

УДК 550.93+549.514.81+553.311(470.55)

ВЕРХНИЙ ВОЗРАСТНОЙ ПРЕДЕЛ ФОРМИРОВАНИЯ РУДОНОСНЫХ ИНТРУЗИЙ КУСИНСКО-КОПАНСКОГО КОМПЛЕКСА: U-Pb ДАТИРОВАНИЕ ЦИРКОНА ИЗ ПОЗДНИХ ГРАНИТОВ МЕДВЕДЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

© 2012 г. В. В. Холоднов, Е. С. Шагалов, Т. Д. Бочарникова

*Институт геологии и геохимии УрО РАН
620075, г. Екатеринбург, Почтовый пер., 7
E-mail: holodnov@igg.uran.ru*

Поступила в редакцию 18.10.2011 г.

В последнее время изотопному датированию возраста пород и руд кусинско-копанского интрузивного комплекса Южного Урала уделяется большое внимание. Это один из важных вещественных комплексов в стратотипе рифея. Его месторождения титаномagnetитовых и ильменитовых руд отнесены к наиболее крупным в России и экономически очень перспективным при разработке на титановое сырье. Данное сообщение излагает результаты **U-Pb датирования циркона из поздней гранитной дайки Медведевского месторождения**. Эти данные позволяют ответить на вопрос о верхнем возрастном рубеже (1353 ± 16 млн. лет) формирования рудоносных интрузий кусинско-копанского комплекса, а также о возрастном интервале (1390–1350 млн. лет) формирования массивов и месторождений этого комплекса. Кроме того, представляется возможным определение возраста формирования известных минеральных копей Ю.Урала, связанных с ксенолитами метасоматически преобразованных карбонатных пород (доломитов) саткинской свиты нижнего рифея, в частности, определение начального возраста формирования Прасковье-Евгеньевской минеральной копи в составе Медведевского массива и месторождения.

Ключевые слова: *кусинско-копанский интрузивный комплекс, месторождение, U-Pb датирование цирконов, гранитная дайка.*

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время изотопному датированию возраста пород и руд кусинско-копанского интрузивного комплекса уделяется большое внимание [12, 24, 27 и др.]. Комплекс расположен в Башкирском мегантиклинории на западном склоне Южного Урала. Это один из значимых в геотектоническом и стратиграфическом отношении магматических вещественных комплексов в стратотипе рифея, имеющий важное петрологическое и металлогеническое значение. Его характеристика отражена в многочисленных публикациях [1, 2, 6, 8, 9, 14–16, 21, 22, 25 и др.].

Интерес к нему как к уникальному для Урала интрузивному петрологическому объекту связан с тем, что в зоне субмеридионального (в современных координатах) Зюраткульского глубинного разлома в составе Кувашского грабена среднерифейской Кувашско-Машакской рифтовой структуры сформирован ряд разновозрастных, но разноглубинных рудоносных расслоенных габброидных интрузий и комагматичных им, но также разноглубинных массивов гранитоидов. Те и другие образуют единую субмеридиональную цепочку массивов, вытя-

нутую на 70 км вдоль простиранья рифтового разлома. В северной части Зюраткульского разлома массивы рудоносных габброидов (Кусинский, Медведевский) и ассоциированные с ними месторождения, сформировались в условиях абиссальной фации глубинности (при $P_{\text{общ}} = 5\text{--}8$ кбар) и при более высокой активности хлора, воды и кислорода. В то же время, становление южных массивов (Копанский, Маткальский) происходило в условиях гипабиссальной фации (при $P_{\text{общ}} = 1\text{--}3$ кбар) и при ином флюидном режиме, с нарастанием активности фтора, фосфора и падением водного давления, с соответствующим изменением вещественного состава пород и руд [21, 22, 25 и др.].

Ассоциирующие с габбровыми интрузиями Губенский (на севере) и Рябиновский (на юге) гранитные массивы перекрывают с востока габброиды кусинско-копанского комплекса. Они также различаются по глубине формирования [25 и др.]. Граниты глубинного Губенского массива, представленные гнейсовыми фациями, сформировались при высоком общем (до 8–10 кбар) и водном давлении, тогда как при становлении малоглубинного Рябиновского массива, величина общего и водного давления падала до 1–2 кбар. Для мелкозернистых грани-

тов Рябиновского массива характерен интерстициальный микропегматит, содержащий около 40 об. % кварца с порфировидными структурами. Е.В. Шарков [33] предложил называть подобную последовательность продуктов кристаллизации однотипных расплавов в условиях разных глубин (в данном случае как габброидов, так и гранитоидов) – магматической фациальной серией, что наиболее характерно именно для зон подобных глубинных разломов.

Интерес к габбровым массивам и месторождениям кусинско-копанского интрузивного комплекса обусловлен и тем, что его титаномагнетит-ильменитовые месторождения по суммарным запасам ильменитовых руд отнесены к крупнейшим в России. Кроме того, руды этих месторождений являются экономически наиболее перспективными и выгодными при разработке их на титановое сырье [30]. Вовлечение в эксплуатацию этих месторождений обеспечит развитие сырьевой базы титанового производства в России на длительную перспективу.

Время внедрения рудоносных габбровых интрузий данного комплекса датировано интервалом значений 1385–1390 млн. лет, полученным различными изотопными методами (Sm-Nd, U-Pb, Rb-Sr) [12, 24, 27, 28 и др.]. Аналогичный возраст 1386 ± 34 млн. лет получен U-Pb методом и для цирконов из гранитов Рябиновского массива [12], что подтверждает вывод о генетической связи гранитов этого массива с фациально близкими им по глубинности габброидами Копанского массива [25].

На примере Кусинского массива Sm-Nd изотопным методом установлена одновозрастность массивных ильменит-магнетитовых руд одного из рудных пластов и вмещающих его габбро-норитов [24, 27]. Руды этой пластообразной залежи датируются возрастом 1392 ± 130 млн. лет. Околорудная гранат-хлорит-амфиболовая порода из метасоматического ореола вокруг данной рудной залежи Sm-Nd методом датирована возрастом 1368 ± 78 млн. лет. “Омоложенный” Sm-Nd возраст околорудных метасоматических пород может являться следствием наложения на околорудный контактово-реакционный ореол более поздних процессов кислотного выщелачивания [17].

На основе данных, полученных при датировании гранито-гнейсов глубинного Губенского массива методами Rb-Sr и U-Pb (LA-ICP-MS, цирконы), была выявлена сложная и более длительная история его формирования (1390–1330 млн. лет), в сравнении с малоглубинным южным Рябиновским гранитным массивом. Цирконы Губенского массива демонстрируют следующий спектр возрастов: 2645, 1700, 1624–1607, 1330, 910 и 657 млн. лет [12], что наглядно отражает участие гетерогенного субстрата при его формировании. Наличие древних реликтовых цирконов с возрастом до 2645 млн. лет свидетельствует о том, что вероятным их источником могли быть породы основания Восточно-

Европейской платформы. Возможные аналоги таких пород представлены архейским Тараташским и нижнепротерозойским Александровским метаморфическими блоками, обнаженными к северу от Губенского гранито-гнейсового массива и всего кусинско-копанского интрузивного комплекса. Возрастной интервал 1600–1700 млн. лет в реликтовых цирконах Губенского массива по времени отвечает формированию вулканитов айской свиты, породы которой, возможно, также участвовали в составе субстрата этого массива. На завершающем этапе формирования глубинного Губенского массива существенную роль могли играть процессы высокотемпературного метаморфизма и гранитного анатексиса [5, 10], обусловивших появление в его составе разновидностей близких высокоглиноземистым гранитам S-типа [25]. Согласно [12], цирконы Губенского массива, датированные возрастом 1330 млн. лет, наиболее близко соответствуют магматическим разностям. Такие цирконы, по-видимому, отражают завершающий этап в формировании гранито-гнейсов глубинного Губенского массива. Значения 910 и 657 млн. лет в цирконах обозначают какие-то более поздние тектоно-магматические и метаморфические события, фиксируемые и в цирконах из различных пород Бердяшского плутона [11]. Магматическая генерация циркона в гранитах малоглубинного Рябиновского массива имеет такой же U-Pb возраст (1386 ± 34 млн. лет), как и время формирования габбровых интрузий и месторождений кусинско-копанского комплекса, датированное сходящимися (Sm-Nd, U-Pb, Rb-Sr) значениями возраста 1385–1388 млн. лет [12, 24, 27]. Вместе с тем, в гранитах Рябиновского массива отмечается присутствие и раннерифейских реликтовых цирконов (айский уровень) с возрастом 1600–1700 млн. лет, но нет древних реликтовых цирконов (как, например, в губенских гранитах) с возрастными до 2650 млн. лет. Это является отражением формирования массива на значительно меньшей глубине, при отсутствии в субстрате на данном гипсометрическом уровне метаморфических пород архейского или нижнепротерозойского возраста.

При этом необходимо отметить, что главные петрогеохимические особенности у глубинных губенских гранито-гнейсов совпадают с аналогичными характеристиками малоглубинных рябиновских микропегматитовых гранитов и свидетельствуют о генетической связи этих массивов друг с другом и с комагматичными им габброидами кусинско-копанского комплекса [25]. Так, породы того и другого гранитных массивов характеризуются высокими содержаниями Fe и Ti. По соотношению Rb и Sr они соответствуют производным толеитовой магмы. В гранитах этих массивов резко повышены содержания высокочarged редких элементов: Nb, Ta, Zr, Hf, Y, Yb, P, что характеризует их как гранитоиды внутрислитного типа.

По-видимому, глубинный Губенский массив формировался в результате длительного взаимодействия, насыщенного водной флюидной фазой, остаточного гранитного расплава, являющегося продуктом внутрикамерной кристаллизационной дифференциации базитовой магмы, с древним гетерогенным коровым субстратом. Затем, уже на завершающем этапе, породы Губенского массива были метаморфизованы при $P_{\text{общ}} = 8-10$ кбар и высоким водном давлении, и в них были локально проявлены процессы гранитного анатексиса при $P-T$ условиях амфиболитовой фации. Это и определило некоторые различия в вещественных составах глубинных губенских и малоглубинных рябиновских гранитов, детально рассмотренных ранее в работах [23, 25].

ГЕОЛОГИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И СОСТАВ ПОЗДНЕЙ ГРАНИТНОЙ ДАЙКИ МЕДВЕДЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ДАТИРОВАННОЙ ПО ЦИРКОНУ U-Pb МЕТОДОМ

Породы и руды Медведевского массива и его поздний дайковый комплекс не имеют современных возрастных изотопных датировок. Среднерифейский возраст формирования Медведевского массива принят по аналогии с Кусинским и Копанским массивами, расположенными, соответственно, к северу и югу от него.

Медведевское магнетит-ильменитовое месторождение расположено в южной части одноименного массива. В настоящее время оно находится в эксплуатации. Благодаря разработке месторождения появилась возможность более детального его изучения.

Определенный интерес для понимания истории развития среднерифейского рудоносного габбро-гранитоидного магматизма представляют многочисленные гранитоидные дайки, рассекающие в субмеридиальном направлении Медведевский массив и его месторождение. Эти дайки представлены амфиболовыми, биотитовыми или смешанными разновидностями гранитоидов, варьирующими по составу от гранодиорита до гранита (плагiogранита) и лейкоплагiogранита.

Сам массив сложен стратифицированным, в разной степени измененным, амфиболовым габбро с пластообразными телами анортозитов и реже пироксенитов, а также габбро-норитами и трахитоидным габбро. У западного контакта, в своей приподнятой части, массив содержит крупные ксенолиты карбонатных пород нижнерифейской саткинской свиты. Форма ксенолитов обычно вытянутая, пластообразная. Мощность их, в основном, не превышает десятка метров, а длина по простиранию достигает 50–100 м. По ксенолитам развиваются скарновые ассоциации, известные в литера-

туре как минеральные копи. Породы массива прорваны также многочисленными дайками долеритов разной мощности с простиранием, меняющимся от субмеридиального до субширотного.

По данным геологического картирования месторождения, выполненного в 1954 г. сотрудниками Свердловского горного института, под руководством Д.С. Штейнберга, одна из гранитных даек рассекает центральную часть Медведевского месторождения в районе Прасковье-Евгеньевской минеральной копи (рис. 1). Эта копь связана с одним из крупных ксенолитов скарнированных и мраморизованных доломитов саткинской свиты, расположенном у контакта с пегматоидным амфиболовым габбро. Дайка имеет субмеридиальное про-

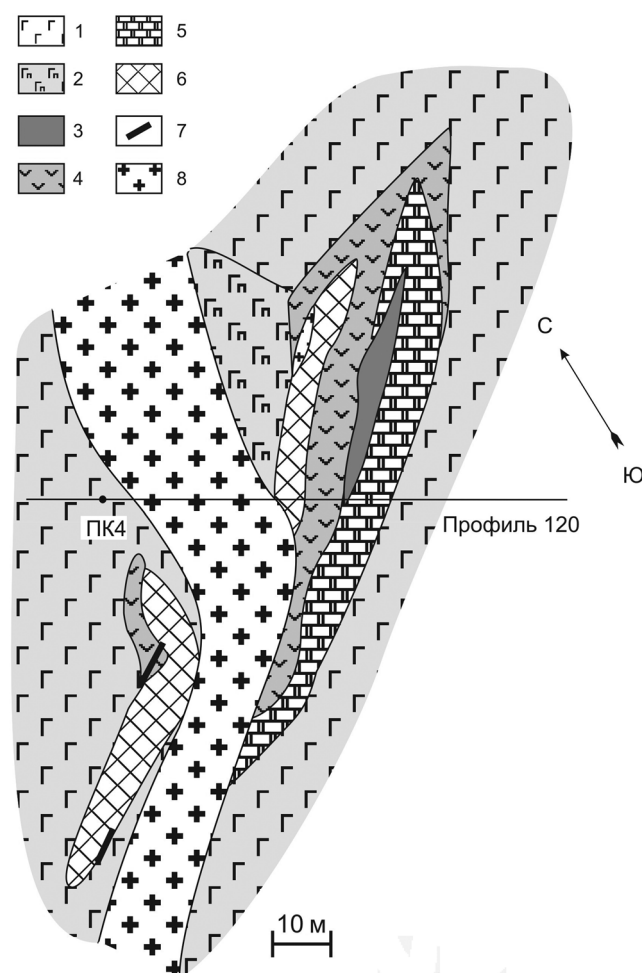


Рис. 1. Позиция гранитной дайки в районе Прасковье-Евгеньевской минеральной копи (по данным [34] с упрощениями).

1 – габбро среднезернистое, 2 – габбро пегматоидное, 3 – диабазы, 4 – змеевики, 5 – мраморы, 6 – скарны, 7 – титаномagnetитовые жилы, 8 – гранитоиды. Расположение массивов и минеральных копей показано в работе [4].

стирание, и сечет, как рудоносные габброиды Медведевского массива, так и всю скарновую колонку этой копи. Фрагмент этой дайки, вскрытой карьером “Передовой” в районе Прасковье-Евгеньевской минеральной копи и был исследован.

Гранитоиды (гранит-порфиры), слагающие дайку, имеют мелко- среднезернистую порфировую или аллотриоморфнозернистую структуру и массивную текстуру. Вкрапленники количественно преобладают над основной массой. Минеральный состав представлен плагиоклазом, кварцем, КППШ, биотитом, ранним и поздним амфиболами, эпидотом, сфеном, ортитом, цирконом, апатитом, монацитом, карбонатом, а также магнетитом и сульфидами. Среднезернистые выделения плагиоклаза и кварца, реже – КППШ или их агрегаты окружены мелко-тонкозернистыми скоплениями зерен биотита, иногда амфибола ранней генерации, эпидота и лейкокатовых минералов. Отмечаются неравномерные графические, каплевидные, сростания кварца с плагиоклазом. КППШ представлен микроклином с характерным решетчатым обликом, присутствует также микропертит. Биотит слабо хлоритизирован. Иногда интерстиционную позицию занимает кальцит в виде монокристалла. Плагиоклаз в центральных частях слабо сосюритизирован. Альбит образует каймы вокруг плагиоклаза и замещает КППШ. Кварц характеризуется волнистым угасанием, что свидетельствует о тектоническом напряжении. Акцессорная минерализация описана в [32].

По химическому составу (табл. 1) гранитоиды дайки относятся к породам нормальной щелочности, с близким содержанием натрия и калия (кс-736). По соотношению CaO и K_2O они, как и гранито-гнейсы Губенского массива [23], располагаются вдоль гранитной котектики [20], ближе соответствуя по составу наиболее известковистым биотитовым и амфибол-биотитовым гранито-гнейсам Губенского массива. Последние преимущественно

развиты в западной части Губенского массива, непосредственно контактирующей с габброидами Кузинского и Медведевского массивов. Породы исследуемой гранитной дайки, как и граниты Губенского и более южного Рябиновского массива, характеризуются высоким содержанием Fe и Ti , а также повышенными содержаниями высоkozарядных редких элементов: Nb , Ta , Zr , Hf , Y , Yb и др. Это находит отражение в спайдерграммах (рис. 2), на которых видны резкие положительные аномалии Ba и Nb и отрицательные Sr , Ti , Zr , Hf . Содержание РЗЭ в гранит-порфирах дайки чуть ниже, чем в гранитоидах Губенского и Рябиновского массивов, но тренды распределения РЗЭ и других редких элементов аналогичны (рис. 2). На трендах распределения в породах дайки присутствует слабая положительная европиевая аномалия, наличие которой, возможно, определяется повышенным содержанием в породах плагиоклаза. Для гранитов Рябиновского и Губенского массивов более характерна отрицательная аномалия Eu как признак происхождения пород этих массивов в результате более интенсивно проявленных процессов кристаллизационной дифференциации. По соотношению Rb и $\text{Y} + \text{Nb}$ и другим элементам [37], граниты дайки, как и гранитоиды Губенского и Рябиновского массивов [25], соответствуют внутриплитным разностям.

Породы дайки содержат более низкие концентрации P_2O_5 и имеют одинаковый характер распределения F и Cl в апатитах с породами Губенского массива [3, 25, 32], а именно, предельно низкие концентрации хлора 0–0.03% и весьма значительные – фтора. Так, концентрации фтора в апатитах из гранитоидов дайки составляют 1.94–3.35%, а в Губенском массиве – 2.13–2.86%. В Рябиновском массиве в апатитах значительно выше содержания Cl (0.36–0.62%) и ниже – F (1.34–1.87%). Характер распределения галогенов в амфиболах дайки, наоборот, делает их более похожими на граниты Рябиновского массива [3].

Таблица 1. Химический состав гранитоидов Медведевского массива

Обр.	кс-735	кс-736		кс-735	кс-736		кс-735	кс-736		кс-735	кс-736		кс-735	кс-736
SiO_2^*	69.88	74.34	Li	11.210	1.296	Se	0.790	0.803	Cs	1.298	0.043	Er	5.027	4.911
TiO_2	0.47	0.35	Be	4.964	3.164	Rb	14.037	12.164	Ba	566.389	657.784	Tm	0.713	0.744
Al_2O_3	12.83	12.89	Sc	6.412	6.425	Sr	137.878	59.756	La	45.248	58.064	Yb	4.602	4.939
$\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{сум}}$	7.89	3.57	V	3.726	4.665	Y	45.332	44.528	Ce	74.567	97.307	Lu	0.677	0.761
MnO	0.11	0.09	Cr	1.786	4.725	Zr	59.059	116.047	Pr	12.108	14.595	Hf	2.124	4.269
MgO	0.96	0.74	Co	3.510	2.532	Nb	43.220	55.009	Nd	50.039	58.476	Ta	2.208	2.890
CaO	2.30	2.25	Ni	0.986	3.235	Mo	0.227	0.108	Sm	10.050	10.646	W	0.139	0.090
Na_2O	2.78	2.92	Cu	8.485	9.241	Pd	1.171	2.093	Eu	3.446	3.475	Tl	0.109	0.067
K_2O	1.40	2.42	Zn	46.209	20.735	Ag	0.635	0.793	Gd	8.577	8.479	Pb	2.859	4.162
P_2O_5	0.07	0.05	Ga	22.524	20.517	Cd	0.015	0.040	Tb	1.318	1.308	Bi	0.013	0.001
П.П.П.	0.40	0.30	Ge	1.214	1.062	Sn	2.270	1.989	Dy	9.074	8.643	Th	4.928	6.656
Сумма	99.09	99.93	As	0.582	0.770	Sb	0.041	0.040	Ho	1.781	1.728	U	1.367	1.347

Примечание. * – силикатный анализ (мас. %) выполнен на CPM-18, П.П.П. получены термогравиметрическим методом, Na_2O (мас. %) и микроэлементы (г/т) – по данным ICP-MS анализа выполненного на ELAN-9000 в Лаборатории физических и химических методов исследования ИГТ УрО РАН.

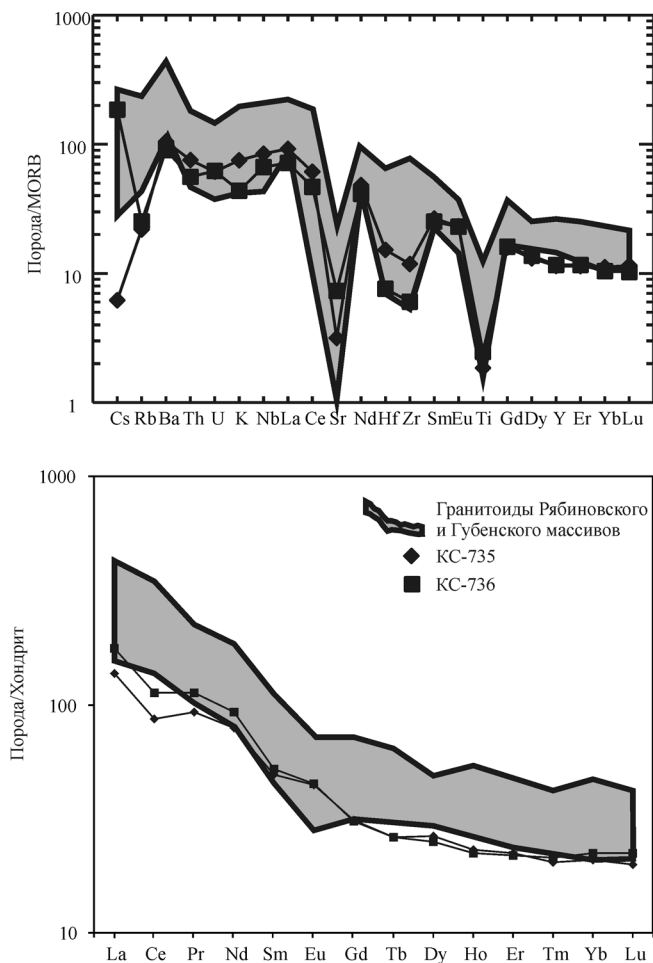


Рис. 2. Распределение литофильных редких и РЗЭ в гранитоидах Медведевского массива.

Концентрации хлора в амфиболах гранитной дайки составляют 0.19–0.60%, в амфиболах Рябиновского массива – 0.11–0.52%. Содержания фтора – 0.15–0.74 и 0.02–0.23%, соответственно. В амфиболе Губенского массива Cl практически отсутствует (0.00–0.03%), а содержание F составляет 0.33–2.18%. Такой неоднозначный характер распределения галогенов в апатите и в амфиболе гранитной дайки свидетельствует о том, что она по составу и фациальной принадлежности является промежуточным звеном в составе магматической фациальной гранитной серии, характерной именно для зон глубинных разломов, в которой Губенский гранитный массив – это ее глубинная абиссальная часть, а Рябиновский, соответственно, – малоглубинная гипабиссальная.

РЕЗУЛЬТАТЫ U-Pb ДАТИРОВАНИЯ ЦИРКОНА ИЗ ПОЗДНЕЙ ГРАНИТНОЙ ДАЙКИ МЕДВЕДЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Зерна циркона, выделенные из исследованной гранитной дайки Медведевского месторождения

(проба кс-736), представляют собой идиоморфные кристаллы бледно-коричневого цвета, дипирамидально-призматического облика. Длина отдельных кристаллов достигает 500 мкм. Среднее соотношение длины к ширине – 2.5 : 1, реже встречаются длиннопризматические индивиды с соотношением 4 : 1. На катодолюминесцентных снимках проявляется четкая тонкоритмичная ростовая зональность и секториальность в виде песочных часов (рис. 3). В большинстве случаев темные секториальные участки расположены по зонам роста граней призмы, а светлые – по зонам роста дипирамид и пинакоида. Обращает на себя внимание обилие не люминесцирующих (на фоне матрицы циркона) включений округлого и неправильного облика. На рис. 4 видно, что в большинстве случаев, включения являются кристаллами фторапатита, что подтверждено микрозондовыми анализами.

Методом ICP-MS был выполнен анализ микроэлементного состава циркона из растворенной его навески (табл. 2). Этот анализ показал наличие в составе циркона высоких содержаний Ti, а также Fe, Hf, Al, Y, P, Ce. Для выяснения природы высоких концентраций титана методом LA-ICP-MS выполнен анализ распределения титана во вскрытых шлифованных зернах циркона. Установлено, что титан входит в структуру циркона, а не содержится в виде минеральных включений. Такое обогащение циркона, по-видимому, связано с высокой концентрацией титана непосредственно в самом гранитном расплаве. По содержанию некоторых элементов (Lu, Hf, Y, U и др.) цирконы дайки относятся к гранитному типу [35]. Микроэлементный состав исследованного циркона, характеристика его морфологии и внутренней структуры несомненно указывают на его магматический генезис.

U-Pb возраст цирконов из данной гранитной дайки определен на вторично-ионном масс-спектрометре SHRIMP-II в ЦНИИ ВСЕГЕИ по известной методике [38]. Результаты анализа приведены в табл. 3. Они свидетельствуют о том, что отдельные участки зерен циркона существенно обогащены U и Th (до 580 и 696 г/т, соответственно) на фоне более характерных для цирконов этой дайки низких содержаний U – 47–82 г/т и Th – 22–81 г/т. При этом обогащенные радиоактивными элементами участки образуются как во внутренних (или центральных) зонах кристаллов циркона (точки анализов 4.1, 3.1), так и в краевых (6.1). Корреляции возрастных значений с содержаниями U и Th не наблюдается. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ значения возраста по отдельным кристаллам и их зонам варьируют от 1379 до 1321 млн. лет, с ошибкой 29–35 млн. лет. На диаграмме $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ – $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ (рис. 5) эллипсы возрастных значений образуют достаточно компактную группу с конкордантным возрастом 1353 ± 16 млн. лет, при относительно высокой вероятности конкордантности (0.96) и СКВО = 0.0024.

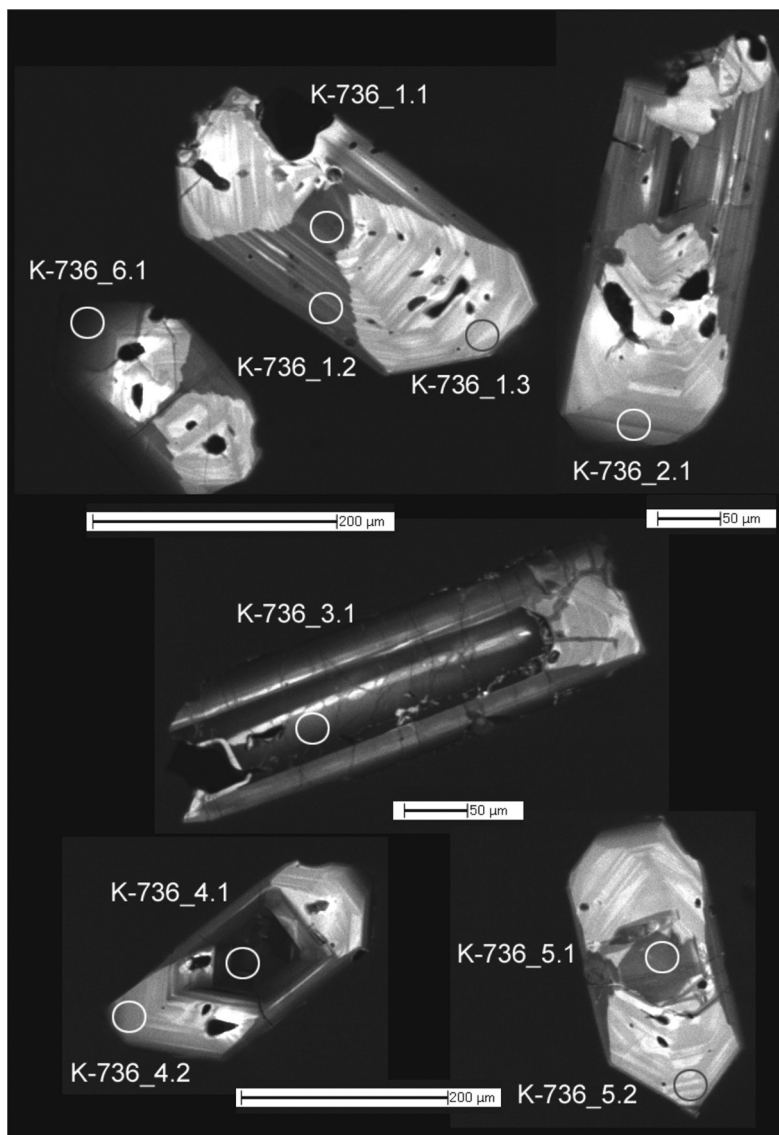


Рис. 3. Катодолюминесцентные изображения исследованных зерен циркона с точками анализа.

В целом, можно отметить, что центральные зоны кристаллов циркона датируются более древними значениями возраста (до 1370 млн. лет) относительно их кайм, где возрастные значения снижаются до 1340–1320 млн. лет (точки анализов 1.1 и 1.2, 4.1 и 4.2, 5.1 и 5.2).

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты данного исследования дают возможность ответить на вопрос о верхнем возрастном рубеже формирования рудоносных интрузий кусинско-копанского комплекса с их богатейшими по запасам ильменитовыми месторождениями, а также определить возрастной интервал формирования массивов и месторождений. Полученные данные позволяют впервые определить и время формирования ми-

неральных копей, связанных с ксенолитами вмещающих карбонатных пород, по которым развиваются скарновые и другие более поздние минеральные ассоциации. В частности, представляется возможным определить возраст одного из самых ранних этапов формирования Прасковье-Евгеньевской минеральной копи [31].

Данные U-Pb датирования циркона из поздней гранитной дайки Медведевского месторождения, породы которой являются, по-видимому, также поздними кремнекислыми дифференциатами исходной базитовой магмы, позволяют определить время завершения процесса становления всей рудно-магматической системы, формирующей массивы и месторождения кусинско-копанского интрузивно-го комплекса – 1353 ± 16 млн. лет. Полученному значению близок возраст формирования гранат-хлорит-амфиболовых пород из метасоматического ореола

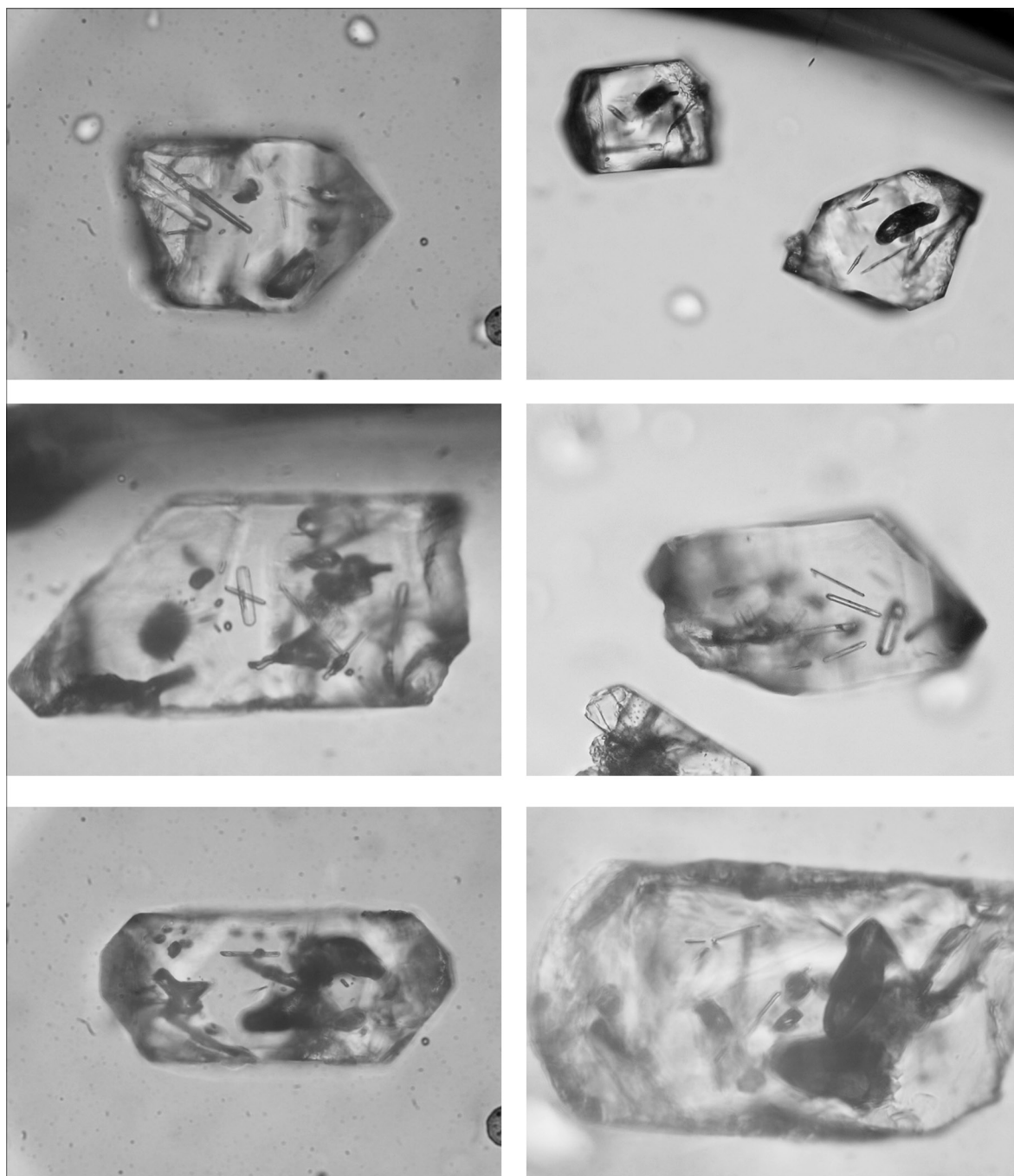


Рис. 4. Микроморфологические особенности кристаллов циркона.

Проходящий свет, иммерсионная жидкость. Поле зрения 25–65 мкм. Пояснения в тексте.

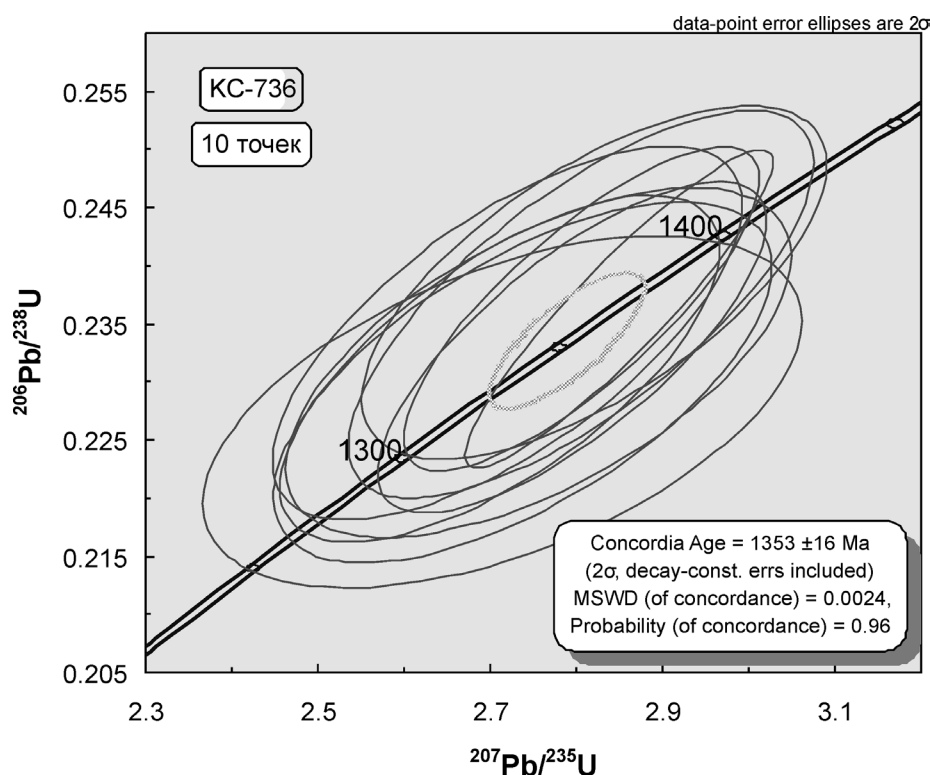
вокруг крупной пластообразной рудной залежи Кусинского месторождения, полученный Sm-Nd методом и составляющий 1368 млн. лет.

Кроме того, полученное значение верхнего возрастного рубежа свидетельствует также о том, что рудоносные габброидные, а также гранитоидные интрузии кусинско-копанского комплекса, особенно в его более глубокой северной части (Кусинский и Медве-

девский массивы), формировались в течение довольно длительного промежутка времени, т.е. около 40–50 млн. лет. Это определяется тем, что нижняя возрастная граница формирования массивов и месторождений кусинско-копанского интрузивного комплекса в настоящее время установлена достаточно надежно и датируется сходящимися возрастными значениями на уровне 1385–1390 млн. лет [12, 24, 27].

Таблица 2. Элементы-примеси в цирконах из гранитоидной дайки (г/т)

элемент	содержание	элемент	содержание	элемент	содержание	элемент	содержание
Li	3.36	Ni	2.35	Cd	1.37	Dy	140.39
Be	1.97	Cu	13.04	Sn	6.05	Ho	43.69
Na	388.67	Zn	28.55	Sb	1.81	Er	190.82
Mg	241.76	Ga	2.94	Te	0.34	Tm	36.87
Al	2294.,75	Ge	0.63	Ba	16.79	Yb	305.05
P	864.85	As	18.21	La	63.47	Lu	59.67
Sc	68.13	Se	8.91	Ce	452.34	Hf	5020.79
Ti	11804.93	Rb	0.85	Pr	28.11	Ta	21.58
V	42.88	Sr	16.32	Nd	141.99	W	6.29
Cr	37.14	Y	987.59	Sm	50.55	Tl	591.30
Mn	58.91	Nb	206.49	Eu	9.65	Pb	13.29
Fe	2719.41	Mo	0.14	Gd	74.17	Th	85.03
Co	0.92	Ag	37.42	Tb	15.78	U	147.63

**Рис. 5.** Диаграмма $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ – $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$ с конкордией для цирконов из поздней гранитной дайки Медведевского массива (проба KC-736).

Полученная цифра возраста (1353 ± 16 млн. лет) важна, в целом, и для выяснения истории магматизма и особенностей минерогенеза всего Башкирского мегантиклинория, поскольку она совпадает с заключительным этапом развития Бердяушского плутона гранитов-рапакиви [19], а также со связанными с его становлением метасоматическими преобразованиями в карбонатных отложениях саткинской свиты нижнего рифея, что в конечном итоге привело к образованию здесь месторождений магнезитов и фосфоритов (1350 и 1340 млн. лет, соответственно) [13].

Работами А.Б. Кузнецова с соавторами [13] определен возраст (1550 ± 30 млн. лет) диагенеза осадков саткинской свиты нижнего рифея. Массивы кусинско-копанского комплекса контактируют на западе с карбонатными толщами этой свиты, скарнируют их, а также содержат их преобразованные ксенолиты. Поэтому возраст массивов данного комплекса, в том числе и Медведевского, не может быть древнее возраста вмещающих их пород и по геологическим данным полностью соответствует изотопным датировкам.

Кроме того, по последним изотопно-геохимическим данным, становление массивов и месторождений кусинско-копанского интрузивного комплекса происходило одновременно с формированием коматитической интрузивным породам контрастной машакской базальт-риолитовой серии. По данным СА-ID-TIMS метода U-Pb возраст цирконов из метабазальтов и риолитов машакской серии также составляет 1380–1385 млн. лет [18]. В это же время происходил и интенсивный силло-дайковый магматизм, охарактеризованный в [1, 9, 26 и др.]. Однако, в настоящее время имеются достоверные определения изотопного возраста только для Главной дайки Бакальского рудного поля, который также составляет по данным U-Pb датирования бадделеита 1385.3 ± 1.4 млн. лет [36].

По химическому составу габброиды кусинско-копанского комплекса, как и большая часть субмеридиональных базитовых даек в массивах этого комплекса, а также, как и некоторые типы даек в самостоятельных дайковых роях, близки метабазальтам кувашской и машакской свит. Это подтверждает принадлежность всех этих пород к единой среднерифейской (1380–1390 млн. лет) рифтогенной вулканоплутонической ассоциации, о наличии которой здесь ранее писали [1, 7, 16 и др.], а С.Г. Ковалев [8] дал характеристику роли позднедокембрийского рифтогенеза в истории развития западного склона Южного Урала. Характерной геохимической особенностью этой ассоциации, на фоне резко повышенных содержаний в породах Fe, Ti и V и других сидерофильных элементов, является ее резкая обедненность калием, что позволяет искать аналогии с геодинамическими обстановками современных континентальных рифтовых систем, особенно с теми из них, которые предшествуют раскрытию спрединговых структур типа Красного моря. По геохимическим данным кувашские метабазальты, например, наиболее близки к породам стратойдной серии Афара [26, 29]. Вместе с тем, отрицательные значения ϵ_{Nd} для габбро-норитов (–2.4) и массивных магнетит-ильменитовых руд (–1.1) Кусинского месторождения, как и первичное повышенное отношение изотопов Sr для габбро-норитов Копанского массива, гранитов Рябиновского и Губенского массивов (0.7052) [27, 29], свидетельствуют о том, что исходный для данной ассоциации мантийный магматический источник в начале среднего рифея был практически не деплетирован и даже обогащен высокзарядными литофильными элементами.

К среднерифейскому этапу интрузивного магматизма (1410–1360 млн. лет) относится и Бердяшский массив габброидов и гранитов-рапакиви с дайками и небольшими интрузивными телами нефелиновых сиенитов (900–800 млн. лет), пересекающими породы этого массива. По [11] прямым источником габброидов в этом массиве был

также мантийный материал, обогащенный высокзарядными литофильными элементами.

Авторы выражают благодарность доктору геол.-мин. наук В.А. Попову (ИМин УрО РАН) и канд. геол.-мин. наук Н.С. Бородине (ИГТ УрО РАН) за помощь в работе.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы Президиума РАН № 27 (проект 12-П-5-2015) и программы УрО РАН (проект 12-С-5-1022).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.А. Рифейско-вендский магматизм западного склона Южного Урала. М.: Наука, 1984. 136 с.
2. Алексеев А.А., Алексеева Г.В., Ковалев С.Г. Расслоенные интрузии Западного склона Урала. Уфа: Гилем, 2000. 188 с.
3. Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В. Особенности распределения галогенов в гранитах Рябиновского и Губенского массивов (Южный Урал) // Эндогенное оруденение в подвижных поясах. XIII Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2007. С. 196–199.
4. Бочарникова Т.Д., Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Состав и источники флюидов в скарнах минеральных копей кусинско-копанского интрузивного комплекса (Южный Урал) // Литосфера. 2011. № 5. С. 124–130.
5. Виноградская Г.М. Генезис гранитоидов Златоустовского района на Урале // Минералогический сборник. № 3. Тр. ВСЕГЕИ. Т. 96. 1963. С. 34–64.
6. Карпова О.В. Титаномагнетитовые руды Южного Урала. М.: Наука, 1974. 150 с.
7. Карстен Л.А., Иванов К.С., Маслов А.В. и др. Природа машакской вулканогенно-осадочной ассоциации Башкирского антиклинория: новые геохимические данные // Рифей северной Евразии. Геология. Общие проблемы стратиграфии. Екатеринбург: УрО РАН, 1997. С. 155–165.
8. Ковалев С.Г. Позднедокембрийский рифтогенез в истории развития западного склона Южного Урала // Геотектоника. 2008. № 2. С. 68–79.
9. Ковалев С.Г. Новые данные по геохимии диабаз-пикритового магматизма западного склона Южного Урала и условия его формирования // Литосфера. 2011. № 2. С. 68–83.
10. Краснобаев А.А., Бородин Н.С. Геохимические особенности, генезис и возрастная корреляция рифейских гранитоидов и липаритовых порфиров Златоустовского района (Южный Урал) // Вопросы петрологии гранитоидов Урала. Свердловск: УФАИ СССР, 1970. С. 124–153.
11. Краснобаев А.А., Попов В.С., Беляцкий Б.В. Хронологические и генетические соотношения интрузивных пород Бердяшского плутона (Южный Урал) в свете новых U-Pb и Sm-Nd изотопных данных // Записки РМО. 2011. Ч. СХХХХ, № 2. С. 59–74.
12. Краснобаев А.А., Ферштатер Г.Б., Беа Ф., Монтеро П. Цирконовый возраст габбро и гранитоидов кусинско-копанского комплекса (Южный Урал) //

- Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 300–303.
13. Кузнецов А.Б., Овчинникова Г.В., Семихатов М.А. и др. Sr изотопная характеристика и Pb-Pb возраст карбонатных пород саткинской свиты, нижнерифейская бурзянская серия Южного Урала // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2008. Т. 16, № 2. С. 16–34.
 14. Малышев И.И., Пантелеев П.Г., Пэк А.В. Титаномагнетитовые месторождения Урала. Л.: Изд-во АН СССР. 1934. 272 с.
 15. Мясников В.С. Некоторые особенности месторождений титаномагнетитовых руд Южного Урала и проявления в них метаморфизма // Геология рудных месторождений. 1959. № 2. С. 49–62.
 16. Парначев В.П., Ротарь А.Ф., Ротарь З.М. Среднерифейская вулканогенно-осадочная ассоциация Башкирского мегаантиклинория (Южный Урал). Свердловск: УНЦ АН СССР, 1986. 208 с.
 17. Прибавкин С.В., Бородин Н.С., Ферштатер Г.Б. и др. Околорудные высокобарические минеральные ассоциации в Кусинском габбровом массиве (Южный Урал) // Докл. АН. 2003. Т. 391, № 1. С. 95–98.
 18. Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Шмитц М. и др. Новые U-Pb датировки вулканитов мапашской свиты рифея Южного Урала и их сравнительная оценка // Геологический сборник № 8. Инф. мат-лы ИГ УНЦ РАН. Уфа, 2009. С. 3–14.
 19. Ронкин Ю.Л., Маслов А.В., Матуков Д.И. и др. Бердяшский массив: 1350 ± 10 млн. л. или древнее? // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 310–314.
 20. Ферштатер Г.Б. Петрология главных интрузивных ассоциаций. М.: Наука, 1987. 232 с.
 21. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Бородин Н.С. Условия формирования и генезис рифейских ильменит-титаномагнетитовых месторождений Урала // Геология рудных месторождений. 2001. Т. 43, № 2. С. 112–128.
 22. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Прибавкин С.В. и др. Рифтогенный магматизм и железоруденение Южного Урала // Геология рудных месторождений. 2005. Т. 47, № 5. С. 421–443.
 23. Холоднов В.В., Бородин Н.С., Прибавкин С.В. Геологическое строение и состав южной части Губенского гранитного массива // Ежегодник-2006. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. С. 144–149.
 24. Холоднов В.В., Ронкин Ю.Л., Ферштатер Г.Б. и др. Новые Sm-Nd изотопные данные о возрасте Кусинского габбрового массива (Южный Урал) // Ежегодник-2005. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2006. С. 331–334.
 25. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. и др. Гранитоидный магматизм зоны сочленения Урала и Восточно-Европейской платформы // Литосфера. 2006. № 3. С. 3–27.
 26. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С., Прибавкин С.В. Геохимическая типизация среднерифейских диабазовых даек зоны Зюраткульского глубинного разлома (Башкирский антиклинорий, Ю. Урал) // Ежегодник-2004. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. С. 225–232.
 27. Холоднов В.В., Ферштатер Г.Б., Ронкин Ю.Л. и др. Sm-Nd, Rb-Sr возраст габброидов, гранитоидов и титаномагнетитовых руд из расслоенных интрузий Кусинско-Копанского комплекса (Южный Урал) // Докл. АН. 2010. Т. 432, № 5. С. 650–654.
 28. Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Изотопно-геохимическая (Sm-Nd, Rb-Sr) и металлогеническая эволюция Уральской складчатой системы // Изотопные системы и время геологических процессов. Мат-лы IV Российской конференции по изотопной геохронологии. Т. 2. СПб: ИП Каталина, 2009. С. 235–238.
 29. Холоднов В.В., Шагалов Е.С. Среднерифейская рифтогенная вулканоплутоническая ассоциация Башкирского мегаантиклинория: состав, геохимическая и палеогеодинамическая эволюция, магматические источники, минерогения // Вулканизм и геодинамика: мат-лы V Всерос. симпозиума по вулканологии и палеовулканологии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 180–184.
 30. Шабалин Л.И. Титаномагнетитовые месторождения (геология, генезис, перспективы промышленного использования). Новосибирск: СНИИГГиМС, 2010. 174 с.
 31. Шагалов Е.С., Холоднов В.В. Многостадийное скарнообразование на Прасковье-Евгеньевской копи (Шимширские горы, Ю. Урал) // Петрогенезис и рудообразование. XIV Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 125–127.
 32. Шагалов Е.С., Холоднов В.В., Главатских С.П. и др. Акцессорные минералы гранитоидной дайки в Медведевском габбровом массиве (Кусинско-Копанская группа массивов, Южный Урал): предварительные данные // Уральская минералогическая школа-2011. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 184–189.
 33. Шарков Е.В. Формирование расслоенных интрузивов и связанного с ними оруденения. М.: Научный мир, 2006. 368 с.
 34. Штейнберг Д.С., Кравцова Л.И., Варлаков А.С. Основные черты геологического строения Кусинской габбровой интрузии и залегающих в ней рудных месторождений // Тр. Горно-геол. ин-та УФА АН СССР. Вып. 40. 1959. С. 13–40.
 35. Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I. Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 602–622.
 36. Ernst R.E., Pease V., Puchkov V.N. et al. Geochemical characterization of Precambrian magmatic suites of the Southeastern margin of the East European Craton, Southern Urals, Russia. Ufa: Institute of Geology, Ufa Science Centre of RAS, 2006. 53 p.
 37. Pearce J.A., Harris N.B.W., Tindle A.G. Trace Element Discrimination Diagrams for the Tectonic Interpretation of Granitic Rocks // J. Petrol. 1984. V. 25, Is. 4. P. 956–983.
 38. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by ion microprobe // Applications in microanalytical techniques to understanding mineralizing processes. Reviews in Econ. Geol. 1998. V. 7. P. 1–35.

Рецензент А.М. Косарев

Upper age limit of Kusinsko-Kopansky ore-bearing intrusions: U-Pb dating of zircon from Medvedevsky deposit late granites (South Ural)

V. V. Holodnov, E. S. Shagalov, T. D. Bocharnikova

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

A great attention to the isotopic dating of rocks and ores from South Urals Kusinsko-Kopansky intrusion complex which is one of the important material complexes of Ryphean stratotype is being paid recently. The Kusinsko-Kopansky deposits are classified as the largest in Russia by total reserves of ilmenite ores and very commercial for titan raw material processing. The zircon U-Pb dating of late granite dyke from Medvedevskoe deposit is devoted this paper. Obtained data allowed answering the question about upper age limit (1353 ± 16 Ma) of ore-bearing intrusions of Kusinsko-Kopansky complex as well as the age interval (1390–1350 Ma) of its massifs. The possibility of age determination of the provenance of some well-known South Ural's semi-precious stone mines related to xenolites of metasomatically converted carbonate rocks (dolomites) of Lower Ryphean Satka suite, in particular, the initial age of formation of Praskovie-Evgenievskaya mine as a part of Medvedevsky massif and its deposits is now appeared.

Key words: *Kusinsko-Kopansky intrusion complex, deposit, U-Pb dating of zircon, granite dyke.*