

НОВЫЕ Rb-Sr И U-Pb ДАННЫЕ О ВОЗРАСТЕ ГРАНИТОИДОВ СЯДАТАЯХИНСКОЙ ИНТРУЗИИ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

В.Л. Андреичев*, А.Н. Ларионов, А.Ф. Литвиненко***

**Институт геологии Коми научного центра УрО РАН*

167982, г. Сыктывкар, ул. Первомайская, 54

E-mail: izo@geo.komisc.ru

***Всероссийский научно-исследовательский геологический институт*

199106, г. Санкт-Петербург, Средний просп., 74

E-mail: Alexander_Larionov@vsegei.ru

Поступила в редакцию 10 мая 2006 г.

Приводятся новые данные о возрасте гранитоидов Сяdataяхинской интрузии, расположенной в палеоконтинентальном секторе Полярного Урала. Rb-Sr возраст по породе в целом составляет $506 \pm 4,5$ млн. лет, а конкордантный U-Pb возраст, установленный по пяти кристаллам циркона на ионном микрозонде SHRIMP-II, равен 516 ± 2 млн. лет. Полученные результаты свидетельствуют о проявлении импульса гранитоидного магматизма в среднем кембрии. Это событие предвещало рифтинг и последовавшее за ним раскрытие Палеоуральского океана.

Ключевые слова: Полярный Урал, доуралиды, Rb-Sr метод, SHRIMP, цирконы, граниты.

NEW Rb-Sr AND U-Pb DATA ON THE AGE OF GRANITOIDS SYADATAYAKHA INTRUSION (POLAR URALS)

V.L. Andreichev*, A.N. Larionov, A.F. Litvinenko***

**Institute of Geology, Komi Science Centre, Urals Branch of RAS*

***All-Russia Geological Research Institute*

New data on the age of Syadatayakha intrusion granitoids located in paleocontinental sector of the Polar Urals is given. Rb-Sr whole-rock age is $506 \pm 4,5$ Ma, and concordant U-Pb age, determined for five zircon crystals by ion microprobe SHRIMP-II, is 516 ± 2 Ma. The obtained data testify to the impulse of the granitoid magmatic event in the Middle Cambrian. This event anticipated rifting and following opening of the Paleo-Urals Ocean.

Key words: Polar Urals, preuralides, Rb-Sr method, SHRIMP, zircons, granites.

Полярноуральский фрагмент Центрально-Уральского поднятия [Перфильев, 1968, и др.] или Центрально-Уральской мегазоны [Пучков, 1997] расположен западнее Главного Уральского глубинного разлома и состоит из Харбейского и Марункеуского блоков доуралид. Ранее они объединялись под общим названием Харбейский антиклинорий, а в настоящее время рассматриваются как часть палеоконтинентального сектора. Термин «доуралиды» предложен Н.П. Херасковым [1948] для нижнего структурного яруса Урала, включающего, по современным представлениям, отложения доордовикского, а возможно, допозднекембрийского возраста.

Более молодые образования, включая пермские, относятся к верхнему структурному этажу и называются уралидами.

Среди магматических пород Харбейского блока значительное распространение имеют гранитоиды, изучавшиеся многими исследователями [Софронов, 1948; Кожина, 1958; Сирин, 1962; Кожина, Удовкина, 1965; Апельцин и др., 1967; Молдаванцев, 1971; Караченцев, Урасин, 1972; Охотников, 1985, и др.]. Большинство из них придерживается мнения о преобладании палингенно-метасоматических автохтонных и параавтохтонных гранитов, образованных в результате полного или частичного структурно-

вещественного преобразования древних гранитов и метаморфизованных терригенных и вулканогенных пород рамы. Это группа метасоматических гранитов. Гораздо меньшее распространение имеют собственно интрузивные гранитоиды, не затронутые процессами наложенного кремнещелочного метасоматоза. Именно такими породами сложена Сядатаяхинская интрузия, являющаяся объектом настоящих исследований. Следует заметить, что в отличие от палеоконтинентального сектора Приполярного Урала, где выделяется порядка 30 гранитных массивов [Голдин и др., 1973], имеющих собственные названия, на Полярном Урале такая индивидуализация применяется крайне редко. Можно отметить лишь работу В.Н. Охотникова [1985], посвященную гранитоидному магматизму Полярного Урала, в которой говорится только о четырех интрузиях: Харбейской, Сядатаяхинской, Гердизской и Нодзягинской.

Возраст гранитоидного магматизма палеоконтинентального сектора до настоящего времени составляет предмет дискуссий. По мнению одних исследователей, все граниты являются доордовикскими [Сирин, 1962; Кожина, Удовкина, 1965], то есть относятся к доураладам, другие выделяют еще один этап гранитообразования – позднепалеозойский [Апельцин и др., 1967; Молдаванцев, 1971; Охотников, 1985]. Эти выводы основывались преимущественно на геологических наблюдениях и немногочисленных К-Аг возрастных определениях, полученных в 60-70-е годы прошлого столетия [Апельцин и др., 1968; Фишман и др., 1969; Караченцев, 1972]. За редким исключением практически все они отвечали среднему-позднему палеозою. Первые Rb-Sr данные по гранитам Полярного Урала были опубликованы только в последние годы. Имеется в виду Харбейский массив, возраст которого составил 476 ± 5 млн. лет [Удоратина, Андреичев, 2004], что отвечает раннему ордовика шкалы геологического времени [Gradstein et al., 2004] (здесь и далее приводимые в тексте погрешности возраста, а также начальных отношений стронция $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0$ соответствуют 2σ).

Важным объектом для выяснения возраста гранитного магматизма Полярного Урала является Сядатаяхинская интрузия [Охотников, 1985], входящая в состав одноименного комплекса [Корреляция..., 1988]. Под этим названием объединяются выходящие на поверхность в истоках руч. Заозерного (левобережье р. Сяда-

таяхи, западное обрамление Марункеуского экологитсодержащего блока) пластообразные тела гранитоидов, наиболее крупное из которых имеет мощность до 300 м и протяженность до 1700 м (рис. 1). Они залегают среди вулканитов основного и среднего состава среднерифейской няровейской серии, формирование которой некоторыми исследователями связывается с эволюцией Палеоазиатского (Доуральского) океана [Душин, 1997]. Метаморфизм пород няровейской серии отвечает, как правило, мусковит-хлоритовой до биотит-эпидот-актинолитовой субфации зеленосланцевой фации [Цимбалюк, 1972, и др.].

Породы массива представлены в основном щелочными арфведсонит-биотитовыми и биотитовыми среднезернистыми, реже микропегматитовыми гранитами, а также гранит-порфирами. Нами для геохронологических исследований использовались преимущественно биотит-арфведсонитовые граниты. По петрохимическим характеристикам (табл. 1) они относятся к семейству щелочных гранитов, отдельные разности близки щелочным граносиенитам. Содержание SiO_2 варьирует от 67 до 74 %, щелочей – от 8,5 до 10,5 %. Породы характеризуются преимущественно калиево-натриевым типом щелочности ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} \sim 0,8$). Основными породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат (40-45 %), плагиоклаз (25-30 %), кварц (20-25 %), биотит (3-5 %). Постоянно встречаются арфведсонит, ортит, эпидот, сфен, циркон, магнетит и пирит, изредка отмечаются апатит и лимонит.

Кембрийский [Охотников, 1985] или венд-раннекембрийский [Корреляция..., 1988] возраст Сядатаяхинской интрузии принимался на основании присутствия гальки гранит-порфиров и микропегматитовых гранитов в базальных конгломератах орангской свиты верхнего кембрия [Охотников, 1985] или нижнего-среднего ордовика [Цимбалюк, 1972]. В последнее время возраст свиты оценивается как позднедевонско-раннекаменноугольный [Руженцев, Аристов, 1998]. Однако, если ориентироваться на раннеордовикский возраст (476 млн. лет) гранитов Харбейского массива, прорывающих отложения орангской свиты, то ее возраст не моложе, чем раннеордовикский.

К-Аг изотопные данные по сядатаяхинским гранитоидам неоднозначны. Датирование проводилось преимущественно по калиевым полевым шпатам, возрастные значения варьи-

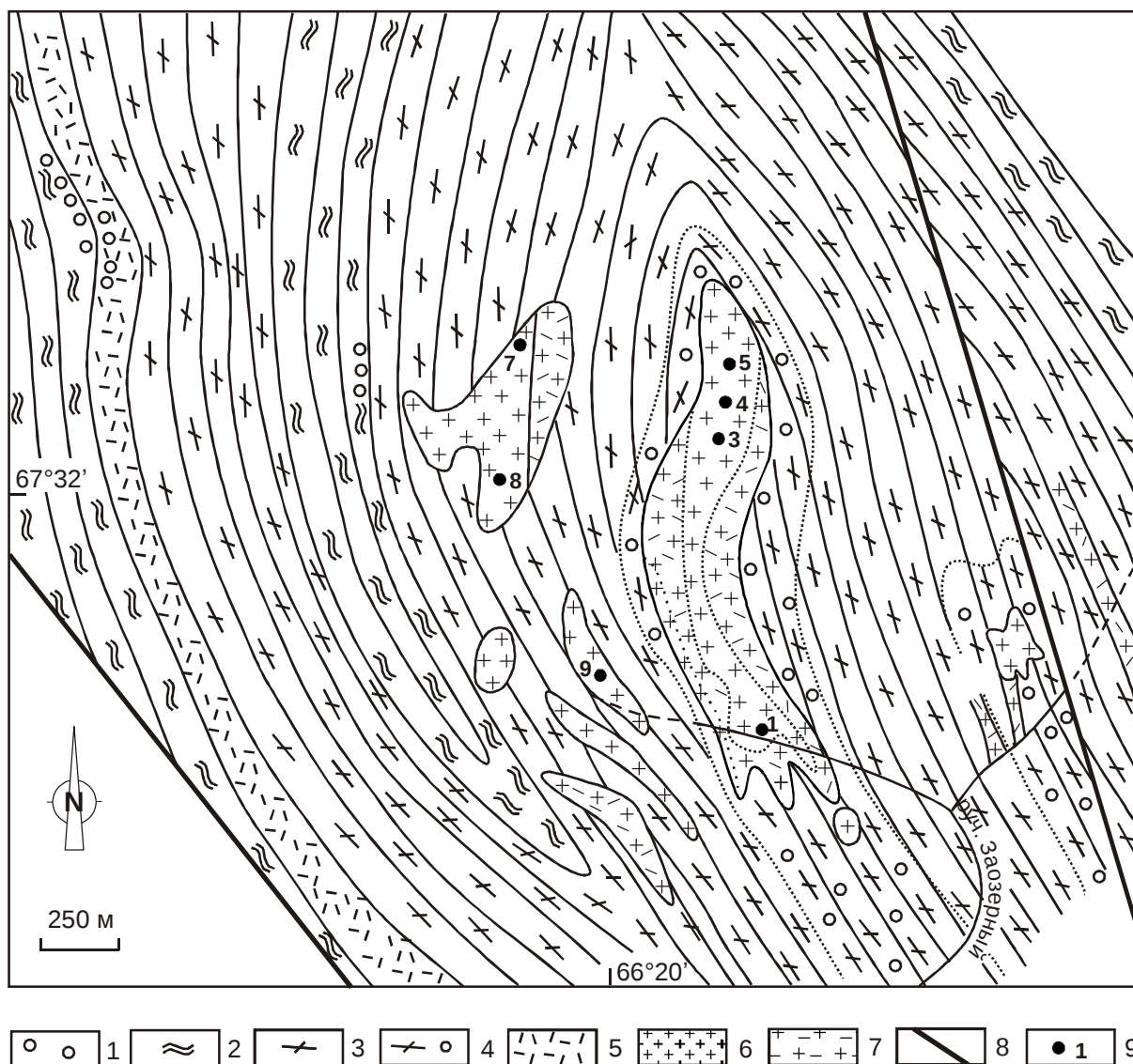


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Сядатаяхинской интрузии (по [Охотников, 1985] с коррективами).

Орангская свита верхнего кембрия: 1 – конгломераты, 2 – парагнейсы по сланцам; няровейская серия среднего рифея: 3 – вулканы основного и среднего состава, 4 – гнейсы очковой текстуры по вулканитам, 5 – риолиты; Сядатаяхинская интрузия: 6 – граниты арфведсонит-биотитовые и биотитовые, 7 – граниты микропегматитовые, гранофиры и гранит-порфиры; 8 – разломы; 9 – места отбора образцов 368/1-368/9 (числитель не показан).

руют в широком диапазоне – от 207 до 490 млн. лет [Охотников, 1985], то есть, надежных доказательств в пользу кембрийского возраста гранитов нет. Максимальный возраст практически совпадает с границей кембрия-ордовика (488,3 млн. лет), но исследованный ортоклаз интенсивно пертитизирован и имеет пониженное в сравнении со стехиометрическим содержание калия – 5,38 % (лабораторный банк данных, коллекция В.Н. Охотникова). Потеря калия может сопровождаться непропорциональ-

ной потерей радиогенного аргона и в конечном итоге привести к искажению возраста, поэтому достоверность датировки в 490 млн. лет вызывает сомнение. Следует учитывать и то обстоятельство, что среди калий-аргоновых минералов-хронометров полевые шпаты считаются наименее надежными, поскольку в сравнении с амфиболами и слюдами в большей степени предрасположены к посткристаллизационным диффузионным потерям радиогенного аргона [Левский и др., 2003, и др.].

Таблица 1

Химический состав (мас. %), концентрации и изотопный состав Rb и Sr

Компонент	Образец						
	368/1	368/3	368/4	368/5	368/7	368/8	368/9
SiO ₂	66,78	71,12	71,38	71,50	70,94	70,82	73,90
TiO ₂	0,10	0,15	0,19	0,14	0,18	0,20	0,13
Al ₂ O ₃	21,85	13,12	14,36	14,18	15,95	15,67	12,72
Fe ₂ O ₃	0,99	1,34	1,31	1,05	1,58	1,47	1,08
FeO	0,45	0,76	0,73	0,68	0,56	0,76	0,58
MnO	0,02	0,02	0,04	0,03	0,03	0,05	0,02
MgO	0,07	0,80	0,20	0,70	0,33	0,31	0,31
CaO	0,56	0,56	0,69	0,67	0,62	0,48	0,67
Na ₂ O	3,88	4,64	4,60	4,80	3,90	4,62	4,17
K ₂ O	4,59	5,84	5,47	5,39	4,58	5,49	4,95
P ₂ O ₅	–	–	0,03	–	0,02	0,02	0,01
п.п.п	0,88	1,27	0,90	0,83	0,85	0,61	1,04
Сумма	100,17	99,62	99,90	99,97	99,54	100,50	99,58
Rb, мкг/г	97,5	95,3	87,8	108,9	98,3	102,7	88,0
Sr, мкг/г	85,2	75,7	27,0	9,2	25,4	12,3	14,8
⁸⁷ Rb/ ⁸⁶ Sr	3,106	3,650	9,857	34,769	11,266	24,843	17,416
⁸⁷ Sr/ ⁸⁶ Sr±2σ	0,72712±11	0,73148±40	0,77397±11	0,95448±17	0,78591±13	0,88521±29	0,82896±25

Примечание. 1) 368/1 – граносиенит; 368/3 – мелко- среднезернистый порфировидный арфведсонит-биотитовый гранит, остальные – средне- крупнозернистые арфведсонит-биотитовые граниты. 2) Прочерк в графах – не обнаружено. 3) Приводимые погрешности отношения ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr соответствуют последним значащим цифрам.

Для уточнения возраста сядатаяхинских гранитов было проведено Rb-Sr датирование по породе в целом и U-Pb – по единичным кристаллам циркона. Определение содержаний Rb и Sr производилось из одной навески методом изотопного разбавления с использованием раздельных трассеров ⁸⁷Rb и ⁸⁴Sr. После разложения проб смесью плавиковой и хлорной кислот выделение концентратов рубидия и стронция осуществлялось на хроматографических колонках с ионообменной смолой DOWEX 50×8 (200-400 меш). Уровень лабораторного фона по Rb и Sr не превышал 2,0 и 0,5 нг, соответственно.

Измерения изотопного состава Rb и Sr выполнялись на масс-спектрометрическом комплексе МИ-1201Т однолучевым методом в двух-

ленточном режиме ионизации с использованием предварительно отоженных рениевых лент. Измеренные изотопные отношения стронция нормализовались по величине ⁸⁶Sr/⁸⁸Sr = 0,1194. Коррекция на фракционирование не производилась, на период измерений величина ⁸⁷Sr/⁸⁶Sr в изотопном стандарте стронция SRM-987 составила по шести анализам 0,71023±10 (2σ). Ошибка определения отношения ⁸⁷Rb/⁸⁶Sr, используемая для расчета изохронных параметров по программе ISOPLOT [Ludwig, 1990], составляет ±1,5 % (2σ).

U-Pb датирование единичных кристаллов циркона осуществлялось на ионном микрозонде SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ. Зерна циркона, отобранные вручную при помощи оптического микроскопа, помещались в эпоксидную матрицу совместно со стандартными цирконами 91500 и TEMORA. Кристаллы шлифовались примерно до половины толщины и полировались. Внутренняя структура изучалась на сканирующем электронном

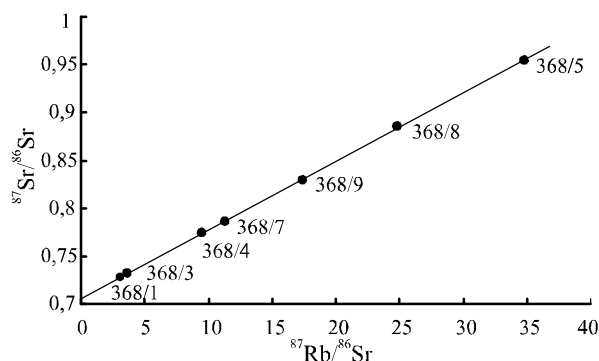


Рис. 2. Rb-Sr диаграмма для гранитов.
 $t = 506 \pm 4,5$ млн. лет, $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,70490 \pm 41$,
 СКВО = 1,5.

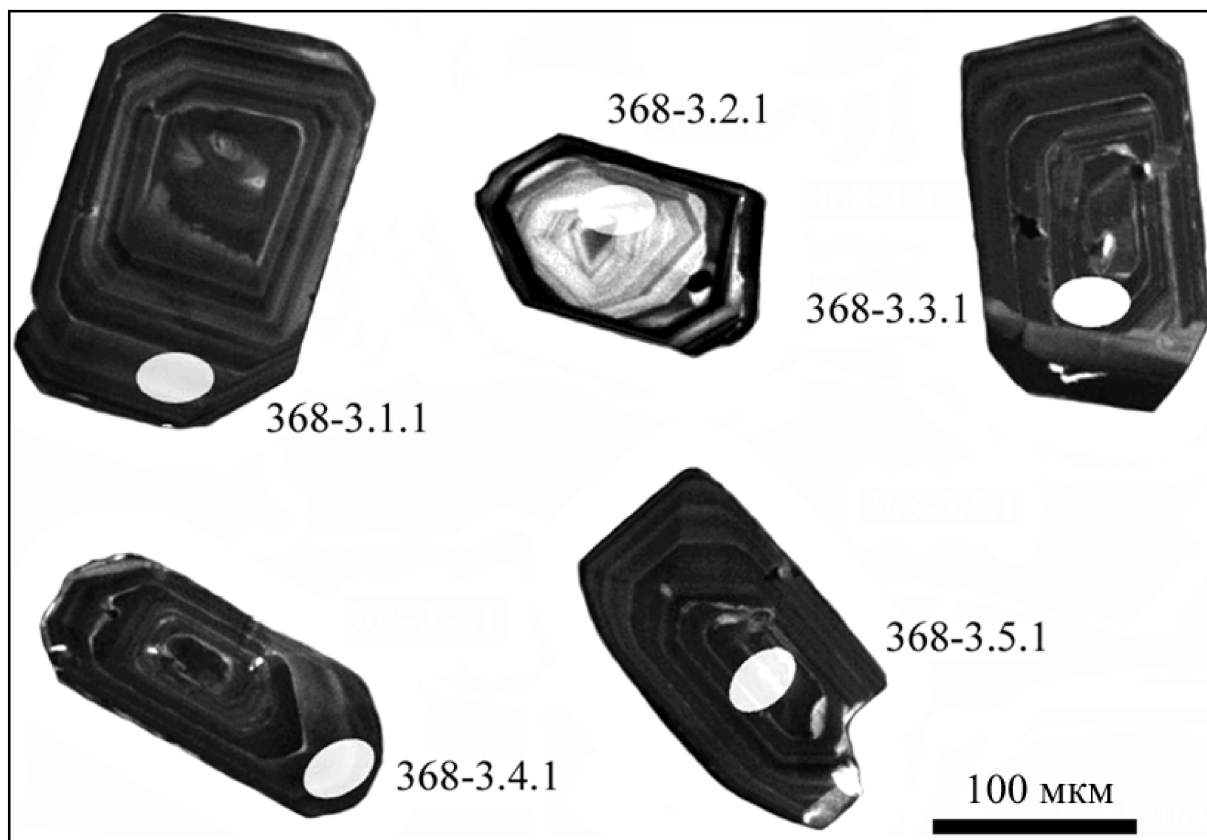


Рис. 3. Катодолуминесцентное изображение кристаллов циркона с номерами датированных зерен.

Светлые пятна – участки локального изотопного анализа.

микроскопе CamScan MX 2500 с катодолуминесцентной системой CLI/QUA2, Bentham с целью выбора участка для локального изотопного анализа.

Изотопные отношения на ионном микрозонде измерялись согласно процедуре, рассмотренной в работах [Ireland, 1995; Williams, 1998; Larionov et al., 2004; Ронкин и др., 2005]. Обработка полученных аналитических данных производилась с использованием программы SQUID [Ludwig, 2001]. Нормализация Pb/U отношений осуществлялась относительно величины $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} = 0,0668$ в стандартном цирконе TEMORA, эквивалентной возрасту 416,75 млн. лет [Black et al, 2003], а также по циркону 91500, используемому как стандарт концентрации U = 81,2 мкг/г и имеющему $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст, равный 1062 млн. лет [Wiedenbeck et al., 1995]. При построении графиков с конкордией в координатах $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ - $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ использовалась программа ISOPLOT/Ex [Ludwig, 2003].

Rb-Sr экспериментальные данные (табл. 1) образуют статистически достоверную изохрону (рис. 2), определяющую возраст $506 \pm 4,5$ млн.

лет. Начальное отношение изотопов стронция, равное $0,70490 \pm 41$, свидетельствует о незначительной контаминации магматитов коровым материалом и резко контрастирует с $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})_0 = 0,71748 \pm 44$ в гранитах Харбейского массива [Удуратина, Андреичев, 2004].

Полученный возраст близок K-Ar возрасту (490 млн. лет) калиевого полевого шпата с пониженным содержанием калия и тем самым подтверждает его реальность. Это можно было бы рассматривать как случайность, но аналогичная ситуация наблюдается и с гранитами Харбейского массива. В них максимальный K-Ar возраст, равный 475 млн. лет, установлен по биотиту также с пониженным содержанием калия (4,37 %), а определения по мусковитам группируются в интервале 301-334 млн. лет [Фишман и др., 1981; образцы из коллекции В.Н. Охотникова). В дальнейшем реальность возраста биотита была подтверждена результатами Rb-Sr датирования харбейских гранитов, изохронный возраст которых по породе в целом составил 476 ± 5 млн лет [Удуратина, Андреичев, 2004]. Изотопные данные по харбейским

Таблица 2

Результаты U-Pb локальных изотопных исследований цирконов

Номер кристалла	$^{206}\text{Pb}_c$, %	Содержания, мкг/г		Изотопные отношения				D, %	Возраст, млн лет		Rho
		$^{206}\text{Pb}^*$	U	Th	$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U} \pm \%$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb} \pm \%$		$^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$	$^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$	
368/3.1.1	0,11	43,5	600	224	0,08422 $\pm$ 0,4	0,6736 $\pm$ 1,2	0,05801 $\pm$ 1,2	2	521,3 $\pm$ 2,0	530 $\pm$ 26	0,33
368/3.2.1	1,07	8,0	109	71	0,8449 $\pm$ 1,0	0,6750 $\pm$ 5,6	0,05800 $\pm$ 5,5	1	522,9 $\pm$ 5,0	528 $\pm$ 120	0,18
368/3.3.1	0,11	63,9	897	449	0,08288 $\pm$ 0,3	0,6604 $\pm$ 1,0	0,05779 $\pm$ 1,0	2	513,3 $\pm$ 1,7	522 $\pm$ 22	0,33
368/3.4.1	0,1	85,7	1205	685	0,08271 $\pm$ 0,7	0,6542 $\pm$ 1,0	0,05737 $\pm$ 0,8	-1	512,3 $\pm$ 3,3	506 $\pm$ 17	0,65
368/3.5.1	0,16	43,1	612	252	0,08190 $\pm$ 1,3	0,6560 $\pm$ 1,9	0,05813 $\pm$ 1,4	5	507,3 $\pm$ 6,3	535 $\pm$ 30	0,68

Примечание. 1) $^{206}\text{Pb}_c$ и $^{206}\text{Pb}^*$ указывают содержания обычного и радиогенного свинца, соответственно. $^{206}\text{Pb}_c$ исправлен на измеренный ^{204}Pb . Ошибка в калибровке стандарта составляет 0,19. 2) Погрешности даны на уровне 1 σ . 3) D – дискордантность: $D = 100 \{ [\text{возраст } (^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb})] / [\text{возраст } (^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U})] - 1 \}$. 4) Rho – коэффициент корреляции между ошибками определения отношений $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ и $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$.

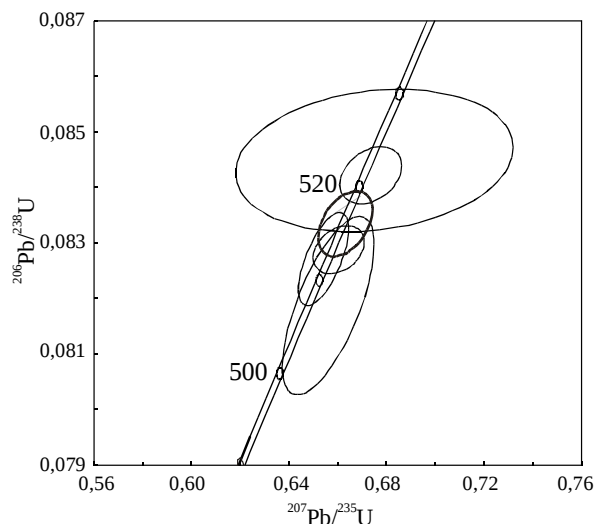


Рис. 4. U-Pb диаграмма с конкордией для SHRIMP данных по цирконам.

$t = 516 \pm 2$ млн. лет. СКВО конкордантности = 0,04. Вероятность конкордантности = 0,84. Координаты точек – центры эллипсов погрешностей.

гранитам согласуются с выводами исследователей, изучавших K-Ar и Rb-Sr системы в слюдах из метаморфических пород и установивших, что потеря биотитом до 50 % калия не приводит к изменению возраста, и даже при удалении 80 % калия возраст изменится не более чем на 10 % [Kulp, Engels, 1963]. Другие же исследователи [Овчинников и др., 1981] считают, что при K-Ar датировании для получения неискаженных результатов не следует использовать биотиты с содержанием калия менее 6 %. По нашему мнению, главным критерием достоверности геохронологических данных все же следует считать совпадение возрастных определений, полученных по различным изотопным системам.

U-Pb датирование проводилось по цирконам, выделенным из мелко- среднезернистого порфириовидного арфведсонит-биотитового гранита (образец 368/3). Кристаллы имеют желтовато-коричневый цвет, прозрачные и полупрозрачные, умеренно удлиненного призматического облика, идиоморфные, габитус цирконовый, доминируют грани (110) и (111). Отмечаются минеральные и, вероятно, флюидные включения. На катодолюминесцентном изображении (рис. 3) наблюдается концентрическая зональность роста. Все эти признаки предполагают магматическое происхождение цирконов.

Результаты аналитических измерений пяти локальных областей в пяти кристаллах приведены в табл. 2 и представлены графически на рис. 4. Исследовались центральные, средние и

краевые зоны кристаллов, но, независимо от места нахождения кратера, возрастные значения характеризуются незначительной дискордантностью (1-5 %), варьируют в узких пределах от 535 до 506 млн. лет, что дает основание считать результаты датирования конкордантными, определяющими возраст 516 ± 2 млн. лет.

Таким образом, в результате проведенных исследований получены новые данные о возрасте гранитов Сядатахтинской интрузии. Их Rb-Sr возраст составляет $506 \pm 4,5$ млн. лет, а U-Pb – 516 ± 2 млн. лет. В принципе, это первые убедительные результаты, свидетельствующие об импульсе гранитоидного магматизма в палеоконтинентальном секторе Полярного Урала в среднем кембрии. Предположения о его проявлении в это время или близко к нему (~ 490 млн. лет) высказывались и ранее, но основанием для этого служили несколько K-Ar возрастных определений по слюдам [Караченцев, 1972] и Pb-Pb данные по единичным кристаллам циркона [Glodny et al., 2004] из метакристаллов докембрийского Марункеуского блока.

Геодинамическая обстановка формирования предордовикских гранитоидов на севере Урала интерпретируется неоднозначно. Одни исследователи связывают их с предрифтогенным сводовым воздыманием, обусловленным подъемом мантийного диапира в пределах единого Европейско-Азиатского палеоконтинента [Иванов и др., 1986, и др.], другие – с коллизией Восточно-Европейского палеоконтинента с Сибирским палеоконтинентом [Душин, 1997] или с Протогондваной [Пучков, 1997]. Существуют и другие точки зрения, полная сводка которых приводится в [Кузнецов и др., 2005], но в любом случае эти гранитоиды предшествовали рифтингу и последовавшему за ним раскрытию Палеоуральского океана к востоку (современные координаты) от нынешнего Главного Уральского глубинного разлома.

Авторы выражают признательность Л.В. Махлаеву, Д.Н. Ремизову и А.А. Соболевой за обсуждение результатов. Мы благодарим рецензента за замечания, способствовавшие улучшению статьи.

Исследования выполнены при финансовой поддержке Программы фундаментальных исследований Отделения наук о Земле РАН № 8 «Изотопные системы и изотопное фракционирование в природных процессах».

Список литературы

- Апельцин Ф.Р., Малышев В.И., Зыков С.И. и др. Абсолютный возраст некоторых генетических типов гранитоидов в Харбейском блоке (Полярный Урал) // Сов. геология. 1968. № 6. С. 89-99.
- Апельцин Ф.Р., Скоробогатова Н.В., Якушин Н.Л. Генетические черты гранитоидов Полярного Урала и условия их редкометалльной металлогенической специализации. М.: Недра, 1967. 199 с.
- Голдин Б.А., Фишман М.В., Давыдов В.П., Калинин Е.П. Вулканические комплексы рифея и нижнего палеозоя Севера Урала. Л.: Наука, 1973. 212 с.
- Душин В.А. Магматизм и геодинамика палеоконтинентального сектора севера Урала. М.: Недра, 1997. 213 с.
- Иванов С.Н., Пучков В.Н., Иванов К.С. и др. Формирование земной коры Урала. М.: Наука, 1986. 248 с.
- Караченцев С.Г. О возрасте гранитообразования на севере Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972. С. 138-158.
- Караченцев С.Г., Урасин М.А. Особенности петрохимии гранитоидов севера Центрально-Уральского поднятия // Геология и полезные ископаемые Приполярного Урала. Тюмень, 1972. С. 106-118.
- Кожина Т.К. Гранитные интрузии бассейнов рек Большой Харбей и Лонготьюган (Полярный Урал) // Материалы по петрографии гранитоидов и связанных с ними полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1958. С. 112-133.
- Кожина Т.К., Удовкина Н.Г. Доордовикские гранитные интрузии Приполярного и Полярного Урала // Геология и геохимия гранитных пород. М.: Наука, 1965. С. 190-238.
- Корреляция магматических комплексов Севера Урала и прилегающих территорий. Препринт. Свердловск: УрО АН СССР, 1988. 56 с.
- Кузнецов Н.Б., Соболева А.А., Удорткина О.В. и др. Формирование доордовикских гранитоидных вулканоплутонических ассоциаций Североуральско-Тимано-Печорского региона и протоуральская эволюция северо-восточной окраины Восточно-Европейского палеоконтинента // Очерки по региональной тектонике. Том 2: Казахстан, Тянь-Шань, Полярный Урал. М.: Наука, 2005. С. 158-200.
- Левский Л.К., Морозова И.М., Саватенков В.М. Изотопные геотермометры: возможности и ограничения // Петрология. 2003. Т. 11. № 4. С. 391-404.
- Молдаванцев Ю.Е. Особенности петрологии гранитоидов Харбейского антиклинория (Полярный Урал) // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Т. 4. Свердловск, 1971. С. 269-274.
- Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Вороновский С.Н. О причинах искажения калий-аргоновых дат // Проблемы геохронологии и изотопной геологии. М.: Наука, 1981. С. 3-32.

- Охотников В.Н. Гранитоиды и рудообразование (Полярный Урал). Л.: Наука, 1985. 184 с.
- Перфильев А.С. Особенности тектоники севера Урала. М.: Наука, 1968. 223 с.
- Пучков В.Н. Тектоника Урала. Современные представления // Геотектоника. 1997. № 4. С. 42-61.
- Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. и др. «In situ» U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяшского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2005. № 1. С. 135-142.
- Руженцев С.В., Аристов В.А. Новые данные по геологии Полярного Урала // Урал: фундаментальные проблемы геодинамики и стратиграфии. М.: Наука, 1998. С. 25-41.
- Сирин Н.А. Магматизм и его металлогенические особенности на Приполярном и Полярном Урале. М.: Госгеолтехиздат, 1962. 287 с.
- Софронов Г.П. Новые данные по металлогении Полярного Урала // Мат-лы 3-й геол. конф. Коми АССР. Сыктывкар, 1948. С. 234-254.
- Удоротина О.В., Андреичев В.Л. К-Ar и Rb-Sr изотопно-геохронометрические системы в гранитоидах Харбейского массива (Полярный Урал) // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Пермь, 2004. С. 42-46.
- Фишман М.В., Андреичев В.Л., Естафьева А.Д. Каталог определений возраста горных пород СССР радиологическими методами (северо-восток европейской части СССР, север Урала, Пай-Хой, Новая Земля). Сыктывкар, 1981. 181 с. Деп. в ВИНТИ. № 531-82.
- Фишман М.В., Юшкин Н.П., Голдин Б.А., Калинин Е.П. Основные этапы магматизма и метаморфизма в центральной зоне Полярного и Приполярного Урала // Геохимия, минералогия и петрография севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 1969. С. 7-25.
- Херасков Н.П. Принципы составления тектонических карт складчатых областей Южного Урала // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 5. С. 121-134.
- Цимбалюк А.В. Доордовикские и ордовикские отложения северной части Полярного Урала // Геология и полезные ископаемые Приполярного и Полярного Урала. Тюмень, 1972. С. 164-183.
- Black L.P., Kamo S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: A new zircon standard for Phanerozoic U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155-170.
- Glodny J., Pease V., Montero P. et al. Protolith ages of eclogites, Marun-Keu Complex, Polar Urals, Russia: implications for the pre- and early Uralian evolution of the northeastern European continental margin // The Neoproterozoic Timanide orogen of eastern Baltica / D.G. Gee, V. Pease (eds). Geol. Soc., London Mem. 2004. V. 30. P. 87-105.
- Gradstein F.M., Ogg J.G., Smith A.G. et al. A geologic time scale 2004. Cambridge University Press, 2004. 589 p.
- Ireland T.R. Ion microprobe mass-spectrometry: Techniques and applications in cosmochemistry, and geochronology // Advances in analytical geochemistry. 1995. V. 2. P. 1-118.
- Kulp J.L., Engels J. Discordances in K-Ar and Rb-Sr isotopic ages // Radioactive Dating. Intern. Atomic Energy Agency. Vienna, 1963. P. 219.
- Larionov A.N., Andreichev V.L., Gee D.G. The Vendian alkaline igneous suite of northern Timan: ion microprobe U-Pb zircon ages of gabbros and syenite // The Neoproterozoic Timanide orogen of eastern Baltica / D.G. Gee, V. Pease (eds). Geol. Soc., London Mem. 2004. V. 30. P. 69-74.
- Ludwig K.R. ISOPLOT for MS-DOS: A plotting and regression program for radiogenic-isotope data, for IBM-PC compatible computers, version 2.00 // USGS Open-File Report 88-557. 1990. 38 p.
- Ludwig K.R. SQUID 1.02 – A User's manual // Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 2001. № 4. 19 p.
- Ludwig K.R. User's Manual for Isoplot 3.00. A geochronological toolkit for Microsoft Excel // Berkeley Geochronology Center, Spec. Publ. 2003. № 4. 74 p.
- Wiedenbeck M., Alle P., Corfu F. et al. Three natural zircon standards for U-Th-Pb, Lu-Hf, trace element and REE analyses // Geostandards Newsletter. 1995. V. 19. P. 1-23.
- Williams I.S. U-Th-Pb geochronology by Ion Microprobe // Applications of microanalytical techniques to understanding mineralizing processes / M.A. McKibben, W.C. Shanks III, W.I. Ridley (eds.). Reviews in Economic Geology. 1998. V. 7. P. 1-35.

Рецензент доктор геол.-мин. наук А.А. Краснобаев