

УДК: 550.93(470.5)

U-Pb ВОЗРАСТ И СОСТАВ ПОРОД БЕРЕЗОВСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО ПОЛЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ)

© 2013 г. С. В. Прибавкин*, П. Монтеро**, Ф. Беа**, Г. Б. Ферштатер*

**Институт геологии и геохимии УрО РАН*

620075, г. Екатеринбург, пер. Почтовый, 7

E-mail: pribavkin@igg.uran.ru

***Universidad de Granada, Fuentenueva s/n, 18002, Granada, Espana*

E-mail: pmontero@ugr.es

Поступила в редакцию 28.06.2012 г.

Приведены новые возрастные данные для Березовского рудного поля, представленного золото-сульфидно-кварцевыми жилами, сопряженными с метасоматитами березит-лиственитовой формации, наложенными на позднепалеозойский интрузивно-дайкивый комплекс гранитоидов и раннепалеозойские вулканиты. **U-Pb возраст циркона из гранита и гранит-порфира Березовского рудного поля составляет 302 ± 3 и 305 ± 7 млн. лет, соответственно.** U-Pb возраст циркона из березита составляет 294 ± 2 млн. лет и может определять возраст гидротермального золотого оруденения. Сопоставление вещественных характеристик гранитоидов рудного поля с датированными каменноугольно–раннепермскими габбро-тоналит-гранодиорит-гранитными (ГТГГ) сериями, показывает их соответствие поздним гранитным ассоциациям с возрастом 320–290 млн. лет, что подтверждает полученные возрастные данные. Возраст метасоматических процессов и золото-сульфидно-кварцевой минерализации соответствует завершающему этапу гранитообразования, связанного с надсубдукционным базитовым магматизмом в окраинно-континентальной зоне Среднего Урала.

Ключевые слова: *циркон, U-Pb возраст, граниты, березиты, золото, Березовское месторождение, Шарташский массив.*

ВВЕДЕНИЕ

Изучение возраста рудных месторождений представляет значительный интерес в связи с их промышленной ценностью и необходимостью разработки критериев прогнозирования новых объектов. Возраст Уральских рудоносных массивов и оруденения определен преимущественно на основе геологического картирования. Имеющиеся **К-Ar** определения в слюдах часто дают искаженный возраст, фиксирующий время метаморфических преобразований. Rb-Sr и Sm-Nd датирование пока имеет ограниченное значение из-за значительного метасоматического преобразования рудоносных пород. Поэтому целесообразно рассмотреть использование U-Pb метода определения возраста по циркону, так как этот минерал наиболее устойчив к метасоматическим преобразованиям. Достоинством циркона может оказаться возможность его кристаллизации или перекристаллизации в гидротермальном процессе, рассмотренная в работах [33, 35, 37, 38]. Такой циркон может определять время рудообразования для объектов, генетическая связь которых с теми или иными магматическими породами затруднена. В статье представлены первые данные изу-

чения U-Pb изотопной системы цирконов и новые данные геохимии гранитов и апогранитных кварц-серицит-пиритовых метасоматитов (березитов) Березовского рудного поля.

ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ

Березовское рудное поле расположено в 12 км на северо-восток от Екатеринбурга. Оно занимает территорию города Березовский и его окрестностей и разрабатывается с 1748 года. В настоящее время добыча золота ведется шахтами (Южная, Центральная, Северная) и отработкой россыпей по реке Пышма. Современные представления о геологическом строении рудного поля сложились на базе материалов, полученных Н.И. и М.Б. Бородаевскими, П.И. Кутюхиным, Б.В. Чесноковым, И.Т. Самарцевым, В.Н. Сазоновым, Н.Н. Котыбаевой, В.В. Бабенко, В.М. Алешиным, Х.Х. Лайпановым и многими другими исследователями.

Рудное поле слагают три структурно-вещественных комплекса [23]: 1. Океанический (О-S): серпентинизированные гарцбургиты, габбро, примитивные высокотитанистые диабазы, лавы, туффиты, кремнистые и кремнисто-глинистые образования, метаморфизованные в

условиях зеленосланцевой фации. 2-3. Окраинно-континентальные (С-Р): гранитоиды Шарташского массива (2) и дайки гранитоид-порфиров (3).

Вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы с телами серпентинизированных гипербазитов полого падают на север под углами 20–30°, слагая большую часть рудного поля (рис. 1). Они подстилаются гранитоидами Шарташского массива, выходящими на поверхность в его южной части. Геологическое строение массива детально описано в работах [12, 30], а его геоморфологические особенности – в работе [4]. Массив сложен тремя близкими по минеральному и химическому составу интрузивными фазами гранитов, внедренных в антидромной последовательности и сопровождаемых жильными сериями от лампрофиров до лейкогранитов и пегматитов. Дайки рудного поля формируют ряд свит (пучков) субмеридионального и северо-восточного простирания, расходящихся в северном направлении от купольных структур гранитного массива. Дайки обладают значительной протяженностью (в среднем 1.5–2 км, но некоторые прослеживаются по длине на 9 км). Мощность даек (8–10 м) постоянна как по простиранию, так и по падению. Ближе к массиву количество даек уменьшается, и только некоторые входят в его контуры. Н.И. Бородаевским и М.Б. Бородаевской было установлено, что дайки не только сложены породами нескольких петрографических типов, но что каждый из них обособлен хронологически [5]. Ниже эти типы перечисляются в хронологической последовательности внедрения: плагиосиенит-порфиры, диоритовые порфиры, гранит-порфиры I цикла, гранит-порфиры II цикла, **плагиогранит-порфиры**. Наименования пород приводятся в терминологии принятой на Березовском месторождении [5]. Дайки плагиосиенит-порфиров и диоритовых порфиров под углами 10–30° падают к северо-западу. Дайки гранит-порфиров, плагиогранит-порфиров имеют крутое восточное и западное падение. Всего в районе рудного поля известно более 400 даек гранитоид-порфиров.

Кварцевые жилы рудного поля связаны с тремя формациями метасоматитов: пропилитовой, гумбеитовой и березит-лиственитовой, подробно рассмотренных в работах [5, 20, 21, 27]. Преобладающая часть метасоматитов принадлежит золотоносной березит-лиственитовой формации, формирующейся в процессе кислотного выщелачивания при $T = 280\text{--}395^\circ\text{C}$, $pH < 7$ и $P = 0.6\text{--}2.0$ кбар под воздействием флюидов мантийного и мантийно-корового генезиса [6, 21]. Связанные с ней жилы локализованы в дайках гранитоидов (лестничные жилы) и вмещающих породах (красичные жилы). Кварцевые жилы образуют несколько систем. Наиболее распространены широтные крутопадающие жилы (90% лест-

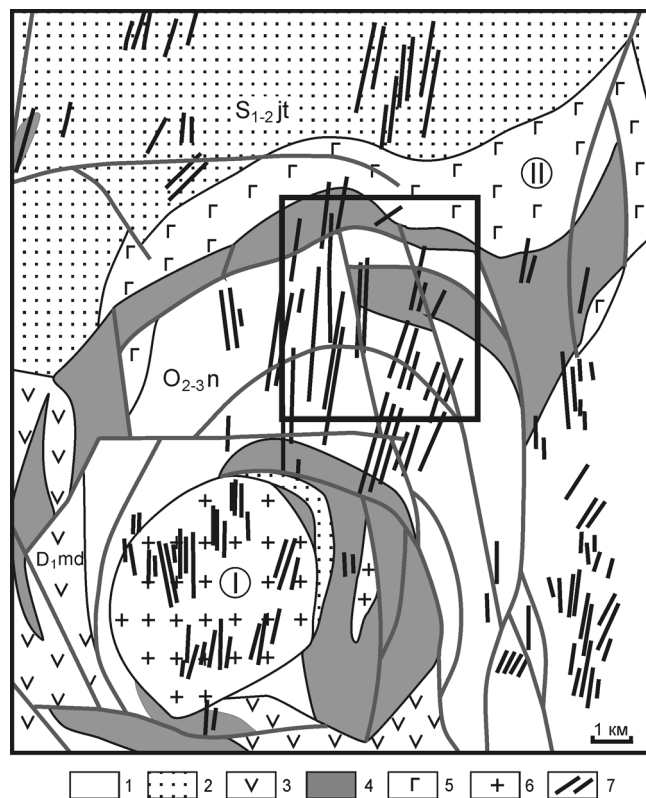


Рис. 1. Схематическая геологическая карта Березовского рудного поля (по материалам 1 : 200 000 съемки В.Ф. Копанева, Р.Д. Калугиной и др., 1999).

1 – Новоберезовская толща $O_{2-3}n$ (базальты афировые, вариолиты; туфопесчаники, туффиты; кремнистые и углеродисто-кремнистые сланцы, яшмоиды); 2 – Кремнисто-терригенная толща $S_{1-2}jt$ (кремнистые, углисто-кремнистые сланцы, алевролиты, песчанники); 3 – Медведевская толща $D_{1,md}$ (базальты, андезибазальты, их туфы, туфопесчаники); 4 – серпентиниты, талькарбонатные породы; 5 – габбро, габбро-диабазы, диабазы; 6 – граниты; 7 – дайки гранитоидов, I – Шарташский гранитный массив, II – Пышминско-Ключевской габбро-перидотитовый массив. Прямоугольником выделена площадь Березовского месторождения.

ничных и красичных жил), имеющие субширотное простирание 90–110° и крутое южное падение 75–82°. Мощность жил 0.1–0.3 м. Ассоциация рудных минералов представлена пиритом, шеелитом, блеклыми рудами, галенитом, халькопиритом, сфалеритом, айкинитом. Золото представлено самородной и тонкодисперсной (в сульфидных формах).

Данные абсолютного возраста пород Березовского рудного поля немногочисленны. Имеющиеся K-Ar датировки гранитоидов и метасоматитов варьируют от 360 до 220 млн. лет [8, 10, 13–16, 19, 20]. Rb-Sr возраст гранитоидов составляет 328 ± 18 млн. лет [31]. Возраст сульфидно-кварцевых жил, определенный Sm-Nd методом по шеелиту, соответствует 347 ± 12 млн. лет [2].

МЕТОДИКА

Аналитические данные по составу пород были получены в центре GEOANALITIC Института геологии и геохимии УрО РАН, Екатеринбург. Основные компоненты (за исключением FeO и Na₂O) были определены методом рентгеновской флуоресценции (РФА) на приборе SRM-18. FeO, Na₂O и потери установлены стандартным химическим анализом. Концентрации микроэлементов (в том числе редких земель) определялись ICP-MS ELAN 9000 с использованием стандартных процедур.

U-Th-Pb геохронологические исследования цирконов из гранитов Шарташского массива выполнены в центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (Санкт-Петербург), на ионном микрозонде SHRIMP-II по стандартной методике. Датирование цирконов из гранит-порфира и березита проведено на приборе SHRIMP Пe/мс в лаборатории IBERSIMS (Университет Гранады, Испания). Методика и аналитические процедуры приведены на сайте лаборатории <http://www.ugr.es/~ibersims/ibersims/Welcome.html>.

РЕЗУЛЬТАТЫ

U-Pb изотопные данные

Нами выполнено датирование циркона U-Pb методом из гранитов второй интрузивной фазы Шарташского массива (восточный борт Шарташского карьера), дайки гранит-порфира и аподайкового березита (рудный склад, шахта Центральная). Гранит-порфир соответствует гранит-порфиру II цикла в терминологии Н.И. Бородаевского и М.Б. Бородаевской (1947), разработанной для Березовского рудного поля. Результаты датирования приведены в табл. 1 и на рис. 2.

Гранит Шарташского массива имеет серый цвет и характеризуется среднезернистой, слабопорфировидной структурой, массивной текстурой. Минеральный состав: плагиоклаз An₃₂₋₂₅ – 53%, кварц – 22%, микроклин – 17%, биотит – 7%, эпидот – 1%. Извлеченные из гранита кристаллы циркона характеризуются идиоморфизмом и имеют зональное строение. Возраст циркона составляет 302 ± 3 млн. лет (рис. 2а). Одно определение соответствует 247 ± 2 млн. лет, что согласуется с возрастом гранитов палеоконтинентальной зоны северо-западного мегаблока, отделенного от Шарташской интрузии Мурзинским разломом на востоке [36].

Гранит-порфир имеет светло-серую окраску. Вкрапленники представлены плагиоклазом An₃₋₇ – 25%, кварцем – 10%, альбитизированным калиевым полевым шпатом – 10%, биотитом (частично замещенным мусковитом и карбонатом) – 5%. Тонкозернистый базис сложен альбитом, кварцем, мусковитом. Альбитизация широко проявлена на рудном поле, охватывая значительные объемы пород и не связана с рудными трещинами [5]. Помимо альбитиза-

ции, породы затронуты слабой березитизацией, выраженной в развитии мусковита и карбоната по биотиту. Кристаллы циркона обладают идиоморфизмом и зональным строением. Они характеризуются высокими концентрациями U и Th. Th/U отношение варьирует от 0.16 до 1.11. Конкордантный возраст составляет 305 ± 7 млн. лет и соответствует в пределах погрешности возрасту гранитов массива (рис. 2б). Модальное значение возраста по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U – 303 млн. лет. Одна датировка, соответствующая циркону с низкими содержаниями U и Th, образующему идиоморфное ядро в кристалле, составляет 464 ± 5 млн. лет. Циркон с таким возрастом можно интерпретировать как ксеногенный, захваченный из вулканогенно-осадочных пород рудного поля, имеющих ордовикский возраст.

Березит состоит из кварца – 45%, мусковита – 49%, пирита – 5%, карбоната – 1%. В метасоматите сохраняются элементы исходной порфировой структуры гранит-порфира. Окраска породы серая с зеленовато-желтоватым оттенком. Кристаллы циркона из березита имеют облик и внутреннее строение, сходное с кристаллами из дайки и гранита (рис. 2). Возраст цирконов составляет 294 ± 2 млн. лет (рис. 2в). Модальное значение возраста по отношению ²⁰⁶Pb/²³⁸U – 294 млн. лет. Th/U отношение варьирует от 0.16 до 1.03.

Геохимия пород

Гранит-порфиры и шарташские граниты имеют К-Na характер щелочности и умеренную глиноземистость (K₂O/Na₂O = 0.54–0.97; Na₂O + K₂O = 7.9–8.7%; A/CNK – Al₂O₃/(CaO + Na₂O + K₂O) = 0.95–1.05 мол.%) (табл. 2). Они образуют единый петрохимический тренд (рис. 3), на котором гранит-порфиры отличаются от гранитов более кислым составом (SiO₂ = 70.5–72.5 против 69.5–70.5 мас. %), пониженным MgO (0.54–0.95 против 0.8–1.3 мас. %), CaO (1.64–1.70 против 2.0–2.3 мас. %) и повышенным K₂O/Na₂O отношением. Сравнение редких элементов показывает, что гранит-порфиры имеют с гранитами близкие значения высокочargedных элементов Zr, Hf, Nb, но обладают пониженными концентрациями Y, Sr, Ba. На диаграмме распределения РЗЭ (рис. 4а) гранит-порфиры отличаются низкими, по сравнению с гранитами массива, концентрациями РЗЭ при близкой величине (La/Yb)_n отношения. Представленные данные позволяют предположить формирование гранит-порфиров рудного поля в результате кристаллизационной дифференциации расплава шарташской интрузии. Иная картина показана в [24] для даек плагиогранит-порфиров (см. классификацию даек в работе [5]), завершающих формирование дайкового комплекса рудного поля. Согласно этим данным, плагиогранит-порфиры отличаются от шарташских гранитов высокими концентрациями Al, K, Rb, Zr, Hf и меньшими – Ca, Sr,

Таблица 1. Результаты U-Pb изотопного анализа цирконов

Точка	U г/г	Th г/г	²⁰⁶ Pb %	²⁰⁶ Pb* г/г	²⁰⁷ Pb/ ²⁰⁶ Pb	±err	²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	±err	²⁰⁷ Pb/ ²³⁵ U	±err	Возраст, млн. лет ²⁰⁶ Pb/ ²³⁸ U	D, %
Гранит (Sh-2)												
1-1	450	80	0.80	15.2	0.0580	0.00075	0.03940	0.00037	0.27820	0.01474	247.1 ± 2.4	8.9
2-1	265	25	0.18	11.0	0.0542	0.00102	0.04813	0.00063	0.34927	0.01015	302.5 ± 3.9	4.9
3-1	1996	411	0.15	82.3	0.0538	0.00036	0.04799	0.00041	0.34759	0.00457	301.7 ± 2.5	3.5
4-1	962	315	1.51	40.5	0.0649	0.00100	0.04906	0.00043	0.35127	0.01475	304.1 ± 2.7	4.6
5-1	1947	349	0.08	79.3	0.0533	0.00038	0.04743	0.00041	0.34418	0.00473	298.5 ± 2.5	5.4
Гранит-порфир (Пс-391)												
1.1	987	207	0.47	40	0.05819	0.00060	0.04710	0.00019	0.37793	0.00442	295.4 ± 1.2	8.8
1.2	62	32	0.66	4	0.06188	0.00079	0.07509	0.00080	0.64069	0.01093	463.9 ± 4.8	7.2
10.1	2530	1067	0.02	105	0.05289	0.00020	0.04794	0.00057	0.34955	0.00452	301.8 ± 3.5	0.8
11.1	2819	2729	4.7	122	0.09195	0.00051	0.05010	0.00041	0.63524	0.00668	300.8 ± 2.5	36.8
2.1	3544	813	1.65	159	0.06585	0.00067	0.05168	0.00043	0.46929	0.00640	319.7 ± 2.7	16.8
3.1	315	145	0.62	13	0.05735	0.00076	0.04839	0.00033	0.38264	0.00584	302.8 ± 2.0	7.4
4.1	7223	6963	0.1	288	0.05396	0.00034	0.04604	0.00070	0.34256	0.00578	289.9 ± 4.3	3
8.1	4779	5185	1.25	205	0.06156	0.00055	0.04958	0.00041	0.42084	0.00530	308.1 ± 2.5	12.6
9.1	6348	999	0	278	0.05286	0.00017	0.05067	0.00019	0.36933	0.00228	318.6 ± 1.1	0.2
Березит (Пс-392)												
1.1	6143	3562	0.01	268	0.05282	0.00013	0.05047	0.00041	0.36758	0.00336	317.4 ± 2.5	0.2
1.2	10422	8206	0.03	431	0.05231	0.00032	0.04777	0.00081	0.34455	0.00630	300.7 ± 4.9	0
2.1	2551	493	0.34	103	0.05660	0.00021	0.04686	0.00015	0.36571	0.00225	294.2 ± 0.9	6.8
5.1	435	179	0	18	0.05278	0.00031	0.04686	0.00024	0.34102	0.00295	295.2 ± 1.5	1
5.2	558	140	0	23	0.05306	0.00017	0.04748	0.00013	0.34736	0.00191	299.0 ± 0.7	1.2
5.3	466	469	0	19	0.05181	0.00052	0.04624	0.00032	0.33035	0.00418	291.4 ± 2.0	-0.6
6.1	1480	228	0.35	59	0.05872	0.00080	0.04587	0.00035	0.37138	0.00597	288.1 ± 2.1	9.8
6.2	804	368	0.42	32	0.05838	0.00111	0.04598	0.00057	0.37008	0.00854	288.6 ± 3.6	9.4

Примечание. Pb₀ и Pb* – общий и радиогенный свинец. Возраст ²⁰⁶Pb/²³⁸U скорректирован на ²⁰⁴Pb. D, % – дискордантность.

Mg, Cr, высоким (La/Yb)_n отношением, что позволило предположить их формирование не в результате дифференциации, а при более низких степенях плавления источника относительно гранитов массива.

Сопоставление составов пород позволяет высказать предположение, что хронологическая и структурная разобщенность дайковых свит (плагиосиенит-порфиров, гранит-порфиров, плагиогранит-порфиров), по-видимому, отражает различные петрологические механизмы (частичное плавление, фракционная кристаллизация), реализующиеся в магматическом источнике или камере при формировании интрузивно-дайкового комплекса рудного поля.

Изменение содержаний ряда петрогенных компонентов для гранит-порфиров при березитизации показано на рис. 3. При инертном поведении большинства компонентов (кремний, магний, железо) наблюдается значимое снижение содержаний CaO, Sr и рост K₂O/Na₂O, Rb, что связано с замещением плагиоклаза калиевой слюдой. В березитах, по сравнению с исходными породами, отмечается концентрация халькофильных элементов: Cu, Pb, Ge, Ag, Cd, Sb, Bi и таких литофилов, как W и Sn. Такое поведение петрогенных и редких элементов при березитизации согласуется с данными по Березовскому рудному полю, представленными в работах [5, 10]. По-

ведение Th и U под воздействием кислых растворов во всем диапазоне P-T условий гидротермального процесса (березитизации) характеризуется минимальной миграционной способностью с тенденцией к концентрации в минералах-концентраторах, таких как пирит или собственных минералах [1]. В нашем случае, мы отмечаем повышение концентраций Th и U в березитах максимум на 35% относительно исходных пород при сохранении или снижении торий-уранового отношения. Изменение РЗЭ при березитизации отражается в росте (La/Yb)_n более чем на 30%, что связано с выносом тяжелых РЗЭ при инертном поведении или привносе легких РЗЭ (рис. 4а). Отмечается формирование слабой положительной аномалии Eu/Eu* = 1.12–1.26. Распределение РЗЭ в березитах Березовского месторождения приведено в работах [7, 22]. Согласно им, в кислотную стадию, когда формируются существенно кварц-серицитовые березиты, происходит вынос всех РЗЭ и особенно тяжелых. В щелочную стадию при формировании существенно серицитовых березитов происходит накопление тяжелых РЗЭ и формируется отрицательная аномалия Eu. На этой же стадии происходит рудоотложение. Полученные нами данные отличаются по поведению легких РЗЭ, позволяющему предположить, что описываемые на-

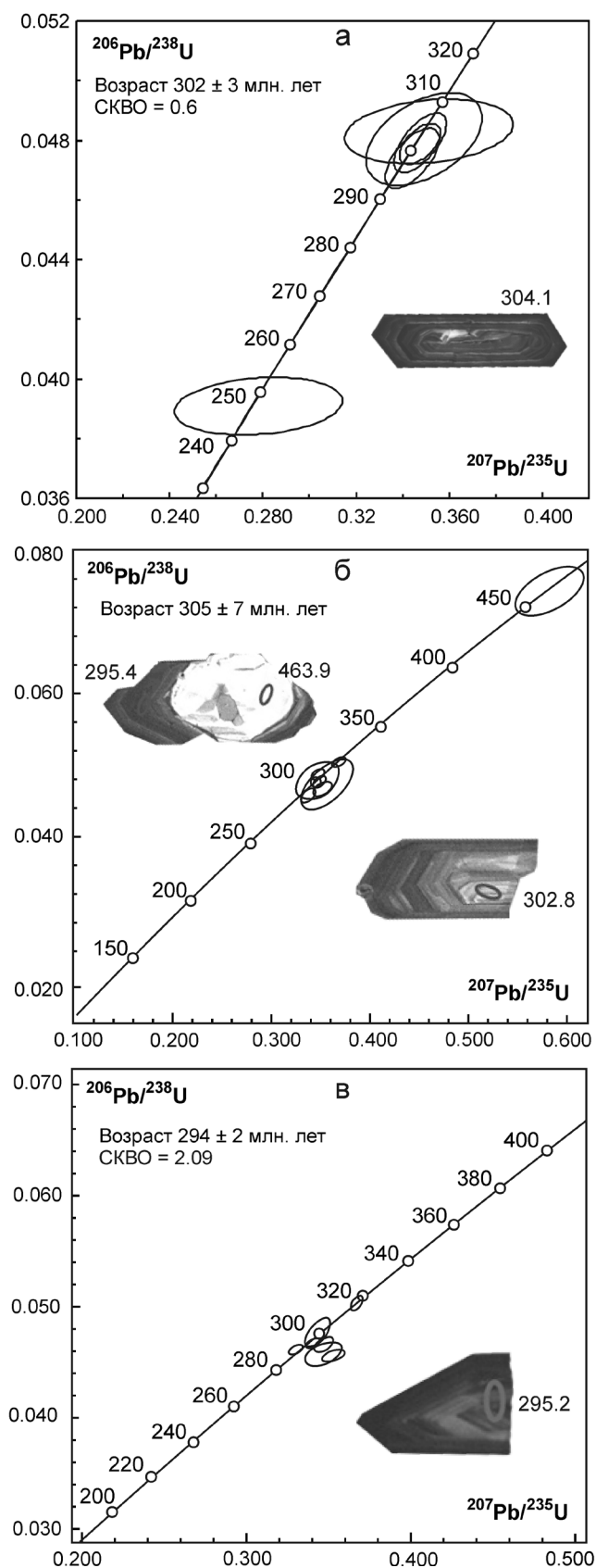


Рис. 2. U-Pb возраст зерен циркона.

а – гранит, б – гранит-порфир, в – березит.

ми березиты формировались преимущественно в раннюю кислотную стадию и могут соответствовать “безрудным” колонкам метасоматитов. В тоже время, наличие колонок, в которых проявилась только одна стадия, – редкость: обычно это интегральные образования [21]. Подтверждением этому является повышенное содержание халькофильных элементов (особенно Pb и Sb) в березитах, по сравнению с протолитами, выраженное в присутствии галенита и блеклых руд, отложение которых происходит в позднюю щелочную стадию. Кроме того, при интерпретации спектров РЗЭ в метасоматитах нельзя недооценивать такие факторы, определяющие поведение РЗЭ в гидротермальном растворе, как температура, рН, активность калия [3, 34].

ОБСУЖДЕНИЕ И ВЫВОДЫ

Граниты Шарташского массива и дайковых свит Березовского рудного поля принадлежат надсубдукционным мантийно-корovým образованиям окраин континентов андийского типа, сложенных породами габбро-тоналит-гранодиорит-гранитной (ГТГГ) ассоциации [28]. Они образуют крупный субмеридиональный пояс в пределах Восточно-Уральского поднятия, с которым связано большинство золоторудных гидротермальных месторождений кварцево-жильного типа [23, 29]. Мы полагаем, что сопоставление гранитов Шарташского массива и гранит-порфиров с хорошо датированными породными сериями Верхисетского массива, характеризующими основные этапы гранитообразования в окраинно-континентальном секторе Среднего Урала, может служить независимым критерием оценки возраста гранитов Березовского рудного поля.

Шарташский массив сложен недеформированными гранитами, которые по петрографическим и петрохимическим характеристикам отличны от ранних, испытавших анатексис и метаморфизм, серий Верхисетского массива (габбро-диоритовой и тоналит-трондьемитовой). Последние отличаются пониженным содержанием калия, литофильных элементов и магнезиальностью (рис. 5). Их U-Pb (SHRIMP-II) возраст – 369 ± 6 и 367 ± 4 млн. лет [25, 28]. Однако с поздними сериями массива шарташские граниты и гранит-порфиры рудного поля очень близки как по структурным, так и по вещественным характеристикам. На петрохимических диаграммах они располагаются вдоль тренда дифференциации тоналит-гранодиоритовой серии, а также вблизи области молодой адамеллит-гранитной серии (рис. 5). Сопоставление РЗЭ (рис. 4б) показывает, что граниты и гранит-порфиры рудного поля располагаются в области перекрытия составов пород дифференциатов тоналит-гранодиоритовой и адамеллит-гранитной серии, отличаясь от последней низким La/Yb отношением. Время формирования тоналит-гранодиоритовой серии оценива-

Таблица 2. Химический состав пород

Образец Порода	9001 гранит	ПС-391 гранит- порфир	ПС-392 березит	ПС-393 гранит- порфир	ПС-394 березит	ПС-395 гранит- порфир	ПС-396 березит
SiO ₂	69.50	71.16	69.37	71.49	68.24	70.69	70.05
TiO ₂	0.30	0.20	0.19	0.22	0.28	0.20	0.19
Al ₂ O ₃	15.44	14.58	16.44	14.53	19.62	14.02	14.43
Fe ₂ O ₃	1.20	1.07	2.77	1.22	0.86	1.07	3.60
FeO	1.45	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70	0.70
MnO	0.04	0.06	0.06	0.05	0.01	0.06	0.06
MgO	1.33	0.54	0.94	0.95	0.84	0.63	0.98
CaO	2.28	1.70	0.92	1.65	0.36	1.64	1.14
Na ₂ O	5.27	5.70	0.50	4.50	0.50	4.30	0.50
K ₂ O	2.84	2.71	4.92	3.41	6.16	4.16	4.65
P ₂ O ₅	–	0.11	0.12	0.09	0.13	0.09	0.11
п.п.п.	–	1.70	3.90	1.80	2.80	1.70	4.30
Сумма	99.65	99.23	100.84	100.59	100.51	99.24	100.71
Na ₂ O + K ₂ O	8.11	8.41	5.42	7.91	6.66	8.46	5.15
K ₂ O/Na ₂ O	0.54	0.48	9.84	0.76	12.33	0.97	9.29
A/CNK	0.97	0.95	2.10	1.03	2.41	0.96	1.82
mg#	0.49	0.37	0.35	0.49	0.51	0.41	0.31
Li	35.60	4.20	1.54	9.36	1.72	6.96	3.73
Rb	83.76	62.96	96.52	69.79	125.41	87.32	97.02
Cs	1.65	1.81	0.95	2.04	1.22	1.92	1.05
Be	2.35	2.52	1.69	2.42	1.86	1.89	1.69
Sr	833.24	151.04	18.47	264.63	10.09	243.46	30.93
Ba	956.10	262.82	150.86	305.68	346.28	272.01	153.31
Sc	19.04	3.09	2.95	3.26	4.28	3.17	3.11
V	50.52	15.15	15.14	18.07	31.76	15.32	16.32
Co	7.20	1.96	2.05	2.90	2.75	2.22	2.77
Ni	25.66	6.47	10.02	20.59	14.89	9.23	8.53
Cu	31.72	32.99	440.96	17.48	76.13	31.59	383.76
Zn	89.66	34.01	44.76	31.80	17.09	32.83	61.37
Ga	35.77	19.06	18.24	19.29	22.88	19.07	18.65
Y	9.59	3.48	2.29	3.29	2.46	3.41	2.78
Nb	5.24	7.56	7.38	6.38	6.91	6.55	6.02
Ta	0.32	0.26	0.25	0.22	0.25	0.23	0.21
Zr	86.02	65.46	61.96	60.46	79.45	67.33	70.03
Hf	3.25	3.40	3.14	2.67	3.63	3.25	3.31
Mo	4.52	0.30	0.30	0.41	0.34	0.52	0.38
Sn	0.01	1.13	7.54	0.99	11.14	1.54	8.60
Tl	0.72	1.99	2.06	3.22	2.69	2.62	1.75
Pb	40.14	37.98	66.81	27.58	6.34	98.30	1305.97
U	9.43	12.47	16.27	8.04	10.82	10.69	11.57
Th	9.61	13.96	14.01	10.38	14.19	12.47	12.58
La	19.34	13.02	12.98	10.89	20.78	12.14	13.66
Ce	40.71	20.72	20.88	23.20	32.01	19.68	21.70
Pr	4.75	2.76	2.82	2.40	4.35	2.65	2.85
Nd	18.61	10.29	10.27	8.95	15.90	9.76	10.65
Sm	3.85	1.53	1.53	1.42	2.39	1.47	1.57
Eu	1.11	0.34	0.44	0.33	0.65	0.36	0.50
Gd	2.83	0.97	0.84	0.88	1.35	0.92	0.94
Tb	0.31	0.11	0.09	0.11	0.13	0.11	0.10
Dy	1.72	0.64	0.46	0.61	0.58	0.63	0.52
Ho	0.29	0.12	0.08	0.12	0.09	0.12	0.10
Er	0.81	0.36	0.22	0.33	0.24	0.34	0.28
Tm	0.12	0.06	0.04	0.05	0.03	0.05	0.04
Yb	0.74	0.42	0.26	0.35	0.25	0.39	0.32
Lu	0.12	0.07	0.05	0.06	0.05	0.06	0.05
W	–	4.04	12.83	3.14	14.99	2.76	12.35
Bi	–	0.66	13.10	0.18	0.36	0.42	30.18
Ge	–	1.07	1.48	0.84	1.55	0.96	1.46
Ag	–	0.20	5.53	0.17	1.08	0.41	11.26
Cd	–	0.10	1.01	0.04	0.21	0.08	1.73
Sb	–	0.95	84.17	0.75	22.42	2.03	111.75
Te	–	0.02	0.08	0.01	0.01	0.02	0.30
Th/U	1.02	1.12	0.86	1.29	1.31	1.17	1.09
(La/Yb) _n	17.64	21.08	33.26	20.92	55.96	21.28	28.99
Eu/Eu*	1.03	0.85	1.21	0.91	1.12	0.96	1.26

Примечание. Окислы, мас. %; элементы, г/т, прочерк – не определялись.

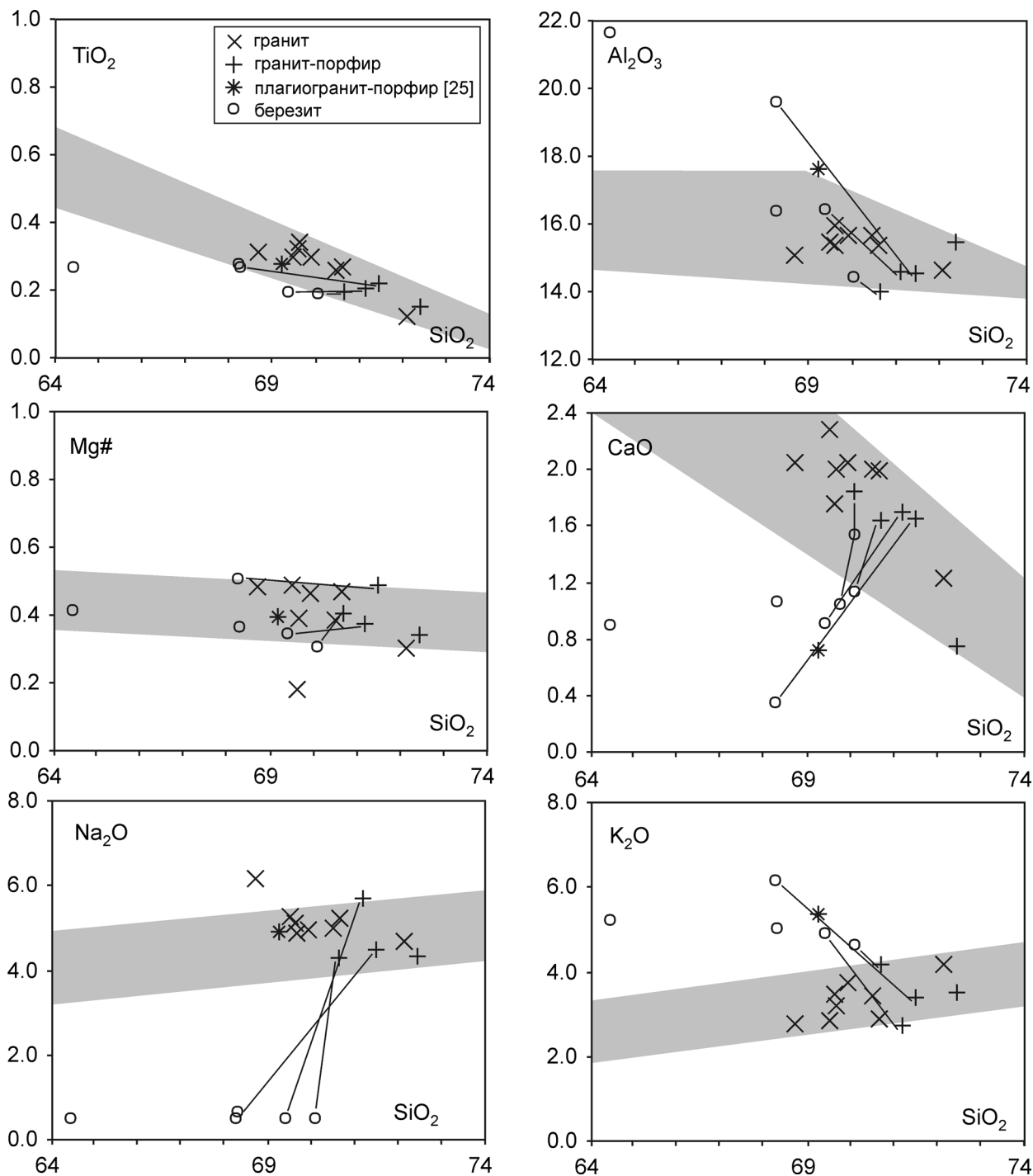


Рис. 3. Состав гранитоидов и березитов Березовского рудного поля.

Серым выделено поле пород Шарташского массива по материалам Р.С. Куруленко [12]. Линиями соединены составы протолита и метасоматита.

ется по данным Rb-Sr метода в 320 ± 12 млн. лет; методом Кобера – 318 ± 4 млн. лет; U-Pb методом на приборе SHRIMP-II – $300\text{--}305$ млн. лет. Возраст адамеллит-гранитной серии составляет 299.8 ± 4.5 млн. лет (SHRIMP-II); $314\text{--}275$ млн. лет (метод Кобера); 276 ± 5 млн. лет (Rb-Sr-метод) [24, 25, 32, 36].

Данное сопоставление показывает, что вещественные характеристики и полученные U-Pb (SHRIMP-II) датировки цирконов гранитоидов рудного поля ($302\text{--}305$ млн. лет) находятся в соответствии с составом и возрастом молодых, связанных с надсубдукционным базитовым магматизмом се-

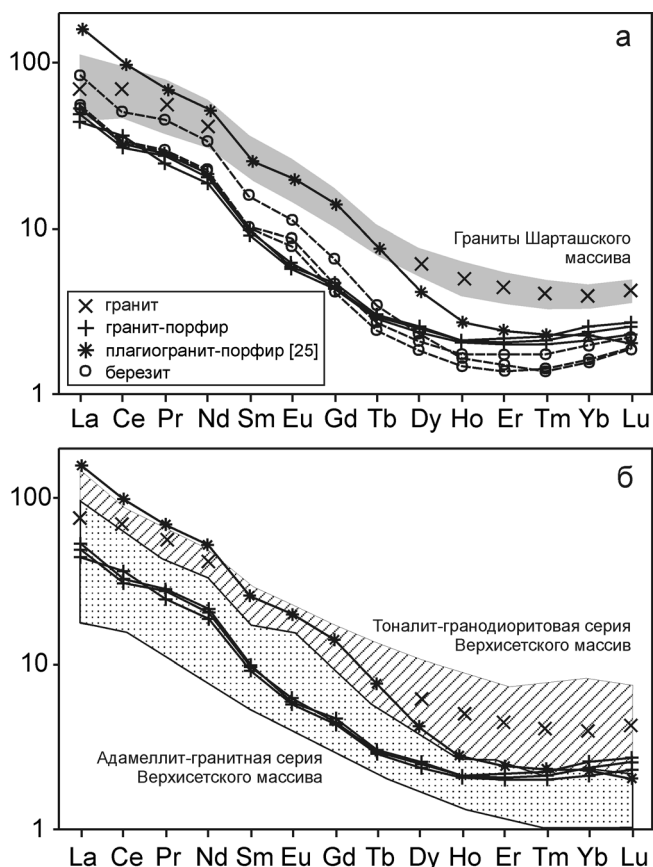


Рис. 4. Распределение РЗЭ, нормированных по хондриту, в гранитах рудного поля (а) и породных сериях Верхисетского массива (б).

рий Верхисетского массива, что является критерием достоверности полученных данных. Кроме того, время формирования гранитоидов рудного поля совпадает с возрастом других потенциально продуктивных на золото массивов ГТГГ ассоциации Среднего Урала: Середовинский, Кедровский, Шабровский, Осинковский, Каменский [9, 11, 17, 29].

Формирование метасоматитов березит-лиственитовой формации и гидротермального золото-сульфидно-кварцевого оруденения Березовского рудного поля, согласно исследованиям [5, 20, 23], произошло после образования гранитов Шарташского массива и дайкового комплекса. Следовательно, время кристаллизации гранитоидов, составляющее 302–305 млн. лет, показывает нижнюю возрастную границу оруденения. Верхнюю возрастную границу определяют пострудные дайки лампрофиров с $Ar-Ar$ возрастом 284 млн. лет [18]. Полученные нами U-Pb (SHRIMP-II) данные времени формирования березитов укладываются в выделенный временной диапазон. Возраст березитов составляет 294 млн. лет и отличается на 10 млн. лет от возраста магматического протолита, что согласуется с имеющимися геологическими данными и оценкой возраста гидротермального золотого ору-

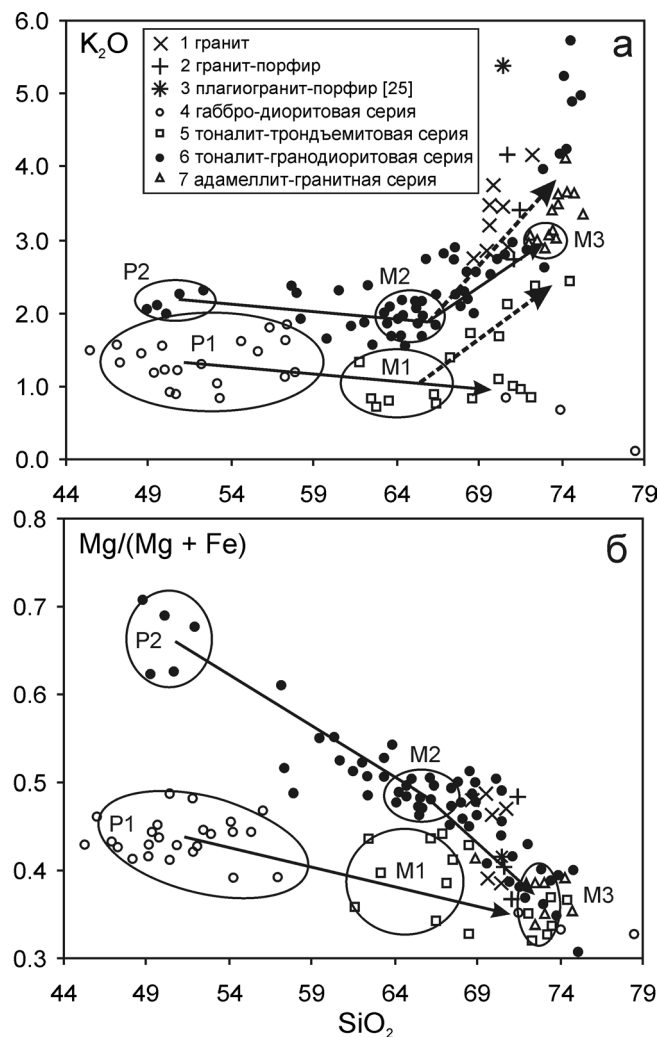


Рис. 5. $K_2O - SiO_2$, $Mg/(Mg + Fe) - SiO_2$ диаграммы для пород Верхисетского массива [28].

1–3 породы Березовского рудного поля, 4–7 – серии Верхисетского массива. Овалами выделены составы протолитов (P1, P2) и анатектических расплавов (M1, M2) тоналит-гранодиоритовой и тоналит-гранодиоритовой серий, соответственно, а также состав первичного расплава (M3) адамеллит-гранитной серии. Сплошная линия показывает тренд частичного плавления, пунктирная линия отвечает тренду дифференциации.

денения (300–290 млн. лет), связанного с массивами ГТГГ ассоциации Среднего Урала в работах [10, 29]. В то же время, доказательство гидротермального происхождения циркона в березитах требует проведения дополнительных геохронологических и вещественных исследований кристаллов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ: грант № 12-05-00109-а; 12-05-00132-а. Совместных проектов УрО-СО-ДВО РАН № 12-С-5-1004 и 12-С-5-1022; Программы Президиума РАН № 12-П-5-1024. Публикация IBERSIMS № 6.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Арбузов С.И., Рихванов Л.П.* Геохимия радиоактивных элементов. Томск: Томский политехн. ун-т, 2009. 315 с.
2. *Бакшеев И.А., Беляцкий Б.В.* Sm-Nd и Rb-Sr изотопные системы шеелита Березовского золоторудного месторождения (Средний Урал) // Литосфера. 2011. № 4. С. 110–118.
3. *Балашов Ю.А.* Геохимия редкоземельных элементов. М.: Наука, 1976. 268 с.
4. *Белавин О.В., Вагшаль Д.С., Ниреништейн В.А.* Шарташский гранитный массив (Средний Урал) и связь с ним золотого оруденения // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1970. № 6. С. 86–90.
5. *Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б.* Березовское рудное поле. М.: Metallurgizdat, 1947. 264 с.
6. *Бортников Н.С., Сазонов В.Н., Викентьева О.В. и др.* Роль магматогенного флюида в формировании Березовского мезотермального золото-кварцевого месторождения, Урал // Докл. АН. 1998. Т. 363, № 1. С. 82.
7. *Викентьева О.В.* РЗЭ в метасоматитах мезотермальных золоторудных месторождений // Роль минералогии в познании процессов рудообразования: мат-лы Годичной сессии МО РМО, посвященной 110-летию со дня рождения академика А.Г. Бетехтина (1897–2007). М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 76–80.
8. *Гаррис М.А.* Геохронологическая шкала Урала и основные этапы его развития в докембрии и палеозое. Доклады советских геологов на XX сессии МГК. М.: Наука, 1964. С. 128–156.
9. *Грабежнев А.И.* Метасоматизм, рудообразование и гранитный магматизм. М.: Наука, 1981. 292 с.
10. *Грабежнев А.И., Берзон Р.О., Нейкур Т.Л.* Особенности метасоматизма пород восточноуральских золоторудных месторождений, связанных с гранитоидами различной фаціальности / Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 48–64.
11. *Зинькова Е.А., Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В.* U-Pb цирконовый возраст тоналит-гранодиоритовых массивов, ассоциированных с золоторудными месторождениями (Средний Урал) // Сборник тезисов IV Российской конференции по изотопной геохронологии. СПб: ИГГД РАН, 2009. С. 200–203.
12. *Куруленко Р.С.* История формирования Шарташского гранитного массива // Ежегодник-1976 / ИГГ УНЦ АН СССР. Свердловск, 1977. С. 39–41.
13. *Лайпанов Х.Х.* Околорудные метасоматиты Березовского рудного поля // Вопросы геохимии и рудообразования. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1977. С. 65–68.
14. *Овчинников Л.Н.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала. Тр. I Уральского петрографического совещ. Т. 1. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1963. С. 57–82.
15. *Овчинников Л.Н., Вороновский С.Н., Малярова Г.В. и др.* Новые данные об абсолютном возрасте рудных месторождений фанерозоя // Определение абсолютного возраста рудных месторождений и молодых магматических пород (XVIII сессия). М.: Наука, 1976. С. 48–58.
16. *Овчинников Л.Н., Степанов А.И., Краснобаев А.А., Дунаев В.А.* Обзор данных по абсолютному возрасту геологических образований Урала // Тр. II Уральского петрографического совещания. Т. 1. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1969. С. 173–204.
17. *Прибавкин С.В., Пушкарев Е.В.* Возраст поздних орогенных гранитоидов Урала по данным U-Pb изотопии цирконов (на примере Шарташского и Шабровского массивов) // Докл. АН. 2011. Т. 438, № 3. С. 369–373.
18. *Прибавкин С.В., Ронкин Ю.Л., Травин А.В., Пономарчук В.А.* Новые данные о возрасте лампроит-лампрофирового магматизма Урала // Докл. АН. 2007. Т. 412, № 5. С. 682–684.
19. *Сазонов В.Н.* О зональности лиственитов Шульгинского золоторудного месторождения // Метаморфизм горных пород Урала. Свердловск: СГИ, 1970. С. 88–92.
20. *Сазонов В.Н.* Лиственитизация и оруденение. М.: Наука, 1975. 172 с.
21. *Сазонов В.Н.* Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1984. 208 с.
22. *Сазонов В.Н., Викентьева О.В., Огородников В.Н. и др.* РЗЭ в колонках пропилитизации, альбитизации, эйситизации и березитизации-лиственитизации пород различной кремнекислотности: эволюция распределения, причины и практическое значение // Литосфера. 2006. № 3. С. 108–124.
23. *Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А. и др.* Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УГГА, 2001. 622 с.
24. *Смирнов В.Н., Беа Ф., Монтеро П. и др.* Результаты Rb-Sr-датирования и изучения изотопного состава Nd в гранитоидах Верхисетского массива (Средний Урал) // Докл. АН. 1998. Т. 363, № 4. С. 389–391.
25. *Смирнов В.Н., Иванов К.С.* Геодинамические условия формирования гранитоидов Верхисетского батолита (Восточный склон Среднего Урала) // Тектоника, рудные месторождения и глубинное строение земной коры: мат-лы Всерос. науч. конф. IV Чтения памяти С.Н. Иванова. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 256–258.
26. *Смирнов В.Н., Шардакова Г.Ю., Бородин Н.С. и др.* Геохимические особенности пород Шарташского массива и рудоносных даек Березовского месторождения // Ежегодник-1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 172–177.
27. *Спирidonov Э.М., Бакшеев И.А., Куруленко Р.С. и др.* Гумбеитовая формация Урала. М.: МГУ, 1997. 97 с.
28. *Ферштатер Г.Б.* Надсубдукционный интрузивный магматизм Урала // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1349–1364.
29. *Ферштатер Г.Б., Холоднов В.В., Кременецкий А.А. и др.* Золотоносные габбро-тоналит-гранодиорит-гранитные массивы Урала: возраст, геохимия, особенности магматической и рудной эволюции // Геология рудных месторождений. 2010. Т. 52, № 1. С. 65–84.
30. *Чукашева М.Н.* Шарташский гранитный массив // Путеводитель Свердловской экскурсии. I Уральск. Петрогр. Совещ. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1961.
31. *Штейнберг Д.С., Ронкин Ю.Л., Куруленко Р.С. и др.* Rb-Sr возраст пород Шарташского интрузивно-дайкивого комплекса // Ежегодник-1988. Свердловск: ИГГ УрО АН СССР, 1989. С. 110–112.

32. *Bea F., Fershtater G.B., Montero P.G. et al.* Generation and evolution of subduction-related batholiths from the Central Urals: Constraints on the *P-T* history of the Uralian Orogen // *Tectonophysics*. 1997. V. 276, № 1-4. P. 103–116.
33. *Geisler T., Schaltegger U., Tomaschek F.* Re-equilibration of Zircon in Aqueous Fluids and Melts // *Elements*, 2007. V. 3, is. 1. P. 43–50.
34. *Haas J.R., Shock E.L., Sasani D.C.* Rare earth elements in hydrothermal systems: Estimates of standards partial molar thermodynamic properties of aqueous complexes of rare earth elements at high pressure and temperature // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 1995. V. 59. P. 4329–4350.
35. *Hoskin, P.W.O., Schaltegger U.* The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Zircon* / J.M. Hanchar, P.W.O. Hoskin, (Eds.). *Reviews Mineral. Geochem.* 2003. V. 53. P. 27–62.
36. *Montero P., Bea F., Gerdes A. et al.* Single-zircon evaporation ages and Rb-Sr dating of four major Variscan batholiths of the Urals. A perspective on the timing of deformation and granite generation // *Tectonophysics*. 2000. V. 317, № 1/2. P. 93–108.
37. *Rizvanova N.G., Levchenkov O.A., Belous A.E., et al.* Zircon reaction and stability of the U-Pb isotope system during interaction with carbonate fluid: experimental hydrothermal study // *Contrib. Mineral. Petrol.* 2000. V. 139, № 1. P. 101–114.
38. *Schaltegger U.* Hydrothermal zircon // *Elements*. 2007. V. 3, is. 1. P. 78–79.

Рецензент В.В. Мурзин

U-Pb ages and composition of the rocks of Berezovsk gold field (Middle Ural)

S. V. Pribavkin*, P. Montero, F. Bea**, G. B. Fershtater***

**Institute of Geology and Geochemistry, Urals Branch of RAS*

***University of Granada*

Berezovsk ore field is located in the Middle Ural. It includes Berezovsk large gold deposit and a number of smaller deposits. We present new U-Pb age data for magmatic and hydrothermal-metasomatic rocks from the ore field. The ages of zircon from granites and from granite-porphyry intrusive-dike complex are 305 ± 7 and 302 ± 3 Ma respectively. The age of quartz-sericite-pyrite metasomatic rocks accompanying the gold-sulfide hydrothermal mineralization is 294 ± 2 Ma. The study of chemical composition and age of granites from the ore field showed their correspondence to the late stage of subduction-related granodiorite-granite rocks in the active continental margin. The age of metasomatic processes and associated hydrothermal gold mineralization corresponds to the termination of this stage of magmatism in the Middle Ural.

Key words: *zircon, U-Pb age, granite, metasomatic rocks, gold, Berezovsk deposit, Shartash massif.*