

U-Pb ВОЗРАСТ ЦИРКОНОВ ИЗ РУДОНОСНЫХ ГРАНИТОИДОВ МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА

© 2011 г. А. И. Грабежев, Ю. Л. Ронкин

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

Поступила в редакцию 20.05.2010 г.

Медно-порфировые рудно-магматические системы “диоритовой” модели распространены во всех вулканогенных мегазонах Урала. Рудоносные гранитоиды представлены преимущественно кварцевыми диоритами островодужного геохимического типа. U-Pb SHRIMP-II датирование цирконов из диоритов подтверждает, в основном, геологические данные об омоложении рудоносных систем по латерали с запада на восток от (S₂)–D₁₋₂ в Тагило-Магнитогорской мегазоне до D₃²–C₁¹ в восточной части Восточно-Уральской мегазоны и C₂ (К-Аг метод) в самой восточной части разреза (Валерьяновской мегазоне). Некоторое исключение представляют объекты западной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны (Увельская зона). Здесь для циркона из диоритов Северо-Томинского месторождения установлен S₂ возраст. Кварцевые диориты этого месторождения отличаются от остальных изученных объектов более высокими значениями (εNd)_t в диоритах (6.7–9.4) и низкими содержаниями U, Th. Для цирконов всех месторождений неплохо выражена прямая линейная зависимость между U и Th, хотя единичные анализы с наиболее высокими содержаниями U заметно от нее отклоняются. Большая часть кристаллов циркона из диоритов Магнитогорской мегазоны содержит гораздо больше U и Th, чем из диоритов Восточно-Уральской мегазоны. Изотопные и петрогеохимические данные могут свидетельствовать об однородном нижнекоровом–верхнемантийном метабазитовом источнике диоритоидов в латеральном разрезе всего восточного склона Южного Урала, смещающимся во времени на восток. На данном этапе исследований можно считать, что эндогенные крупные промышленные месторождения связаны с порфировым диоритовым магматизмом D₃²–C₁¹ и D₁₋₂ возраста, а промышленные коры выветривания – с гипергенным преобразованием минерализованных диоритов S₂ и D₁₋₂ возраста.

Ключевые слова: U-Pb SHRIMP-II датирование, Cu-порфировые системы, циркон, диориты, Урал.

ВВЕДЕНИЕ

Изучение возраста медно-порфировых объектов Урала представляет значительный интерес не только в связи с их промышленной ценностью и необходимостью разработки критериев прогнозирования новых объектов. Анализ временной эволюции рудоносного существенно кварц–диоритового слабо дифференцированного магматизма может быть весьма полезным для дальнейшего совершенствования представлений о геодинамическом развитии Урала. В этом плане исключительно важно то, что рудоносные гранитоиды наблюдаются во всех вулканогенных мегазонах Урала, имеют широкий возрастной интервал формирования (от S₂ до C₂) при однородном диоритоидном составе, который отвечает островодужному геохимическому типу. До настоящего времени возраст рудоносных массивов определялся, преимущественно, на основе геологического картирования. Имеются также многочисленные К-Аг определения, которые в слюдах обычно фиксируют возраст метаморфических преобразований. Амфиболы могут давать искаженный возраст, вследствие частого наличия избыточного ар-

гона. Rb-Sr и Sm-Nd датирование также пока имеет ограниченное значение вследствие значительного метасоматического преобразования гранитоидов. Поэтому наиболее целесообразно использование U-Pb SHRIMP-II метода определения возраста по цирконам из диоритов, что и предпринято в настоящей статье. Вместе с тем, авторы отдают себе отчет в том, что настоящая работа представляет собой первую попытку U-Pb изотопного датирования порфировых систем, которое должно быть продолжено по мере появления нового, минимально гидротермально измененного, каменного (обычно ядерного) материала.

ОБЩИЕ СВЕДЕНИЯ

О РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ

Определения возраста выполнены для рудоносных гранитоидов наиболее крупных уральских медно-порфировых месторождений и рудопроявлений. Географическая привязка месторождений и их детальная геологическая характеристика даны в [4, 5, 7], а также в ряде других обобщающих работ [9, 11, 14–16, 18, 21, 26 и др.]. В этих

сводках цитируется весь объем литературы по Cu-порфировой проблеме Урала. Все месторождения находятся в пределах вулканогенных уральских мегазон (рис. 1). Cu-скарново-порфировое Гумешев-

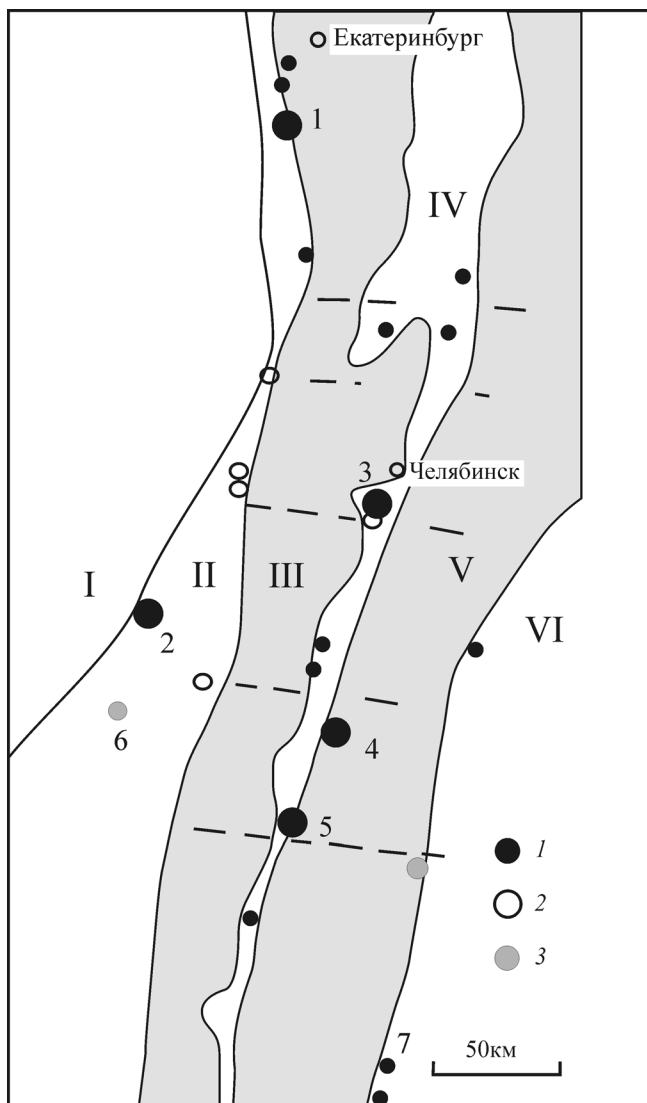


Рис. 1. Схема распространения медно-порфировых месторождений на Среднем и Южном Урале.

I-VI – главные структуры Урала (I, III, V – соответственно, Центрально-Уральская, Восточно-Уральская и Зауральская сиалические мегазоны, II, IV, VI – соответственно, Тагило-Магнитогорская, Восточно-Уральская и Валерьяновская вулканогенные мегазоны).

1-5 – Месторождения, для которых получен U-Pb возраст циркона рудоносных гранитоидов: 1 – Гумешевское, 2 – Вознесенское, 3 – Северо-Томинское, 4 – Тарутинское, 5 – Михеевское; 6 – Верхнеуральское рудопроявление (Rb-Sr возраст гранитоидов); 7 – Бенкалиинское месторождение (K-Ag возраст гранитоидов). Остальные месторождения и рудопроявления (названия приведены в [4]) показаны мелкими знаками. 1-3 – рудный профиль объектов: 1 – Au-(Mo)-Cu-порфировые; 2 – Cu-Au-порфировые; 3 – Cu-Mo-порфировые.

ское месторождение и (Mo)-Cu-порфировое Вознесенское рудопроявление локализованы в пределах Тагило-Магнитогорской вулканогенной мегазоны. Гумешевское рудное поле (г. Полевской) находится на южном выклинивании Тагильской зоны в пределах долгоживущего Серовско-Маукского глубинного разлома, разделяющего вулканогенную и Восточно-Уральскую сиалическую мегазоны. Вознесенское рудопроявление (располагается севернее г. Магнитогорска), приурочено к Вознесенско-Присакмарской структуре древнего заложения (вблизи Главного Уральского глубинного разлома) Магнитогорской зоны. Остальные изученные месторождения локализованы восточнее – в пределах Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны. (Mo)-Cu-порфировое Северо-Томинское месторождение (находится в 20 км юго-западнее г. Челябинска) приурочено к западной границе (Увельская зона) этой мегазоны с Восточно-Уральской сиалической мегазоной. (Mo)-Cu-скарново-порфировое Тарутинское и Au-(Mo)-Cu-порфировое Михеевское месторождения находятся в восточном контакте вулканогенной мегазоны с Зауральской сиалической мегазоной. Месторождения локализованы в протяженной субмеридиональной системе глубинных разломов (Новониколаевско-Тарутинская грабен-синклиналь), разделяющей две вышеуказанные мегаструктуры.

В общем плане, рудно-магматические системы рассматриваемых в статье месторождений, достаточно однотипны. Все они парагенетически связаны с малыми многофазными исключительно плагиогранитоидными интрузиями кварцдиоритового состава при незначительном развитии габброидов, диоритов и плагиогранодиоритов. Содержание K_2O в них обычно не превышает 1.2–1.8 мас. %. Структура гранитоидов сильно варьирует. На Вознесенском, Гумешевском и Северо-Томинском месторождениях абсолютно преобладают неравномернозернистые (часто порфировидные) м/з и м/з-с/з кварцевые диориты, нередко фациально переходящие в порфировые фации. На Михеевском и Тарутинском месторождениях соотношение неравномернозернистых и порфировых гранитоидов примерно одинаково. На этих двух месторождениях преобладают гранитоиды кварц-диоритового состава, однако, часто встречаются и обедненные кремнеземом плагиогранодиориты (64–66 мас. % SiO_2). Последние наиболее характерны для Михеевского месторождения. На всех объектах широко распространены жильные, обычно порфирового облика породы габбродиоритового, диоритового, кварц-диоритового и плагиогранодиоритового составов, а также эруптивные брекчии. Химический и минеральный состав гранитоидов весьма близок. Метасоматически не измененные гранитоиды встречаются крайне редко. Вкрапленники в них представлены,

если они присутствуют, олигоклаз-андезином, амфиболом и, в небольшом количестве, кварцем. Цементирующая масса хорошо раскристаллизована и сложена, как и в равномернозернистых породах, олигоклазом, кварцем (15–25 об. %) и амфиболом (10–15 об. %). Калиевой полевой шпат и биотит встречаются спорадически. Исключением является Вознесенское рудопроявление, в кварцевых диоритах которого нередко наблюдается апоамфиболовый биотит. На Вознесенском рудопроявлении также часто встречаются дорудно-внутрирудные жильные плагиограниты, на других объектах они фиксируются очень редко. Практически повсеместно гранитоиды в той или иной степени метасоматически изменены (пропилитизированы или филлизитизированы и пиритизированы). Плагиоклаз деанортитизирован до альбит-олигоклаза и обычно замещается серицитом, нередко в ассоциации с карбонатом. Первичный амфибол актинолитизирован и (или) частично замещен (карбонат)-хлорит-пирит-серицититовой ассоциацией. Количество пирита составляет 0.6–5 мас. %. На этом фоне выделяются рудные зоны с повышенным содержанием меди. Их описание дано в вышеуказанных работах. В настоящее время наиболее крупными промышленными объектами являются Михеевское, Гумешевское и Северо-Томинское месторождения. В завершение раздела необходимо подчеркнуть, что рудоносные гранитоиды подавляющей части медно-порфириновых объектов Урала и, в том числе, всех перечисленных, можно однозначно отнести, по характеру магматизма, метасоматизма и геологическому положению, к островодужному геохимическому типу. Соответственно, месторождения отвечают “диоритовой” модели медно-порфириновых систем. Впервые наиболее четко это было сформулировано А.И. Кривцовым с коллегами [14, 15] и далее подтверждено нами при последующих, в том числе изотопных, исследованиях [3, 5 и др.].

МЕТОДИКА

Отбор проб весом 2–11 кг для выделения цирконов из диоритов уральских порфириновых месторождений связан с рядом специфических особенностей. Во-первых, порфириновые массивы Урала, как правило, не обнажаются на поверхности (не рассматривая коры выветривания). Поэтому для выделения циркона взяты имеющиеся у нас образцы кварцевых диоритов (59–64 мас. % SiO_2), отобранные из керна скважин. В связи с этим, интервалы отбора проб варьировали от 0.5 до нескольких метров. Во вторых, кварцевые диориты во всех массивах повсеместно в той или иной мере подверглись объемной серицитизации, пропилитизации и пиритизации (что и предопределило использование

для возрастных определений циркона как минерала, наиболее устойчивого к постмагматическим изменениям). И в третьих, кварцевые диориты в отдельных случаях содержали небольшое количество мелких включений габбро-диоритов, диоритов или прожилков плагиогранитов, от которых невозможно полностью избавиться. Поэтому, полученные возраста нельзя считать классически строгими. Однако, других путей получения информации об абсолютном возрасте нет. Вместе с тем, U-Pb возраста в большинстве случаев согласуются с геологическими возрастами и полученными нами для ряда массивов Rb-Sr датировками – эрохронами. На устойчивость U-Pb системы циркона даже при сильном изменении диоритов указывает и приведенные ниже удовлетворительные прямые корреляции между U и Th для большинства проб. Излагается также сопоставление результатов с ранее сделанными K-Ar определениями [5, 7].

Пробы дробились до крупности –0.4...–0.5 мм, затем были промыты и разделены сначала в бромформе, затем в жидкости Клеричи. Кристаллы циркона отбирались под бинокляром из фракции с $d > 3.5 \text{ г/см}^3$. Во всех пробах циркон представлен призматическими кристаллами магматического типа, мало пострадавшими (кроме кристаллов из диоритов Вознесенского месторождения) в процессе дробления. Размер кристаллов обычно составляет (0.04–0.09) на (0.14–0.25) мм при удлинении 1 : 1.2–1 : 1.5 (по данным В.А. Чашухиной). Выбранные индивиды совместно со стандартами 91500 и TEMORA [28, 29] были зафиксированы смолой Ероfix в пределах шайбы диаметром 25 мм, которая шлифовалась абразивом до выведения кристаллов на поверхность. Далее, с помощью сканирующего электронного микроскопа (CamScan MX2500 с катодолюминесцентной системой CLI/QUA2, Bentham), были получены катодолюминесцентные изображения, что позволило выбрать подходящие, с точки зрения методологии U-Pb датирования, координаты точек локального микронного исследования в пределах изучаемых кристаллов цирконов. Подготовленные описанным выше способом, цирконы анализировались с помощью вторично-ионного микрозонда высокого разрешения SHRIMP-II производства фирмы ASI (Австралия) во ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург. Вычисление U-Pb возрастов и соответствующих параметрических величин производилось с помощью программы Isoplot/Ex ver. 3.6 [30]. Приводимые в настоящей работе возраста, рассчитанные одним из авторов, могут на несколько млн. лет отличаться от ранее опубликованных возрастов, рассчитанных аналитиками ВСЕГЕИ. Более подробно методические аспекты изложены в [23]. В стратиграфическом плане полученные возраста интерпретируются в соответствии с возрастами подразделений последней международной геохронологической колонки.

РЕЗУЛЬТАТЫ SHRIMP-II U-Pb ДАТИРОВАНИЯ

Гумешевское месторождение приурочено к зоне западного контакта гипабиссальной дайкообразной малой интрузии кварцдиоритового состава [4]. Гранитоиды повсеместно очень сильно пропицитизированы. Проба мелко-среднезернистого кварцевого диорита, отобранная О.Б. Азовской из карьера, находящегося несколько севернее центрального шахтного ствола, содержит немного мелких включений мелкозернистого диорита и участки слабой скарновой эпидотизации. Амфибол частично актинолитизирован и хлоритизирован. По 10 анализам конкордантный U-Pb возраст циркона составляет 390.0 ± 2.8 млн. лет (СКВО = 0.86, вероятность соответствия конкордантности отвечает 0.35, рис. 2а, табл. 1). Интервал вариаций $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возрастов по отдельным кристаллам отвечает 384–398 млн. лет при низкой степени дискордантности ($-7.1 \dots +2.3$). В первом приближении выделяется две разновидности кристаллов циркона магматического облика, отличающихся по форме, содержанию U, Th и, не существенно, по возрасту. Три кристалла (№ 7, 9, 10) имеют дипирамидальный короткопризматический облик и четко проявленную тонко ритмическую концентрационную зональность (рис. 3, здесь и далее обсуждаются данные катодолюминесценции). Они характеризуются относительно низкими содержаниями U и Th (363–567 и 107–305 г/т, соответственно, рис. 4) и имеют несколько меньший возраст (384–387 млн. лет), по сравнению со второй разновидностью (390–398 млн. лет, исключение составляет кристалл 2 с возрастом 387 млн. лет). Вторая разновидность представлена семью кристаллами длиннопризматической формы, для которых свойственны обычно обломанные (вероятно, при дроблении) вершины и плохо выраженная зональность. Для них свойственно значительно большее содержание U (1305–2999 г/т) и Th (719–3666 г/т) по сравнению с первой разновидностью. Также они характеризуются наличием зависимости погрешности определения $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ (Y) возрастов от содержания урана (X), аппроксимируемой степенной зависимостью $Y = 750.95 \cdot X - 0.4902$ ($R^2 = 0.75$). Обе разновидности цирконов, вероятно, связаны генетически, поскольку на диаграмме U-Th приурочены к идеальному единому линейному тренду (рис. 4а), из которого выпадают только два кристалла (№ 5, 6) с наиболее высокими содержаниями U (2999, 2218 г/т) и Th (3666 и 1991 г/т). Тем не менее, в целом, не фиксируется коррелятивной связи степени величины дискордантности с содержанием урана ($R^2 = 0.021$). Эти два кристалла по форме и зональности не отличаются от остальных. Возможно, цирконы второй разновидности представляют собой продукты быстрой ранней кристаллизации расплава в приконтактных частях Гумешевской дайки, где происходило и эманационное накопление

U и Th. Такой механизм кристаллизации характерен для порфировых интрузий. Дальнейшая медленная кристаллизация диоритов из остаточного расплава, уже частично обедненного U и Th, сопровождалась образованием короткопризматического циркона. При этом, в первичном длинопризматическом цирконе произошло флюидное “стирание” зональности, механизм которого был предложен рядом исследователей [13 и др.]. Впрочем, возможен и другой механизм кристаллизационной эволюции, так как обе разновидности цирконов имеют практически одинаковый возраст. Указанный конкордантный возраст близок к эрохронному Rb-Sr возрасту (393 ± 15 млн. лет, СКВО = 4.9), рассчитанному по четырем фигуративным точкам, соответствующим валовым составам (изотопные анализы приведены в [3]). В целом, пограничный между D_1 и D_2 абсолютный возраст рудоносных гранитоидов не вызывает сомнения, он не противоречит и геологическим данным. К-Аг возраста серицитов из рассланцованных серицит-кварцевых метасоматитов составляют 294–300 млн. лет (3 анализа по материалам С.И. Мошева), явно фиксируя потерю слюдами аргона при главной общеуральской коллизии. Необходимо также отметить широкое распространение на месторождении низкотемпературного процесса, приводящего к перекристаллизации первичных флюидных включений в минералах и образованию многочисленных точечных вторичных флюидных включений (так называемая, мнимая пелитизация, по Д.С. Коржинскому [17]). Этот процесс, вероятно, надо параллелизовать с образованием зоны вторичного сульфидного обогащения, содержащей крупные тела малахита. По-видимому, мощная линейная зона окисления сформировалась в триасе. Столь длительная история формирования современного облика месторождения обусловлена приуроченностью месторождения к долгоживущему Серовско-Маукскому глубинному разлому.

Вознесенское месторождение находится в северо-восточной части одноименного массива [8 и др.]. В районе месторождения массив сложен порфировидными мелко-среднезернистыми диоритами и кварцевыми диоритами, которые пересекаются дорудными-внутрирудными жилами и прожилками диоритовых порфиритов, плагиогранитов, плагиолейкогранитов. Гранитоиды повсеместно заметно серицитизированы, хлоритизированы и пренитизированы. Проба для выделения циркона состоит из образцов, взятых в инт. 141–150 м скв. № 1 и представлена измененным кварцевым диоритом, содержащим редкие прожилки плагиогранита. У всех зерен циркона, кроме одного, вершины обломаны, по-видимому, в процессе дробления. Зерна обычно имеют полисинтетическую зональность, гораздо реже нечетко проявлена грубая концентрическая зональность (рис. 5а). На графике с конкордией U-Pb SHRIMP-II данные по 10 кратерам представ-

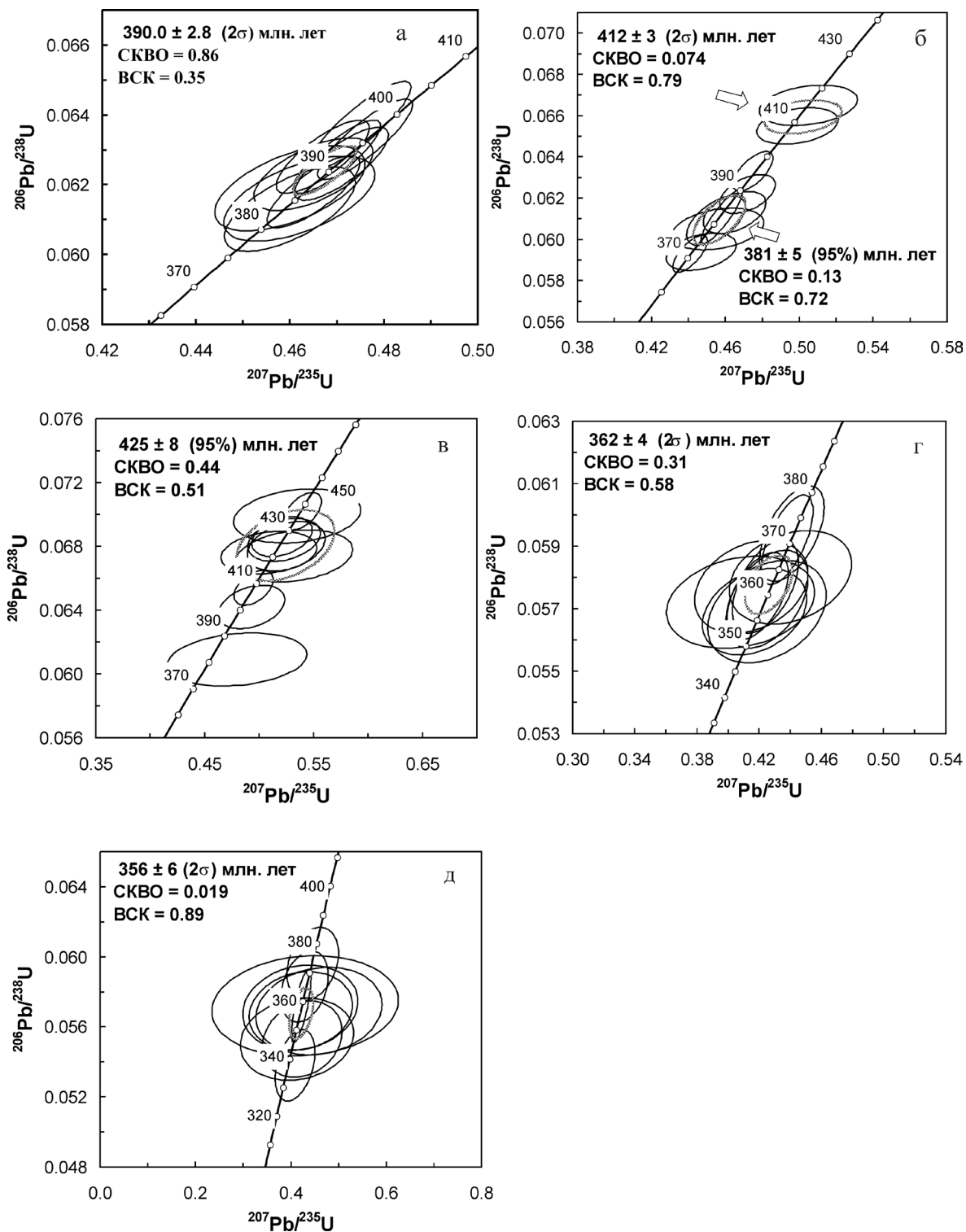


Рис. 2. Диаграммы с конкордией для цирконов из кварцевых диоритов медно-порфировых объектов.

а–д – гранитоиды: а – мелко-среднезернистый пропилитизированный кварцевый диорит, Гумешевское месторождение; б – мелко-среднезернистый серицитизированный кварцевый диорит, Вознесенское рудопоявление; в – мелкозернистый сильно серицитизированный кварцевый диорит (до серицит-кварцевого метасоматита), Северо-Томинское месторождение; г – порфиридный плаггиогранодиорит-плаггиогранодиорит-порфир серицитизированный, Гарутинское месторождение; д – порфиридный кварцевый диорит-базокварцевый диоритовый порфирит серицитизированный и хлоритизированный, Михеевское месторождение.

Размеры эллипсов соответствуют $\pm 1\sigma$ погрешностям, СКВО – средний квадрат взвешенных отклонений, ВСК – вероятность соответствия конкордантности.

Таблица. 1. U-Pb SHRIMP-II данные для цирконов из кварцевых диоритов

Крис-талл, кратер	²⁰⁶ Pb _c , %	U, ppm	Th, ppm	²⁰⁶ Pb*, ppm	²³² Th/ ²³⁸ U	²⁰⁶ Pb	²⁰⁷ Pb	D, %	²⁰⁷ Pb*/ ²⁰⁶ Pb	±%	²⁰⁷ Pb*	±%	²⁰⁶ Pb*	±%	Rho
						млн. лет	млн. лет				²³⁵ U		²³⁸ U		
Гумешевское месторождение															
1.1	0.05	2073	1249	111	0.62	391 ± 4	396	+1.3	0.0546	±0.8	0.471	±1.4	0.0626	±1.1	0.79
2.1	0.03	1875	1139	99.6	0.63	387 ± 4	396	+2.3	0.0546	±0.8	0.465	±1.4	0.0618	±1.1	0.79
3.1	–	1305	719	70.9	0.57	396 ± 4	392	+1.0	0.0545	±0.9	0.476	±1.4	0.0633	±1.2	0.86
4.1	0.07	1555	964	83.9	0.64	393 ± 4	367	-7.1	0.0539	±0.9	0.467	±1.4	0.0628	±1.1	0.79
5.1	0.02	2999	3666	162	1.26	393 ± 4	384	-2.3	0.0543	±0.6	0.470	±1.3	0.0628	±1.1	0.85
6.1	0.03	2218	1991	119	0.93	390 ± 4	375	-4.0	0.0541	±1.3	0.465	±1.8	0.0623	±1.1	0.61
7.1	0.06	363	107	19.3	0.30	387 ± 5	367	-5.4	0.0539	±1.9	0.460	±2.3	0.0619	±1.3	0.57
8.1	0.01	2260	1391	124	0.64	398 ± 5	375	-6.1	0.0541	±0.7	0.475	±1.5	0.0637	±1.3	0.87
9.1	0.08	567	305	29.8	0.55	384 ± 5	388	+1.0	0.0544	±1.6	0.460	±2.0	0.0613	±1.3	0.65
10.1	0.06	384	163	20.3	0.44	385 ± 5	388	+0.8	0.0544	±1.9	0.462	±2.3	0.0616	±1.3	0.57
Вознесенское месторождение															
1.1	0.14	1600	685	83.8	0.44	381 ± 5	379	-0.5	0.0542	±1.9	0.455	±2.3	0.0609	±1.3	0.57
2.1	0.18	1341	464	71.8	0.36	389 ± 4	412	5.6	0.0550	±1.9	0.472	±2.1	0.0622	±1.0	0.48
3.1	0.52	503	212	26.3	0.43	379 ± 4	400	5.3	0.0547	±3.4	0.456	±3.6	0.0605	±1.1	0.31
4.1	0.12	2259	744	115	0.34	371 ± 4	367	-1.1	0.0539	±1.0	0.441	±1.4	0.0593	±1.0	0.71
5.1	0.62	1087	554	55.9	0.53	372 ± 4	396	6.1	0.0546	±2.7	0.447	±2.8	0.0594	±1.0	0.36
6.1	0.36	597	222	33.8	0.38	409 ± 4	424	3.5	0.0553	±3.5	0.499	±3.6	0.0655	±1.1	0.31
6.2	0.40	234	51.0	13.4	0.22	415 ± 5	416	0.2	0.0551	±4.1	0.505	±4.3	0.0665	±1.2	0.28
7.1	0.04	1087	381	59.1	0.36	396 ± 4	388	-2.1	0.0544	±1.2	0.475	±1.5	0.0633	±1.0	0.67
8.1	0.22	545	150	28.8	0.28	384 ± 4	412	6.8	0.0550	±2.2	0.465	±2.4	0.0613	±1.1	0.46
8.2	–	2688	161	141	0.62	382 ± 5	388	1.5	0.0544	±0.8	0.458	±1.6	0.0611	±1.4	0.88
Северо-Томинское месторождение															
1.1	0.32	172	130	9.5	0.79	401 ± 5	440	8.9	0.0557	±3.8	0.493	±4.1	0.0642	±1.4	0.34
2.1	0.53	61	33	3.21	0.56	381 ± 7	499	23.6	0.0572	±8.7	0.480	±8.8	0.0609	±1.8	0.20
3.1	0.00	318	221	19.1	0.72	437 ± 5	444	1.6	0.0558	±1.7	0.540	±2.1	0.0702	±1.1	0.52
3.2	0.02	228	185	12.8	0.84	408 ± 5	408	0	0.0549	±2.1	0.495	±2.4	0.0654	±1.1	0.46
4.1	0.39	58	15	3.37	0.28	420 ± 6	499	15.8	0.0572	±6.5	0.532	±6.7	0.0674	±1.6	0.24
5.1	0.19	132	44	7.74	0.35	427 ± 5	432	1.2	0.0555	±4	0.523	±4.2	0.0684	±1.3	0.31
6.1	0.31	96	58	5.63	0.62	424 ± 6	452	6.2	0.0560	±4.3	0.525	±4.5	0.0680	±1.5	0.33
7.1	0.61	66	24	3.98	0.38	436 ± 7	432	-0.9	0.0556	±7	0.535	±7.2	0.0699	±1.6	0.22
8.1	0.26	178	118	10.5	0.69	428 ± 5	416	-2.9	0.0551	±3.3	0.521	±3.5	0.0686	±1.2	0.34
9.1	0.44	162	108	9.43	0.69	422 ± 5	396	-6.6	0.0546	±5.6	0.509	±5.7	0.0676	±1.3	0.23
Таругинское месторождение															
1.1	0.00	395	162	20.1	0.42	371 ± 6	358	-3.6	0.0537	±1.9	0.438	±2.5	0.0592	±1.6	0.64
2.2	0.22	319	184	15.9	0.59	362 ± 6	342	-5.8	0.0533	±2.1	0.424	±3.3	0.0577	±1.7	0.52
3.1	0.17	278	113	13.8	0.42	362 ± 6	294	-23.1	0.0522	±5.1	0.415	±5.8	0.0577	±1.7	0.29
4.1	0.00	293	104	14.4	0.37	359 ± 6	363	1.1	0.0538	±3.7	0.425	±4.1	0.0573	±1.8	0.44
5.1	0.16	299	103	15.3	0.36	372 ± 6	363	-2.5	0.0538	±1.9	0.441	±3.1	0.0594	±1.7	0.55
6.1	0.55	153	73	7.51	0.50	357 ± 6	379	5.8	0.0542	±2.6	0.425	±5.9	0.0569	±1.9	0.32
7.1	0.35	288	111	14.4	0.40	363 ± 6	412	11.9	0.0550	±4.6	0.440	±5.9	0.0580	±1.7	0.29
8.1	0.68	243	111	12.0	0.47	359 ± 6	272	-32	0.0517	±5.5	0.408	±7.7	0.0572	±1.7	0.22
9.1	0.67	473	285	23.3	0.62	357 ± 6	337	-5.9	0.0532	±3.3	0.417	±5.3	0.0569	±1.6	0.30
10.1	0.23	453	203	22.4	0.46	360 ± 6	325	-10.8	0.0529	±1.7	0.419	±3.1	0.0574	±1.6	0.52
Михеевское месторождение															
1.1	0.95	254	78	13.1	0.32	373 ± 8	384	2.9	0.0543	±2.7	0.446	±8.0	0.0596	±2.3	0.29
2.1	0.49	198	43	9.19	0.22	338 ± 8	416	18.8	0.0551	±3.2	0.409	±6.7	0.0538	±2.5	0.37
2.2	0.12	865	283	42.6	0.34	358 ± 8	350	-2.6	0.0535	±1.6	0.422	±3.2	0.0572	±2.4	0.75
3.1	1.72	130	26	6.47	0.21	356 ± 10	549	35	0.0585	±7.8	0.459	±19	0.0569	±2.9	0.15
4.1	0.59	207	45	10.4	0.23	365 ± 8	346	-5.5	0.0534	±3.1	0.429	±7.6	0.0583	±2.3	0.30
5.1	1.02	155	40	7.46	0.27	347 ± 9	436	20.4	0.0556	±3.5	0.424	±13	0.0553	±2.6	0.20
6.1	1.64	128	23	6.37	0.19	357 ± 9	358	0.3	0.0537	±7.0	0.421	±17	0.0569	±2.6	0.15
7.1	1.75	107	20	5.16	0.19	347 ± 10	379	8.4	0.0542	±4.1	0.413	±19	0.0553	±2.8	0.15
8.1	1.55	120	33	5.98	0.28	358 ± 10	342	-4.7	0.0533	±3.7	0.42	±19	0.0571	±2.8	0.15
8.2	2.37	84	19	4.24	0.24	359 ± 11	392	8.4	0.0545	±8.3	0.43	±30	0.0572	±3.3	0.11

Примечание. Погрешности составляют $\pm 1\sigma$; Pb_c и Pb* – нерадиоогенный и радиоогенный свинец, соответственно; D – коэффициент дискордантности. * – коррекция по ²⁰⁴Pb. Rho – коэффициент корреляции отношений ²⁰⁷Pb/²³⁵U и ²⁰⁶Pb/²³⁸U.

лены двумя возрастными кластерами (рис. 2б). Наиболее представительный ($N = 8$) определяется конкордантным ($BCK = 0.72$) возрастом 381 ± 5 (95%) млн. лет ($СКВО = 0.13$). Это соответствует пограничной зоне между средним и поздним девоном. Второй кластер находится несколько выше по конкордии. Он представлен U-Pb фактурой для 2-х кратеров (зерно № 6, рис. 5а, табл. 1), соответствует конкордантному возрасту 412 ± 3 млн. лет ($СКВО = 0.074$, $BCK = 0.79$), что отвечает пограничной зоне между поздним силуром и ранним девоном. Ранее на этот возраст мы обращали наибольшее внимание. Характерна, как и для цирконов Гумешевского месторождения, сильная вариация содержаний U и Th при наличии очень высоких концентраций этих элементов (234–2688 и 50–1617 г/т, соответственно). Содержания U и Th связаны прямой зависимостью с заметным разбросом анализов на диаграмме (рис. 4). Особенно сильно выпадает из линейной зависимости зерно № 4, которое несколько отличается по форме и зональности от других кристаллов. В генетическом плане интерпретация двух вышеприведенных конкордантных возрастов остается не совсем определенной и требуются дополнительные исследования. Необходимо иметь в виду, что массив находится в самой западной части Магнитогорского мегасинклинария – Вознесенско-Присакмарской зоне древнего заложения, в которой распространены O-S вулканы. Поэтому различные возраста цирконов могут свидетельствовать о длительной истории эволюции магматической системы массива. В связи с этим, можно отметить, что для массива характерен полигенный характер рудообразования [8 и др.]. Калий-аргоновые модельные возрасты по амфиболу соответствуют 430 ± 20 , 436 ± 35 , 457 ± 12 , 471 ± 15 млн. лет [5]. Вероятно, столь высокие значения K-Ar возрастов должны объясняться присутствием в амфиболах избыточного аргона. Необходимо дальнейшее изучение абсолютного возраста Вознесенской рудно-магматической системы.

Северо-Томинское месторождение находится в северной части Томинского массива, кварцевые диориты которого повсеместно в той или иной мере подверглись объемной серицитизации, пропицитизации и пиритизации [6, 7]. Проба взята из скв. 407 (интервал 120–128 м), представлена мелкозернистым кварцевым диоритом, в значительной мере замещенным кварц-серицитовой массой. В пробе присутствовало также около 20 об. % альбита, немного пирита и анкерита. Кристаллы циркона обычно имеют короткопризматический облик и концентрическую зональность, соответствующую магматическому типу (рис. 5б). Цирконы характеризуются наиболее низкими из всех изученных месторождений содержаниями U (58–318 г/т) и Th (15–221 г/т). Между U и Th очень хорошо выражена прямо пропорциональная зависимость за ис-

ключением проб 3.1 и 5.1. Конкордантный ($BCK = 0.51$) U-Pb возраст цирконов, рассчитанный по шести фигуративным точкам составляет 425 ± 8 млн. лет ($СКВО = 0.44$, рис. 2в, табл. 1), что близко к ранее рассчитанному А.Н. Ларионовым [6]. Для одного кристалла циркона $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ возраст при нулевом коэффициенте дисконкордантности составляет 408 ± 5 млн. лет. Rb-Sr систематика для серицитизированных кварцевых диоритов на графике Николайсена не соответствует строгой изохронной зависимости, однако, расчеты (при принятой воспроизводимости измерений $^{87}\text{Rb}/^{86}\text{Sr}$, равной 0.5%) по двум фигуративным точкам, отвечающим умеренно-сильно измененным кварцевым диоритам дают значение 425.2 ± 3.6 млн. лет [6], совпадая, в пределах наблюдаемых погрешностей, с U-Pb SHRIMP-II датировкой (425 ± 8 млн. лет). Для Березняковского Cu-Au-порфирирового (эпитермального) месторождения, являющегося субвулканической частью Cu-порфирировой колонны, аналогичная датировка соответствует 428 ± 3.9 млн. лет. Можно довольно уверенно полагать, что близкие значения полученных цифр не являются случайными, отражая силурийский возрастной интервал (420–430 млн. лет) формирования томинско-березняковской рудно-магматической системы. Силурийский геологический возраст Биргильдинского Cu-порфирирового кварцдиоритового массива (мало отличающегося по составу от Томинского массива), расположенного на западной границе Томинско-Березняковского рудного поля, предполагался Л.Н. Ромашовой [22], а также Е.А. Белгородским и Р.Г. Язевой. В результате проведенной в последнее десятилетие новой геологической съемки, возраст указанного комплекса стал рассматриваться как $D_3^2-C_1^1$. Такой возрастной интерпретации один из авторов придерживался до недавнего времени [7]. Однако сейчас мы не сомневаемся в верхнесилурийском возрасте комплекса, хотя необходимо продолжить, в связи с актуальностью проблемы и в геодинамическом плане, возрастное изучение диоритов рассматриваемой зоны.

Имеющиеся у нас многочисленные K-Ar определения [7] позволяют детализировать возрастную историю эволюции Томинско-Березняковского рудного поля после становления рудно-магматической системы. Так, серициты (Mu , Pa , $Mu_{0.36}Pa_{0.64}$ модификации $2M_1$) из метасоматитов на возрастной диаграмме K-Ar образуют тренд, расчет которого после компенсации потери аргона, дает “изохронный” возраст, равный 330 млн. лет. Это значение возраста может определяться преобразованием серицита при контактовом метаморфизме в связи со становлением находящегося несколько севернее полихронного Челябинского плутона. Действительно, плутон сопровождается, по данным геологических съемок, ореолом роговиков, частично захватывающих и северную часть рудного поля.

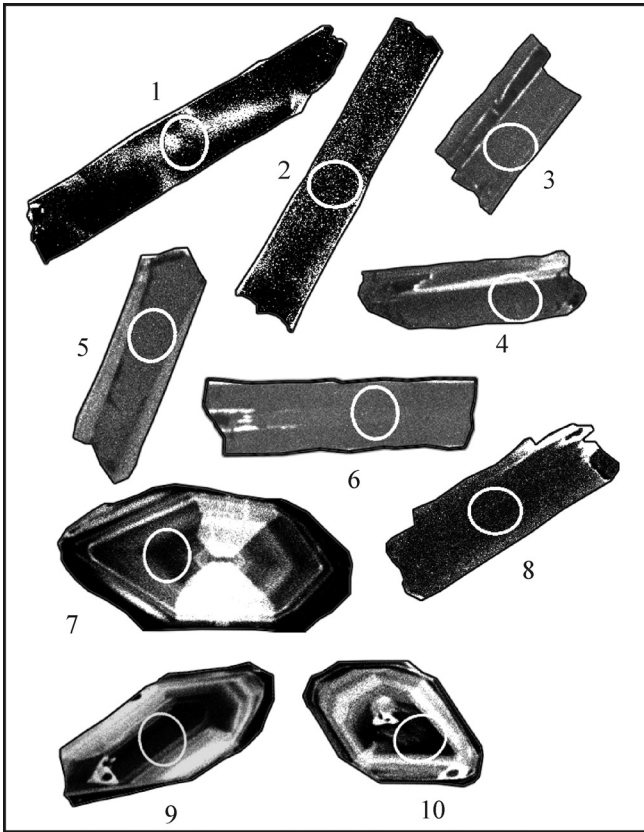


Рис. 3. Картины катодолуминесцентной зональности кристаллов циркона из кварцевых диоритов Гумешевского месторождения.

Здесь и далее номера аналитических точек те же, что и на табл. 1.

По K-Ag определениям возраст амфибола из гранодиоритов плутона составляет 340–370 млн. лет, а сосуществующих биотитов – 270–280 млн. лет [7]. Низкий возраст биотита, K-Ag изотопная система которого закрывается при меньшей, по сравнению с амфиболом, температуре, можно объяснить только региональным метаморфизмом или метаморфизмом в связи с общеуральским гранитным магматизмом. Действительно, последующие фазы адамеллитов, биотитовых гранитов и лейкогранитов плутона также имеют возраст 270–280 млн. лет. Полициклический метаморфизм в пределах рудного поля, по видимому, и привел к омоложению серицита. U-Pb датировки цирконов из гранитоидов Челябинского плутона, полученные в последнее время [10, 19, 27 и др.], принципиально не отличаются от K-Ag возрастов. Для тоналитов и адамеллитов они располагаются в интервале 330–360 млн. лет, а для лейкогранита Кременкульского массива возраст составляет 271 ± 5 млн. лет.

Тарутинское месторождение локализовано в гранитоидах преимущественно кварц-диоритового состава многофазного Карамысовского массива, секущего D₂ вулканогенно-осадочную толщу. Образцы для выделения циркона представлены порфи-

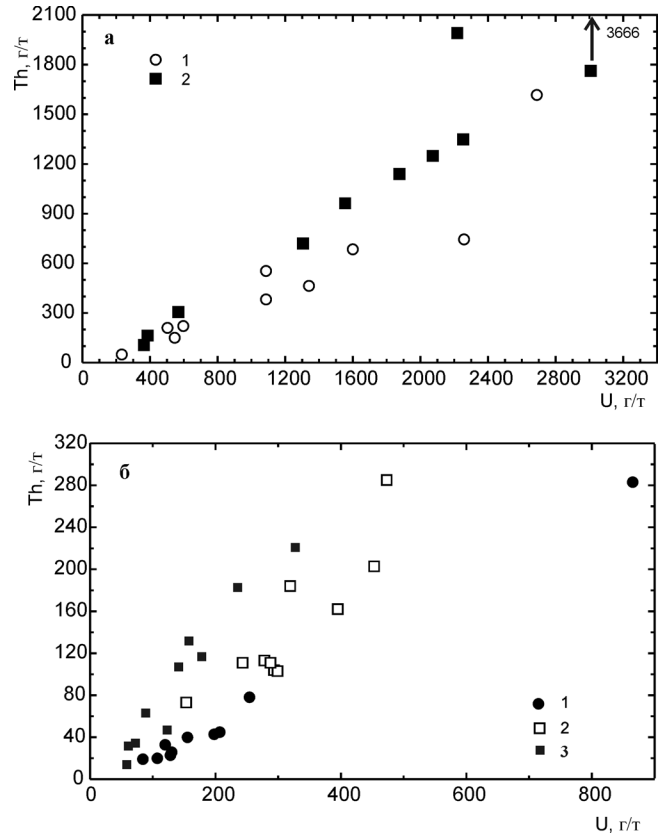


Рис. 4. Соотношение между содержаниями U и Th в цирконах из гранитоидов медно-порфировых месторождений.

а. Вознесенское (1) и Гумешевское (2) месторождения; б. Михеевское (1), Тарутинское (2) и Северо-Томинское (3) месторождения.

видным слабо серицитизированным амфиболовым кварцевым диоритом-плагิโอгранодиоритом (скв. 253, инт. 63–72 м) из центральной части месторождения. Во всех кристаллах цирконов, практически не отличающихся по морфологии, очень хорошо выражена тонкая концентрическая зональность (рис. 6а). Содержания U и Th ранжированы интервалами 153–473 г/т и 73–285 г/т, соответственно. Наблюдается прямая зависимость между этими элементами с некоторым разбросом фигуративных точек на диаграмме (рис. 4б). U-Pb конкордантный (ВСК = 0.58) возраст для десяти цирконов выделенных из кварцевого диорита определяется значением 362 ± 4 млн. лет (СКВО = 0.31, рис. 2г, табл. 1).

Михеевское месторождение представлено субмеридиональным сульфидно-пропилит-серицитовым ореолом, охватывающим полифазный дайковый комплекс диорит-кварцдиоритового состава. Последний прорывает вулканогенно-осадочные породы D₃²-C₁¹ возраста. Образцы для выделения циркона взяты из пропилитизированного и серицитизированного хорошо раскристаллизо-

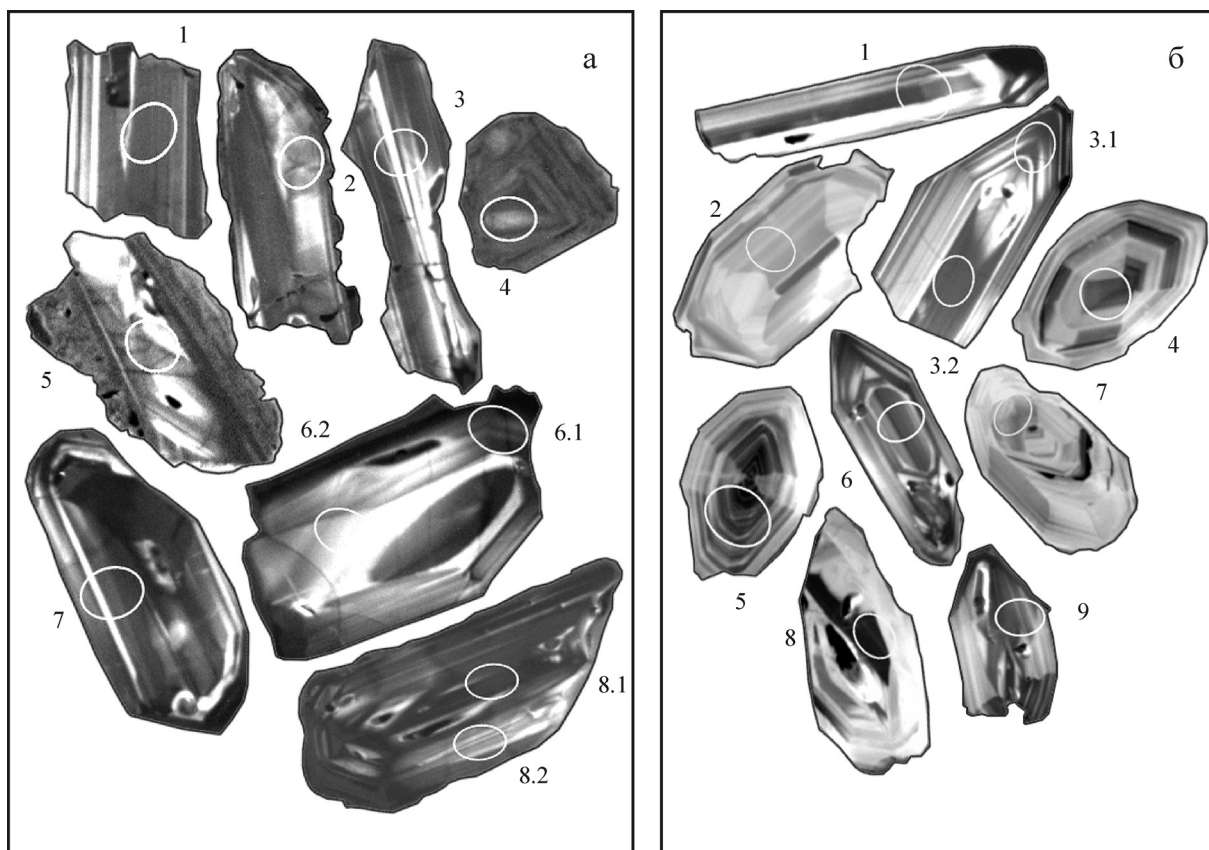


Рис. 5. Картины катодолуминесцентной зональности кристаллов циркона из кварцевых диоритов Вознесенского (а) и Северо-Томинского (б) месторождений.

ванного базокварцевого диоритового порфирита–плагиогранодиорит-порфира, отвечающего главной интрузивной фазе (скв. 3006, инт. 90–100 м, центральная часть месторождения). Кристаллы циркона имеют короткопризматический облик и неплохо выраженную ритмично-концентрическую зональность (рис. 6б). Они характеризуются довольно низкими содержаниями U (84–254 г/т) и Th (19–78 г/т), кроме одного участка в зональном кристалле № 2 (863 и 283 г/т, соответственно). Между U и Th наблюдается сравнительно хорошая прямо пропорциональная зависимость (рис 4б). U–Pb конкордантный (BCK = 0.89) возраст цирконов, рассчитанный по 10 анализам (8 кристаллов) составляет 356 ± 6 млн. лет (СКВО = 0.019, рис. 2д, табл. 1). В целом, можно полагать, что становление рудномагматического комплекса происходило, как и на Тарутинском месторождении, в интервале D_3^2 – C_1^1 .

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Полученные конкордантные U–Pb возраста цирконов из рудоносных гранитоидов кварцдиоритового состава удовлетворительно согласуются, несмотря на вышеуказанные методологические ограничения в отборе проб, с геологическим

(стратиграфическим) датированием соответствующих интрузивных комплексов. В этом плане, возможно, спорное положение занимает возраст кварцевых диоритов Северо-Томинского массива. Как уже указывалось выше, кварцдиоритовые массивы томинско-березняковского комплекса, по данным недавней геологической съемки, рассматривались как имеющие D_3^2 – C_1^1 геологический возраст, в то время как по предшествующему картированию, – силурийский возраст. Полученный нами U–Pb возраст цирконов массива отвечает верхнему силуру (интервал 420–430 млн. лет). В правильности этого результата у нас нет сомнений. В пользу особого положения Северо-Томинского массива среди других кварц-диоритовых медно-порфировых массивов Южного Урала возможно указывает и повышенное значение $(\epsilon Nd)_t$ в кварцевых диоритах [3]. Так, величины $(\epsilon Nd)_t$ рудоносных диоритоидов месторождений составляют 6.5 и 6.7 для Северо-Томинского, 5.0 и 5.1 – для Гумешевского, 4.4 – для Вознесенского, 3.9–4.4 – для Михеевского и 1.0–4.1 – для Тарутинского месторождения. По $(^{87}Sr/^{86}Sr)_t$ отношению диоритоиды принципиально не различаются: соответственно, 0.7042–0.7050, 0.7044–0.7048, 0.7038, 0.7050–0.7059 и 0.7043–0.7046. U–Pb возраста цирконов из диоритов, а также Rb–Sr да-

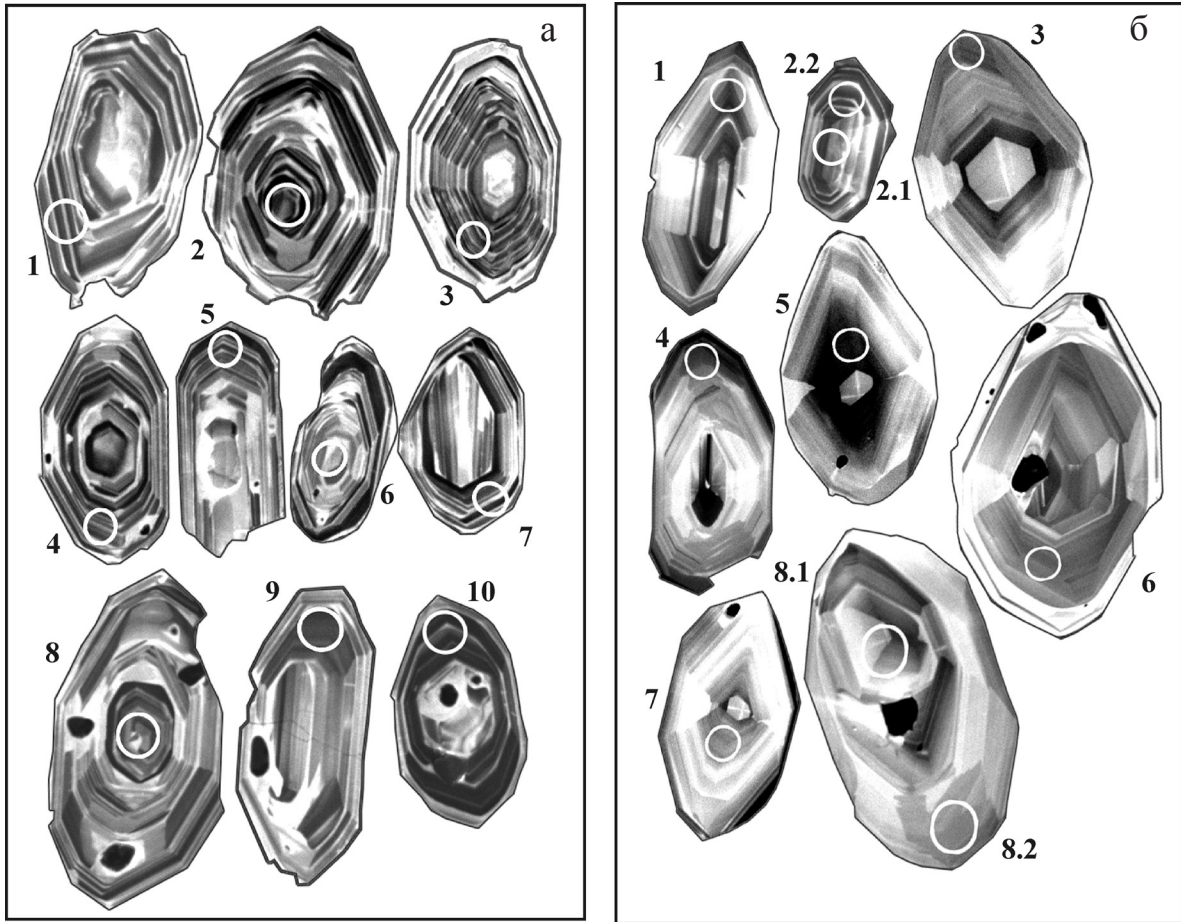


Рис. 6. Картины катодолуминесцентной зональности кристаллов циркона из гранитоидов кварцдиоритового–плагиогранодиоритового состава Тарутинского (а) и Михеевского (б) месторождений.

тировки диоритов, подтверждают, в основном, геологические данные об омоложении рудоносных систем в вулканогенных мегазонах по латерали с запада на восток: от (S_2) – D_{1-2} в Магнитогорской и S_2 в западной части Восточно-Уральской до D_3^2 – C_1^1 в восточной части Восточно-Уральской и C_2 в Валерьяновской (Бенкалинское и другие месторождения, К-Аг возраст).

Как показано ранее [5, 16], рудно-магматические системы отвечают “диоритовой” модели медно-порфировых месторождений. Рудоносные гранитоиды всех вулканогенных мегазон Южного Урала представлены однотипными (по петрогеохимическим и изотопным данным) кварцевыми диоритами островодужного геохимического типа с базитовым (метабазитовым) источником в нижней коре–верхней мантии или в верхней мантии [3 и др.]. Удивительным является петро-геохимическое постоянство состава этого источника, из которого под воздействием, по-видимому, смещающегося во времени на восток флюидного мантийного потока, выплавляются однотипные порфировые диоритоиды. При этом, кварцевым диоритам Северо-Томинского

месторождения, вероятно, свойственна наибольшая примесь мантийного материала. Геодинамическая интерпретация строения Южного Урала заметно отличается в работах различных геологов. Положение медно-порфирового оруденения в структурах Урала, с точки зрения классической геотектоники, приведено в [14 и др.], а первые наиболее вероятные представления на основе плитной тектоники – В.Н. Пучковым [21]. Значительный интерес в этом плане представляют материалы по геотектонике Южного Урала, представленные в работах С.Е. Знаменского, А.М. Косарева, И.Б. Серавкина, Г.Б. Ферштатера, В.В. Холоднова, Р.Г. Язевой и ряда других исследователей.

Необходимо отметить еще, что в двух западных вулканогенных мегазонах наблюдается, по изотопным Rb-Sr и К-Аг данным, не только латеральная, но и вертикальная возрастная зональность медно-порфирового оруденения. Так, для Магнитогорской мегазоны считается, что девонский островодужный магматизм завершается формированием субщелочного (шошонитовый магматизм) D_3^2 – C_1^1 Верхне-Уральского массива с бедным Cu-Мо

оруденением (при очень высоком содержании рения в молибдените). Rb-Sr возраст монцодиоритов-монцогранодиоритов этого массива составляет 362 ± 9 млн. лет [1], совпадая с геологическими данными. Однако, изохронный возраст, полученный для серицит-кварцевых метасоматитов, равен 341 ± 1 млн. лет [25]. Значительный разрыв в возрасте монцитонитов и метасоматитов не поддается объяснению, так как рудно-магматические системы Cu-Мо-порфирирового типа во временном и пространственном плане всегда представляют собой единое целое [16, 20 и др.]. Отметим еще, что возраст метасоматитов близок к возрасту гранодиоритов (346 ± 2 млн. лет) рядом расположенного Заматохинского массива. Возможный другой пример вертикальной зональности представлен в западной части Восточно-Уральской мегазоны. Здесь, вблизи Северо-Томинского месторождения S_2 возраста, в скв. Т-3, на глубине 700 м, нами встречен монцогранодиорит с **Cu-Мо минерализацией**. По-видимому, эволюция в вертикальном возрастном интервале сопровождается повышением роли молибдена относительно меди.

Кратко рассмотрим распределение **U** и **Th** в рудоносных гранитоидах. Наблюдается высокая концентрация **U** в цирконах из месторождений Магнитогорской мегазоны, по сравнению с Восточно-Уральской мегазоной, составляющая обычно, соответственно, 400–2300 (до 3000) г/т и 60–500 г/т (рис. 4). Примерно такая же картина характерна и для **Th**. Так, в цирконах из месторождений Магнитогорской мегазоны содержание **Th** составляет 400–1500 (до 3700) г/т, хотя в гораздо меньшей части кристаллов не превышает 300 г/т. Цирконы из месторождений Восточно-Уральской мегазоны содержат менее 300 г/т **Th**. Рассмотрение содержаний радиоактивных элементов в валовых пробах гранитоидов показывает примерно такую же картину для рассматриваемых массивов двух зон. Наиболее обогащены **U** (1–2 г/т) и **Th** (3–5 г/т) кварцевые диориты Вознесенского месторождения, в кислотных метасоматитах содержания этих элементов возрастают еще более (2 и 7 г/т, соответственно). На Гумешевском месторождении содержания **U** и **Th** составляют, соответственно, 0.8–1.4 и 2–3 г/т. При образовании апоскарновых и апотраморных ретроградных метасоматитов происходит значительный привнос **U** (до 2–6 г). На Северо-Томинском и Михеевском месторождениях содержания **U** и **Th** несколько ниже (0.2, 1.3 г/т, соответственно) и не происходит их привноса при метасоматозе. Причина пониженных содержаний **U** и **Th** в порфирировых диоритоидах и цирконах из них Восточно-Уральской мегазоны, по сравнению с Магнитогорской мегазоной, остается для нас неясной. Можно отметить, что по содержанию **U** и **Th** диориты Вознесенского месторождения близки, в целом, к вулканитам D_2 колчеданоносной карамалыташской свиты [12].

Полученные данные позволяют полагать, что формирование рудно-магматических систем промышленных эндогенных месторождений (Михеевского и Гумешевского) происходит в двух западных вулканогенных мегазонах Урала в периоды времени D_{1-2} и $D_3^2-C_1^1$. Промышленные линейные коры выветривания пока установлены только для D_{1-2} Гумешевского месторождения и S_2 Северо-Томинского массива. Кварцевые диориты последнего повсеместно содержат объемную слабо продуктивную халькопирит-пиритовую вкрапленность, преобразование которой в линейных (по разломам) корях выветривания привело к формированию рудных тел (зон вторичного сульфидного обогащения). В принципе, аналогичные рудные тела могут формироваться и в пределах других многочисленных массивов Урала. Высокое содержание рения в молибдените из руд уральских месторождений [2] значительно повышает их промышленную ценность. В целом, в соответствии с металлогеническими разработками [5, 14, 16, 24 и др.], Урал представляется перспективной провинцией в плане выявления новых ренийносных порфирировых объектов.

Таким образом, **U-Pb возраст цирконов из кварцевых диоритов** уменьшается с запада на восток от (S_2)– D_{1-2} в Магнитогорской мегазоне (412 ± 7 , 381 ± 4 млн. лет – Вознесенское и 390 ± 3 млн. лет – Гумешевское месторождение) и в западной части Восточно-Уральской вулканогенной мегазоны (430...420 млн. лет, Томинско-Березняковский рудный узел в Увельской зоне) до $D_3^2-C_1^1$ в восточной части Восточно-Уральской мегазоны (356 ± 6 млн. лет – Михеевское и 362 ± 4 млн. лет – Тарутинское месторождение) и до S_2 в самой восточной части Урала – Валерьяновской мегазоне (306–318 млн. лет по **K-Ar анализам**). В результате наблюдается смещение однотипного рудоносного диорит-порфирирового магматизма островодужного геохимического типа с запада на восток в большом временном интервале. Изотопно-возрастные исследования позволили уточнить периоды промышленного эндогенного порфирирового рудообразования. Целесообразно продолжить изотопно-возрастное изучение данных рудоносных массивов, особенно Вознесенского и Северо-Томинского, на основе нового каменного материала.

Авторы признательны А.Н. Ларионову, Н.В. Радионову, А.А. Краснобаеву, О.Б. Азовской, В.А. Чашухиной, В.Г. Крживицкой, О.П. Лепихиной и многим другим коллегам за аналитические исследования и помощь в работе.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (проекты 09–05–00289, 09–05–12035офи-м) и ОНЗ РАН (программа по суперкрупным месторождениям).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Горжанин В.М. Первичный изотопный состав стронция в магматических комплексах Южного Урала / Магматизм и геодинамика. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 98–108.
2. Грабежнев А.И. Рений в рудах медно-порфировых месторождений Урала. // Докл. АН. 2007. Т. 413, № 1. С. 78–81.
3. Грабежнев А.И. Sr-Nd-C-O-H-S изотопная характеристика медно-порфировых флюидно-магматических систем Южного Урала: вероятные источники вещества // Литосфера. 2009. № 6. С. 66–89.
4. Грабежнев А.И. Гумешевское скарново-медно-порфировое месторождение (Средний Урал, Россия): анализ эволюции рудно-магматической системы (с использованием изотопной геохимии Sr, Nd, С, О, Н) // Геология рудн. месторождений. 2010. № 2. С. 153–170.
5. Грабежнев А.И., Белгородский Е.А. Продуктивные гранитоиды и метасоматиты медно-порфировых месторождений (на примере Урала). Екатеринбург: УрО РАН, 1992. 199 с.
6. Грабежнев А.И., Краснобаев А.А. U-Pb возраст и изотопно-геохимическая характеристика Томинско-Березняковского рудного поля // Литосфера. 2009. № 2. С. 14–27.
7. Грабежнев А.И., Кузнецов Н.С., Пужаков Б.А. Рудно-метасоматическая зональность медно-порфировой колонны натриевого типа (парагонитсодержащие ореолы, Урал). Екатеринбург: УГГГА, 1998. 171 с.
8. Грабежнев А.И., Шардакова Г.Ю., Ларионов А.Н. Рудно-магматическая система Вознесенского медно-порфирового месторождения // Ежегодник-2007. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 253–259.
9. Золоев К.К., Левин В.Я., Мормилъ С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Екатеринбург: УТГУ, 2004. 336 с.
10. Каллистов Г.А., Осипова Т.А. Возраст и природа субстрата раннепермских редкометалльных лейкогранитов Кременкульского массива (Южный Урал) – изотопно-геохронологические ограничения // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2008. С. 172–173.
11. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. Екатеринбург: Уралгеолком, 1997. 233 с.
12. Косарев А.М., Голованова И.В., Шафигуллина Г.Т. Особенности распределения оксида калия, урана и тория в вулканитах Южного Урала в связи с проблемой генезиса минимума теплового потока // Литосфера. 2009. № 6. С. 17–32.
13. Краснобаев А.А. Циркон как индикатор геологических процессов. М.: Наука, 1989. 146 с.
14. Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. М.: Недра, 1983. 256 с.
15. Кривцов А.И., Звездов В.С., Мигачев И.Ф. и др. Медно-порфировые месторождения. Серия: Модели месторождений благородных и цветных металлов / Под ред. А.И. Кривцова. М.: ЦНИГРИ, 2001. 232 с.
16. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. М.: Наука, 1986. 236 с.
17. Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР, 1955. С. 334–456.
18. Овчинников Л.Н. Полезные ископаемые и металлогения Урала. М.: Геоинформмарк, 1998. 413 с.
19. Осипова Т.А. Коллизионные и субдукционные гранитоиды батолитов Южного Урала – составы и источники магм // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. Улан-Удэ. БНЦ СО РАН, 2008. С. 280–282.
20. Попов В.С. Геология и генезис медно-молибден-порфировых месторождений. М.: Наука, 1977. 203 с.
21. Пучков В.Н. Очерк минерагении Урала // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 195–222.
22. Ромашова Л.Н. Биргильдинское медно-порфировое месторождение // Геология рудн. месторождений. 1984. № 2. С. 20–30.
23. Ронкин Ю.Л., Матуков Д.И., Пресняков С.Л. и др. “In situ” U-Pb SHRIMP датирование цирконов нефелиновых сиенитов Бердяушского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2005. № 1. С. 135–142.
24. Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др. База данных и металлогеническая карта крупных и суперкрупных месторождений мира: принципы составления и предварительный анализ результатов. // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2005. С. 219–236.
25. Салихов Д.Н., Митрофанов Д.А., Юсупов С.Ш. Верхнеуральское медно-молибден-порфировое рудопроявление (Южный Урал). Уфа: ИГ УНЦ РАН, 1994. 45 с.
26. Сазонов В.Н., Контарь Е.С. Медно-порфировое оруденение Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1983. 47 с.
27. Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Краснобаев А.А. и др. Интрузивный магматизм ранних стадий развития Среднего и Южного Урала: петрология, геохимия, изотопный возраст, геодинамическая интерпретация // Геология Урала и сопредельных территорий. Екатеринбург: УрО РАН, 2007. С. 98–124.
28. Black, L.P., Kamo, S.L., Allen C.M. et al. TEMORA 1: a new zircon standard for U-Pb geochronology // Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 155–170.
29. Black L.P., Kamo S.L., Williams I.S. et al. The application of SHRIMP to Phanerozoic geochronology; a critical appraisal of four zircon standards. Chem. Geol. 2003. V. 200. P. 171–188.
30. Ludwig Kenneth R. Isoplot / Ex ver. 3.6. Berkeley Geochronology Center. Spec. Publ. 2008. № 4. 77 p.

Рецензент А.А. Краснобаев

U-Pb age of zircons from ore-bearing granitoids of the South Urals porphyry-copper deposits

A. I. Grabezhev, Y. L. Ronkin

Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS

There are the porphyry-copper ore-magmatic systems of “diorite” model in all volcanic megazones of the Urals. Ore-bearing granitoids are presented by quartz diorite of island arc geochemical type. U-Pb age of zircons of quartz-diorites confirm the geological data about rejuvenation of ore-magmatic systems from west to east: (S_2) – D_{1-2} at the Magnitogorsk megazone, D_3^2 – C_1^1 at the west part of East-Uralian megazone and C_2 at the most east parts of Urals – Valerianovsk megazone. The North-Tominsk deposit (S_2 age of zircon from diorite) in western part of East-Uralian megazone is the exclusion from that regularity. This deposit is distinguished from other ones by most $(\epsilon Nd)_t$ values in the diorites (6.7–9.4). The zircon of all deposits have the good correlation between U and Th contents. The zircon crystals in diorites of Magnitogorsk megazone have larger content of U and Th in comparison with ones from East-Uralian megazone. The isotope and petro-geochemical data may testify to homogeneous lower crust–upper mantle metabasic source of diorites in the crossing of all South Urals. We assume that the industrial endogenic porphyry copper deposits associate with D_3^2 – C_1^1 and D_{1-2} magmatism and industrial crusts of weathering associate with mineralized S_2 and D_{1-2} diorite massives.

Keywords: U-Pb *SHRIMP-II* dating, porphyry-copper systems, zircon, diorites, the Urals.