблизи, либо непосредственно на конкордии, что позволяет минимизировать погрешности, связанные с проецированием значительной дискордантности на конкордию. Дополнительным способом уменьшения неопределенности получаемых U-Pb результатов является аэроабразия цирконов, позволяющая избавиться в общем случае от метамиктной, «рыхлой», «трещиноватой» фаз, чаще всего локализованных во внешних частях кристаллов. Поскольку реализованная методика в практике отечественных исследований достаточно оригинальна, ниже приводятся некоторые ее особенности.

Как известно, метод изотопного разбавления основан на использовании так называемого трассера, индикатора (spike), – элемента, имеющего значимо отличный от природного изотопный состав и добавляемого к исходному образцу в ходе микроанализа [Nier, 1938]. Изменение изотопного состава результирующей смеси, обусловленное добавлением известного количества индикатора, позволяет вычислить содержание определяемого элемента. Метод обладает значительной чувствительностью и, что особенно важно для получения достоверного изотопного датирования, высокой точностью, которая, в свою очередь, существенно зависит от выбора изотопного состава трассера и оптимального соотношения анализируемого элемента и трассера в измеряемой смеси. Не вдаваясь в тонкости метода изотопного разбавления, можно отметить, что наилучшего результата, при прочих равных условиях, возможно достигнуть при использовании в качестве трассера элемента с изотопным составом, мак-

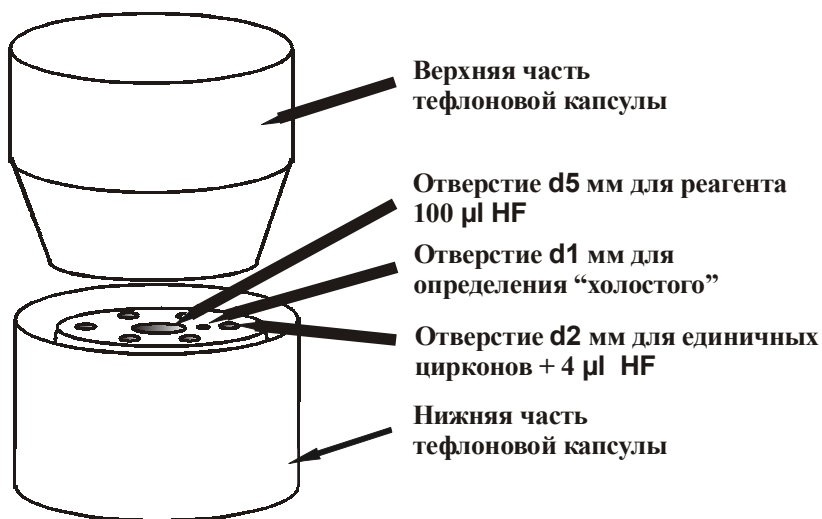
симально обогащенным в сравнении с природной смесью изотопов. Наилучшим вариантом является использование моноизотопов, 100%-но обогащенных одним стабильным или радиоактивным изотопом. Как известно, природный свинец содержит изотопы  $^{204}\text{Pb}$ ,  $^{206}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}$  и  $^{208}\text{Pb}$ , а природный уран – изотопы  $^{234}\text{U}$ ,  $^{235}\text{U}$  и  $^{238}\text{U}$ . Очевидно, что применение смешанного трассера, приготовленного из моноизотопов  $^{205}\text{Pb}$ - $^{233}\text{U}$ , позволяет избавиться от процедуры хроматографического ионообменного разделения смесей анализируемого элемента и трассера на этапе предварительной химической подготовки к масс-спектрометрическому окончанию, обычно применяемой с целью избавления от интерферирующих примесей и полновесной реализации достоинств метода изотопного разбавления.

Разложение проб производилось в автоклаве, конструкция которого изображена на рис. 5. На нижней внутренней поверхности цилиндрической капсулы, изготовленной из фторопласта, высверливалось шесть отверстий диаметром и глубиной по 2 мм, расположенных концентрически относительно оси, в которые закладывалось одновременно шесть зерен цирконов. Для разложения использовалось около 100  $\mu\text{l}$  24М HF, загружаемых в центральное отверстие капсулы диаметром 5 мм. Для ускорения процесса разложения в каждое отверстие, содержащее индивидуальное зерно циркона, добавлялось около 3  $\mu\text{l}$  24М HF. Далее тефлоновая капсула закладывалась в армирующий кожух из нержавеющей стали и подвергалась нагреву до 180 $^{\circ}$ С в течение суток (для образцов с низким содержанием U – соответственно дольше) до полного разложения. После остывания до комнатной температуры добавлялись 3  $\mu\text{l}$  6М HCl и  $^{205}\text{Pb}/^{233}\text{U}$  трассер в каждое из шести отверстий, а также 100  $\mu\text{l}$  6М HCl в центральное отверстие. Далее смеси вновь подверглись нагреву до 180 $^{\circ}$ С в течение 12 часов для достижения гомогенизации. Для выявления возможной взаимной контаминации шести кристаллов во время разложения проводился специальный опыт, позволивший оценить этот фактор менее чем в 1 ‰, что представляется незначимым для искажения конечных результатов.

После гомогенизации образец (без хроматографического разделения) наносился на ренийевую ленту ионного источника мультиколлекторного масс-спектрометра Finnigan MAT262 в смеси силикогеля и 2  $\mu\text{l}$  раствора, содержащего

## ГЕОХРОНОЛОГИЯ

Рис. 5. Эскиз тefлоновой капсулы для одновременного кислотного разложения шести цирконов.



Диаметр около 28 мм

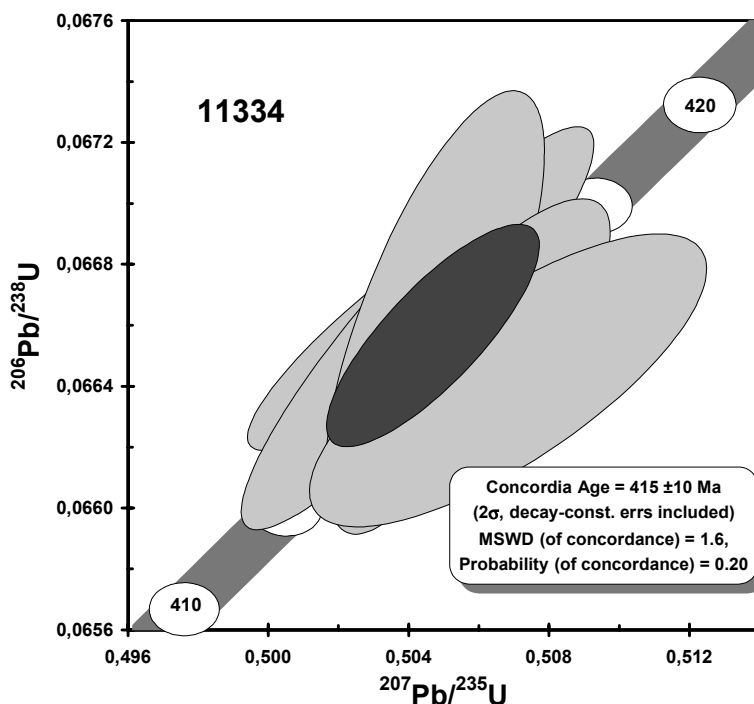
90% 6N HCl и 10% 0.1N H<sub>3</sub>PO<sub>4</sub>. Pb определялся при температурах 1200-1380°C, а U – при 1400-1500°C [Lancelot et al, 1976]. Измерения велись в основном с помощью SEM, который был предварительно откалиброван по процедуре, подобной описанной в [Roddick et al., 1987]. Максимальный  $2\sigma_m$  уровень погрешностей для отношений  $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ ,  $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ ,  $^{233}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  определялся значениями 3.0%, 0.05% и 0.1% соответственно. Конечные результаты были исправлены на изотопное фракционирование ( $0.11 \pm 0.02/\text{amu}$ ), холостой (<10 pg) и общий свинец по двухстадийной модели [Stacey & Kramers, 1975]. Калькуляция U-Pb экспериментально полученных данных осуществлялась с помощью Isoplot ver. 2.49 [Ludwig, 2001].

Экспериментально полученные результаты на графиках (рис. 6, 7) в координатах  $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$  –  $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$  демонстрируют локализа-

цию полученных данных около конкордии, что, как уже упоминалось выше, является характерной особенностью метода датирования единичных кристаллов в сравнении с анализом «мультипопуляций» цирконов. Калькуляция экспериментально полученных данных для цирконов, выделенных из плагиигранитов 11334 и 11336, определяет раннесилурийский U-Pb возраст  $415 \pm 10$  млн лет ( $2\sigma$ ) и  $416.6 \pm 1.6$  млн лет (95%-ный доверительный уровень) соответственно. В рамках обозначенных погрешностей оба возраста практически перекрываются.

Если большинство цитированных во введении датировок, полученных K-Ar, Sm-Nd и

Рис. 6. Диаграмма с конкордией для цирконов, выделенных из плагиигранита 11334.



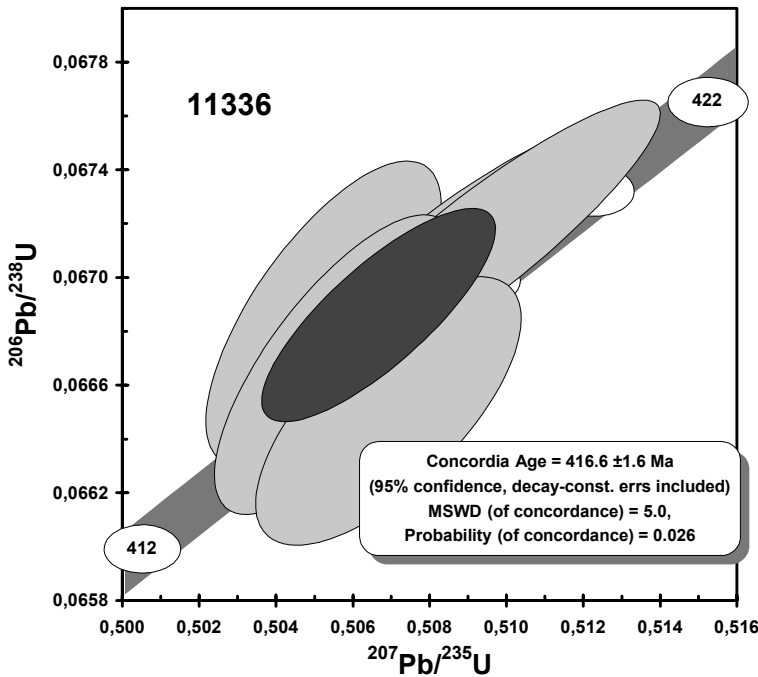


Рис. 7. Диаграмма с конкордией для цирконов, выделенных из плагиогранита 11336.

U-Pb методами, соответствуют силурийскому возрасту и находятся в некотором соответствии с полученными в настоящей работе цифрами, то опубликованная Rb-Sr валовая эррохрона [Пушкарев и др., 2003] по обогащенным калием тылаитам, определяющая их возраст в  $340 \pm 22$  млн лет, вносит в эту картину явный диссонанс. По надежным геологическим данным, эти породы структурно едины со слагающим моноклинический блок Косьвинского Камня расслоенным дунит-пироксенит-тылаитовым комплексом («горячим меланжем»), слагая в нем лишь химическую зону. Магматическая природа обнаруженных в них Е.В.Пушкаревым [2000] ортоклаз-нефелиновых симплектитов («псевдолейцита») сомнительна [Ефимов, Потапова, 2000]. Полученная для них Rb-Sr методом цифра, из которой авторы делают далеко идущие выводы, могла бы иметь очень важные геологические следствия, если бы не находилась в резком противоречии с фундаментальным фактом прорывания плагиогранитами всех структурно-вещественных комплексов Платиноносного пояса. Это серьезное противоречие заслуживает особого внимания.

Вызывает некоторые сомнения и корректность применения Rb-Sr метода по валовым составам пород, максимальное отношение  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  которых определяется значением всего лишь 0,129 (!). Это, на наш взгляд, очень малое значение, не определяющее желательной «растяжки» по оси абсцисс для корректного датирования. Некоторое недоумение вызывает и

тот факт, что концентрации Sr и Rb (при относительно низких значениях последнего) получены не изотопным разбавлением с окончанием на прецизионном магнитном масс-анализаторе, а с применением ICP-MS на базе более простого квадрупольного анализатора. Наш опыт применения Rb-Sr метода для валовых составов пород с такими содержаниями Rb и Sr говорит о необходимости очень точной аналитики (метода масс-спектрометрического разбавления) в сочетании с методическими приемами «растяжки» отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$ . Кроме того, рекалькуляция приводимых Rb-Sr данных с указанными 2 $\sigma$ -погрешностями измерений отношений  $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$  и  $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$  0.003% и 1.2% определяет иные параметры, нежели приводимые в публикации: погрешность возраста  $\pm 13$  млн лет (в статье 22 млн лет); погрешность первичного отношения  $\pm 0.00015$  (в статье 0.00024); MSWD=1,4 (в статье 4.3). Все эти моменты несколько снижают доверие к опубликованному возрасту  $340 \pm 22$  млн лет.

Привлечение к обсуждению цитированных U-Pb данных по единичным цирконам [Bea et al., 2001] из 150-килограммовой пробы дунита того же Косьвинского блока еще более усложняет имеющуюся картину. Полученный авторами ряд возрастных кластеров в диапазоне 315 – 1802 и 333 – 2838 млн лет вызывает затруднения в интерпретации данных в сравнении с имеющимися и вновь полученными. Смущает наличие всего трех (!) U-Pb возрастов  $400 \pm 16$ ,  $432 \pm 18$  и  $435 \pm 18$  млн лет, полученных SIMS.



Для Pb stepwise evaporation возрастов характерно вообще отсутствие силурийских возрастов! Маловероятно, чтобы силурийский возраст, глобально фиксируемый тремя методами (в том числе и U-Pb по цирконам), не был бы зафиксирован U-Pb системой изученных цирконов более представительно.

В этом смысле полученные нами новые U-Pb данные, в сочетании с имеющимися, имеют особое значение; они: (1) определенно отражают время кристаллизации плагиогранитной магмы и, следовательно, время наиболее позднего магматического события в истории Платиноносого пояса; (2) подтверждают следующий из имеющихся геологических и изотопных данных вывод о близости времени водного метаморфизма и внедрения плагиогранитов; (3) дают надежный верхний возрастной предел (около 420 млн лет) для всех без исключения структурно-вещественных, в том числе рудоносных, комплексов Пояса, вместе с тем подчеркивая, что вопрос о времени генерации каждого из них остается открытым; и, наконец, (4) дают некоторые указания на время существования предполагаемой зоны субдукции, из глубин которой в образовавшуюся при горячей аккреции структуру Пояса проникли водный флюид и гранитоидные выплавки.

*Работа выполнена при финансовой поддержке Программы № 14 Президиума РАН «Мировой океан...», Интеграционного проекта УрО РАН и ДВО РАН «Корреляция зональных комплексов...» и РФФИ (грант 04-05-96078 РФФИ-Урал), а также является результатом кооперации между Институтом геологии и геохимии УрО РАН и Институтом минералогии Технического университета Аахена (Германия) по изучению геологических образований Урала методами изотопной геологии.*

Список литературы

Ефимов А.А. Платиноносный пояс Урала: тектоно-метаморфическая история древней глубинной зоны, записанная в ее фрагментах // *Отечеств. Геология*. 1999. № 3. С. 31-39.

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.

Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив. М.: Недра, 1967. 336 с.

Ефимов А.А., Потапова Т.А. Жильная плагиоклазитовая серия Качканарского массива (Урал) – продукт десиляции плагиогранитного штокверка // *Регион. геология и металлогения*. 2002. № 15. С. 45-57.

Ефимов А.А., Потапова Т.А. К вопросу о генезисе ортоклаз-нефелиновых симплектитов в тылах Платиноносного пояса Урала // *Ежегодник-1999*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2000. С. 294-296.

Иванов О.К., Калеганов Б.А. Новые данные о К-Аг возрасте ультрамафитов Платиноносного пояса Урала // *Докл. АН*. 1993. Т. 328. № 6. С. 720-724.

Пушкарёв Е.В. Псевдолейцитовые тылаиты в Платиноносном поясе Урала: первичные расплавы, производные метасоматизированной мантии // *Петрография на рубеже XI века: итоги и перспективы* (Мат. Второго Всерос. петрогр. совещания, 27-30 июня 2000 г.) Т. 3. Сыктывкар: Геопринт, 2000. С. 294-297.

Пушкарёв Е.В., Ферштатер Г.Б., Беа Ф. и др. Изотопный Rb-Sr возраст псевдолейцитовых тылаитов Платиноносного пояса Урала // *Докл. АН*. 2003. Т. 388. № 3. С. 1-5.

Ронкин Ю.Л., Иванов К.С., Шмелев В.Р., Лепихина О.П. Sr-Nd изотопная геохимия и Sm-Nd возраст Платиноносного пояса Урала, Россия // *Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях* (Тез. докл. Междунар. Симпозиума, посвященного 100-летию со дня рождения акад. А.Г. Бетехтина, Москва, 8-10 апр. 1997 г.). М.: 1997. С. 300-301.

Ronkin Y.L., Ivanov K.S., Shmelev V.R., Lepikhina O.P. Sr-Nd isotope systematics of the Platinum-bearing belt of the Urals. Russia // *Abstract # 2258 of Seventh Annual V.M. Goldschmidt Conference*. Tucson, USA. 1997A. P. 22-24.

Ronkin Y.L., Marks V.A., Ivanov K.S. et al. Isotopic and petrochemical peculiarities of distribution of the Platinum-bearing Belt of the Urals. Russia. Extended abstract of 4<sup>th</sup> Biennial SGA Meeting, Turku, Finland, 1997B. P. 495-498.

Bea F., Fershtater G.B., Montero P. et al. Recycling of continental crust into the mantle as revealed by Kytlym dunite zircons, Ural Mts, Russia // *Terra Nova*. 2001. V. 13. P. 1-7.

Bosch D., Krasnobayev A.A., Efimov A.A. et al. Early Silurian ages for the gabbroic section of the mafic-ultramafic zone from the Urals Platinum Belt // *EUG9*. 23-27 March 1997, Strasbourg (France). Abstr. // *Terra Nova*. 1997. V. 9. Abstract Supplement N 1. P. 122.

Krogh T.E. Improved accuracy of U-Pb zircons ages by the creation of more concordant systems using an air abrasion technique // *Geochemica et Cosmochimica Acta*. 1982. V. 46. P. 637-649.

Lancelot J., Vitrac A., Allugre C.J. Uranium and lead isotopic dating with grain-by-grain zircon analysis: A study of complex geological history with a single rock. // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1976. V. 29. P. 357-366.

*Ludwig K.R.* Isoplot/Ex. Ver. 2.49 // Berkeley Geochronology Center. Special Publication. 2001. No. 1a. 55 p.

*Nier A.O.* Isotopic constitution of calcium, titanium, sulphur and argon // *Phys. Rev.* 1938. V. 53. P. 282-286.

*Roddick J.C., Loveridge W.D. and Parrish R.R.* Precise U/Pb dating of zircon at the sub-nanogram Pb level // *Chemical Geology (Isotope Geoscience Section)*. 1987. V. 66. P. 11-121.

*Schörrer U. and Allgre C.J.* Uranium-lead system in fragments of single zircon grain // *Nature*. 1982. V. 295. P. 585-587

*Stacey J.S., Kramers J.D.* Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two stage model // *Earth and Planetary Science Letters*. 1975. V. 26. P. 207-221.

*Steiger R.H., Bickel R.A., Meier M.* Conventional U-Pb dating of single fragments of zircon for petrogenetic studies of Phanerozoic granitoids // *Earth Planet. Sci. Lett.* 1993. V. 115. P. 197-209.

*Wendt J.I.* Early Archean crustal evolution in Swaziland, S.Africa, as revealed by the combined use of zircon geochronology, Pb-Pb and Sm-Nd systematics. PhD dissertation. Mainz, 1993. 123 p.