

выполнения молочно-белого кварца пугачевского типа, который образуется под воздействием гранитоидов нижеуфалейского комплекса. Кварц этого типа является продуктом рекристаллизации деформированного первично-гигантозернистого кварца жил выполнения палеозойской ранней стадии коллизии под воздействием процессов высокотемпературного дислокационного метаморфизма в зоне активного воздействия ГУР, уровня амфиболитовой фации (610–700 °С и 2–5 кбар), связанного с этапом поздней коллизии (310–240 млн лет). Высокая чистота «гранулированного» кварца обусловлена первичной чистотой кварцевых жил выполнения пугачевского типа и удалением механических примесей при грануляции кварцевых зерен в межзерновое пространство. Содержание валового алюминия составляет 30–40 г/т, а его структурной примеси в кристаллической решетке кварца – 10–20 г/т.

Стекловидный гигантозернистый жильный кварц щербаковского типа представляет собой совокупность разделенных индукционными поверхностями индивидов до 10 и более сантиметров по наибольшему сечению. Формирование кварцевых жил щербаковского типа вызвано гидротермальными процессами палеозойской поздней коллизии (310–240 млн лет) и становлением гранитоидов кизильского комплекса. Они относятся к наиболее молодым образованиям и нередко приурочены к зонам локализации жил гранулированного кварца, в ряде жил секут их. Термодинамические условия образования этих жил определяют высокое предельное количество структурного алюминия (20–30 г/т), причем преобладает Al с Na-Li компенсатором. ИК спектры стекловидного кварца имеют много общих характеристических особенностей с ИК спектрами горного хрусталя, что обусловлено близкими термодинамическими условиями их образования.

Р. С. Паламарчук¹, С. Ю. Степанов¹, С. В. Берзин²

*¹ – Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург
palamarchuk22@yandex.ru*

² – Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург

Геохимические особенности метасоматических образований Сыростанского массива, Южный Урал (научный руководитель д.г.-м.н. А. В. Козлов)

За более чем 200-летнюю историю освоения россыпей Южного Урала с территории Атлянского, Ленинского, Миасского и Орловского рудных районов было добыто более 70 т золота. Несмотря на высокую продуктивность россыпей Миасского района, вопрос о коренных источниках для многих из них остается открытым, в том числе для Атлянского россыпного узла.

Атлянский россыпной узел располагается близ границы между Западно-Магнитогорской и Сакмаро-Левнической структурно-формационными зонами. На данный момент прогнозные ресурсы этого узла оцениваются в 2.3 т по категории P₁₊₂ [Государственная..., 2002]. В Атлянский узел входит две крупных водных системы: р. Атлян с притоками, долина которой золотоносна на всем протяжении, и р. Сыростан с

притоками, золотоносность которой не установлена [Государственная..., 2002]. Верховья р. Сыростан берут начало с одноименного гранитного массива. Среди пород массива отмечаются значительные по объемам метасоматические образования – гидротермальные кварц-сульфидные жилы, а также зоны березитизации гранитоидов. В кварцевых жилах Сыростанского массива ранее отмечались единичные зерна золота [Макагонов, Муфтахов, 2015]. Присутствие березитов может быть перспективно для выявления коренного золотого оруденения [Плющев и др., 2012].

Сыростанский массив относится к одноименному монцодиорит-гранитовому комплексу. В нем выделяют породы двух фаз внедрения: монцодиориты, кварцевые сиениты и граносиениты для первой фазы и биотитовые граниты, лейкограниты – для второй [Государственная..., 2002]. В структурном отношении массив располагается в зоне Главного Уральского разлома среди метабазитов и разнообразных по составу сланцев [Ферштагер, 2013]. Возраст формирования пород массива оценивается в 334–327 млн лет. Существует несколько точек зрения на механизм формирования пород Сыростанского комплекса [Овчинников и др., 1973; Шагалов, 2002; Ферштагер, 2013]. К заключительным фазам становления массива относятся дайки гранитов, лейкогранитов, аплитов и пегматитов с редкометалльным и редкоземельным оруденением. Если вопросы минералогии последних изучались [Макагонов, Муфтахов, 2015], то метасоматические процессы, сопровождающие образование пород заключительных фаз, изучены слабо.

Целью работы является оценка коренной золотоносности гидротермально-метасоматических образований березитовой формации, развитых по гранитоидам Сыростанского интрузива. Материал для исследования был отобран летом 2016 г. в ходе детального исследования щебеночного карьера в р-не г. Сыростан. Образцы представлены массивной пиритовой рудой, сульфидно-кварцевыми жилами, а также березитизированными гранитами с различной степенью метасоматического преобразования. Состав проб был проанализирован на 62 элемента с применением масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (центральная аналитическая лаборатория ФГБУ «ВСЕГЕИ», прибор ELAN-6100 DRC, аналитики В. А. Шишлов, В. Л. Кудряшов).

В породах Сыростанского массива процессы метасоматоза проявлены широко. Субстратом для развития метасоматитов служили преимущественно биотитовые граниты второй фазы внедрения сыростанского комплекса. Состав этих гранитов: кварц (~35 %), плагиоклаз (андезин № 15, ~30 %), альбит (~15 %), микроклин (~15 %), остальное – биотит. Структура породы гранитовая. В слабоизмененных гранитах (обр. SM-18) появляются новообразованные мусковит и карбонаты. Они часто развиваются по биотиту, а также рассеяны в виде самостоятельных зерен по породе, равномерно замещая полевые шпаты. С увеличением степени метасоматического преобразования растет количество новообразованных мусковита, карбонатов (обр. SM-23, SM-33) и альбита. Появляются метакристаллы пирита, часто идиоморфные.

При дальнейшем метасоматическом преобразовании большинство полевых шпатов почти полностью замещается с образованием серицит-карбонатного агрегата в центральных частях зерен и альбита по краям (обр. SM-1). Содержание кварца в измененном граните снижается до 20 % от площади шлифа. В агрегатах новообразованных минералов обнаружены единичные идиоморфные зерна апатита. Ассоциация новообразованных минералов с преобладанием мелкозернистого мусковита, альбита и доломита позволяет рассматривать изученные метасоматиты как березиты.

В ореолах метасоматически преобразованных пород располагаются сульфидно-кварцевые жилы, в которых сульфиды распространены неравномерно. Встречаются как почти мономинеральные кварцевые жилы, так и участки с массивными мелкозернистыми пиритовыми агрегатами. В подчиненном количестве в кварцевых жилах встречаются доломит и реже кальцит. В пирите установлены мелкие включения галенита (до 10 мкм), сфалерита, редкие самородный висмут и висмутин и единичные зерна барита.

Среди петрогенных компонентов наиболее устойчивой зависимостью от степени метасоматического преобразования обладают SiO_2 и FeO . Содержание первого снижается, а содержание второго возрастает с увеличением степени метасоматического преобразования (табл. 1). В связи с возрастанием роли новообразованных минералов также увеличиваются содержания Na_2O , Al_2O_3 , P_2O_5 и уменьшается K_2O .

Таблица 1

**Содержания петрогенных компонентов (мас. %)
в гранитоидах и метасоматически преобразованных породах**

	SiO_2	Al_2O_3	Na_2O	K_2O	MgO	P_2O_5	CaO	TiO_2	MnO	Fe_2O_3^*
Гранит	71.8	15.0	4.26	3.71	0.61	0.11	1.93	0.28	0.04	1.87
SM-18	57.7	17.0	5.69	3.87	0.70	0.15	2.02	0.19	0.06	2.81
SM-33	46.9	22.1	8.68	2.12	0.48	0.30	0.91	0.47	0.01	6.02
SM-23	45.4	19.8	8.40	1.71	1.12	0.30	4.07	0.52	0.12	6.29
SM-1	47.8	17.3	6.36	1.88	0.84	0.27	1.86	0.52	0.04	8.08

Примечание. Здесь и далее – данные для гранитов даны по [Ферштатер, 2013]; * – общее содержание железа. SM-18 – слабоизмененный гранит, SM-1 – березит; SM-33, SM-23 – промежуточные разновидности метасоматически преобразованных гранитоидов.

Вынос SiO_2 проявляется в уменьшении в породе содержания кварца. Можно предполагать, что SiO_2 перераспределяется в виде кварцевых жил по аналогии с процессом формирования полосовых кварцевых жильных тел Березовского золоторудного месторождения [Попов, 1971]. Возрастание содержания железа связано с новообразованным пиритом. Возрастание Al_2O_3 связано с новообразованным мусковитом, однако при этом содержание K_2O уменьшается. Последнее связано с альбитизацией калиевого полевого шпата. Увеличение P_2O_5 в метасоматически преобразованных породах связано с появлением акцессорного апатита.

Все метасоматически измененные породы отличаются от субстрата по спектру распределения РЗЭ (рис.). Общие закономерности распределения и угол наклона нормализованной кривой распределения совпадают. Метасоматиты слабо обогащены легкими и заметно обогащены тяжелыми РЗЭ. Это может быть связано с присутствием апатита в наиболее измененных разностях пород. В таких породах также отсутствует отрицательная Eu аномалия, характерная для гранитов субстрата. С возрастанием степени метасоматического изменения пород закономерно уменьшается количество таких крупноионных литофильных элементов как Ba, Rb, Sr (табл. 2).

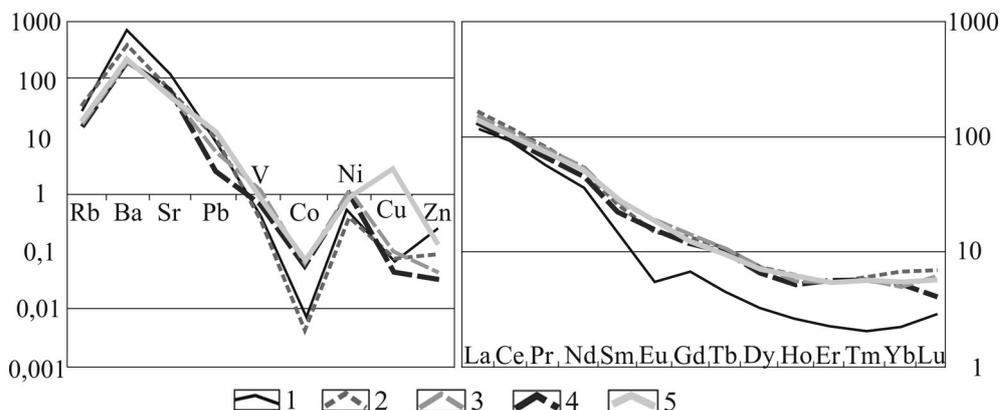


Рис. График распределения редких, рудных и редкоземельных элементов в гранитах (1) и метасоматически преобразованных породах (2 – слабоизмененный гранит, 5 – березит; 3, 4 – промежуточные разновидности метасоматически преобразованных гранитоидов). Содержания нормированы на хондрит [McDonough, Sun, 1995]. Шкала логарифмическая.

Таблица 2

**Содержания редких элементов и рудных компонентов
в метасоматически преобразованных породах (г/т)**

	Rb	Ba	Sr	Pb	V	Co	Ni	Cu	Zn	Bi	Ag	Au
Гранит	62.6	1559.8	830.5	18.4	22.1	3.5	5.7	8.4	73.0	–	–	–
SM-18	74.5	894.0	436.0	21.9	18.8	2.0	4.13	9.05	27.7	0.15	0.05	0.00
SM-33	40.3	470.0	367.0	5.93	63.8	28.2	12.1	11.5	13.8	12.50	0.16	0.02
SM-23	33.9	473.0	418.0	12.9	36.2	26.1	11.0	5.29	10.0	2.75	0.07	0.02
SM-1	40.1	516.0	334.0	28.1	47.0	34.2	8.95	327	42.4	9.52	0.46	0.12

Примечание. Прочерк – содержание элемента не определялось.

Метасоматически преобразованные породы значительно отличаются от субстрата по содержаниям многих рудных компонентов. В ходе метасоматического преобразования гранитоидов из них выносятся Pb и Zn и отлагаются в сульфидно-кварцевых жилах с образованием галенита и сфалерита. Накопление Co и Ni в метасоматитах объясняется появлением новообразованного пирита, в состав которого эти элементы входят как изоморфные примеси. Существенные вариации содержания Cu объясняются неравномерным распределением халькопирита, который может формировать микровключения в метакристаллах пирита. В отличие от большинства рудных компонентов, для Bi отмечается закономерное увеличение содержания при возрастании степени метасоматического преобразования гранитов. Таким образом, формирование метасоматитов характеризуется накоплением Bi, Co, Ni.

Исследованные образцы массивной мелко-, тонкозернистой пиритовой руды характеризуются содержанием золота 10 мг/т, при этом кларк золота для гранитов

составляет 2.7 мг/т. Содержание Au в метасоматитах колеблется от околокларкового в слабо измененном граните до 119 мг/т – в максимально измененной породе. Для обеих промежуточных разностей метасоматитов содержание золота составляет 16 мг/т. Содержание Ag в метасоматитах не превышает 1 г/т.

В целом, изученные апогранитовые березиты характеризуются Co-Ni-Bi геохимической ассоциацией. Отсутствие тенденции к накоплению As, Sb, Ag, Te, Zn, Pb (типичных элементов, сопровождающих образование золоторудных метасоматитов березитовой формации [Плющев и др., 2012]) позволяет оценивать изученные березиты как непродуктивные. Таким образом, они не могут рассматриваться как коренной источник для образования крупных россыпных месторождений золота Атлянского россыпного узла.

Литература

- Государственная геологическая карта Российской Федерации Масштаба 1 : 200 000. Лист N-40-XII (Златоуст). Объяснительная записка. Под ред. Ю. Р. Беккера. 2002, 365 с.
- Макагонов Е. П., Муфтахов В. А. Редкоземельно-редкометалльная минерализация в поздних гранитах Сыростанского массива (Южный Урал) // Литосфера. 2015. № 2. С. 121–132.
- Овчинников Л. Н., Тихомирова Н. И., Вороновский С. Н. Длительность и этапы становления Сыростанского гранитного массива (Южный Урал) // Доклады АН СССР. 1973. Т. 211. № 3. С. 665–667.
- Плющев Е. В., Шатов В. В., Кашин С. В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб: ВСЕГЕИ, 2012. 560 с.
- Попов В. А. Онтогенез кварца Березовского золоторудного месторождения на Урале. Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Хабаровск, 1971. 18 с.
- Ферштатер Г. Б. Палеозойский интрузивный магматизм Среднего и Южного Урала. Екатеринбург: РИО УрО РАН, 2013. 368 с.
- Шагалов Е. С. Петрология и геохимия пород Сыростанско-Тургоякской группы гранитоидных массивов (Южный Урал). Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2002. 30 с.
- McDonough W. F., Sun S. S. The composition of the Earth // Chemical Geology. 1995. Vol. 120. P. 223–253.

Л. Р. Низамова

*Башкирский государственный университет, г. Уфа
lyaisan_21@mail.ru*

Геохимические методы поисков полезных ископаемых (на примере Исянгуловской площади, Южный Урал) (научный руководитель к.г.-м.н. Н. Н. Ларионов)

Стремительные темпы развития экономики в современном мире требуют все большее количество минеральных ресурсов. Факт истощаемости природных ресурсов заставляет нас искать более современные методы добычи и переработки руд для более полного извлечения полезного ископаемого. Целью работы является выяснение геохимической специализации территории Исянгуловской площади на Южном Урале