

ГЕОХИМИЯ, ГЕОХИМИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ ПОИСКОВ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА МАЛЫХ ОЗЕР КОЛЬСКОГО СЕВЕРА В УСЛОВИЯХ АЭРОТЕХНОГЕННОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ И КИСЛОТНОЙ НАГРУЗКИ

Базова М.М.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН),
г. Москва, Россия, e-mail: *mm.bazova@yandex.ru*

Геохимические преобразования на водосборе, происходящие в результате совместного воздействия природных и антропогенных факторов, обуславливают изменение концентраций химических элементов, поступающих в водные объекты. Одно из основных проявлений аэротехногенного загрязнения – закисление вод малых озер. Малые озера Кольского Севера, имеющие преимущественно атмосферное питание, служат своего рода индикатором процессов закисления или восстановления вод и, обладая определенным химическим составом и малой минерализацией, наиболее уязвимы.

THE GEOCHEMICAL FEATURES OF THE FORMATION OF THE CHEMICAL COMPOSITION OF SMALL LAKES IN THE KOLA PENINSULA IN TERMS OF ENVIRONMENTAL CONTAMINATION AND ACID LOAD

Bazova M.M.

V.I. Vernadsky Institute of Geochemistry and Analytical Chemistry of RAS (GEOCHI RAS),
Moscow, Russia, e-mail: *mm.bazova@yandex.ru*

Geochemical watershed transformation occurring as a result of the joint impact of natural and anthropogenic factors causing changes in the concentration of chemical elements entering in water bodies. One of the main manifestations of environmental contamination is acidification of waters of small lakes. The small lakes of the Kola Peninsula, having predominantly atmospheric meals, serve as an indicator of acidification processes or restoring water and, with a certain chemical composition and low salinity, the most vulnerable.

Уникальность и богатство природно-сырьевых ресурсов Кольского полуострова обусловили высокую концентрацию предприятий горнорудной и металлургической промышленности. Антропогенная нагрузка на данную территорию начала формироваться еще в 30-е годы XX века, в настоящее время по мощности и многофакторности она сравнима с наиболее загрязненными северными регионами мира.

Территория Кольского Севера подвержена активному влиянию циклонов, перемещающих воздушные массы с территории Западной Европы на европейскую часть России. Согласно оценкам ряда наблюдателей вклад трансграничного переноса в загрязнение Кольского Севера соединениями серы составляет 60%. Общее выпадение металлов за сутки в западной части полуострова в 10 раз превышает минимальное содержание для всей

территории Кольского Севера. Среднее содержание SO_4 в атмосферных осадках в сутки составляет 7,2 мг/л [1, 3].

Антропогенное закисление вод является сложным процессом и сопровождается не только снижением рН, а ему предшествуют геохимические процессы на водосборе, обусловленные прямыми и опосредованными эффектами выпадения кислотообразующих веществ и их сухого поглощения подстилающей поверхностью: снижается насыщение почв на водосборе обменными основаниями и соответственно их содержания в поверхностных и подземных водах, уменьшается щелочность вод за счет вытеснения гидрокарбонатов более сильными техногенными кислотами [2]. Наиболее подвержены закислению малые озера автономных ландшафтов.

Информационной основой данной работы послужила гидрохимическая база данных по малым озерам Кольского Севера (97 озер) за 2005 год.

Исследованные озера располагаются на Восточно-Европейской равнине, средняя высота которой 170 м над уровнем моря, а возвышенности поднимаются до 300–400 м и более. Малые озера Кольского Севера приурочены к районам распространения магматических и метаморфических пород Балтийского щита, которые охватывают тундровый и таежный регионы Кольского полуострова и Карелии.

Учитывая разнообразие ландшафтных и геологических особенностей региона, отдельно рассмотрим лесотундровую, тундровую и таежную зоны.

Зона лесотундры в геологическом отношении характеризуется довольно большим разнообразием пород: большую часть территории занимают основные породы (базальты, габбро и др.), чередующиеся с обнажениями гнейсовых пород (возвышенности Чуна, Сальных и Волчьих тундр). На севере встречаются диориты, амфиболиты и гнейсы. Центральная часть сложена смешанными формациями: гранат-биотитовыми и амфиболовыми гнейсами. Основная часть территории покрыта лесами (более 60 %) северной тайги и лесотундры, другая часть представлена лесотундровыми березняками, субальпийским криволесьем. Болота занимают сравнительно небольшую площадь (около 15 %), намного меньшую, чем в других выделенных ландшафтных районах. Выпадение антропогенной серы здесь среднее для всего полуострова от 0,7 до 1,5 г/м² в год. Поступление антропогенной серы на данную территорию связано с аэротехногенным воздействием Ено-Ковдорского промышленного центра.

Наиболее уязвимой в отношении кислотных выпадений и последующего изменения химического состава воды малых озер является ландшафтная зона тундры. Прибрежная полоса сложена микроклиновыми гранитами, южнее они сменяются олигоклазовыми гранитами. Именно в этой зоне встречаются «примитивные» почвы, а коренные кристаллические породы часто выходят на поверхность. В данной зоне расположены самые маленькие озера (средняя площадь акватории 0,83 км²) с малой площадью водосборов. Эти морфометрические характеристики подтверждают основную роль атмосферных осадков в питании этих озер. Расположение озер данной зоны вблизи Баренцева моря обуславливает хлоридно-натриевый состав их вод. Эта ландшафтно-географическая зона среди прочих зон Кольского полуострова отличается минимальной залесенностью (поскольку расположена в тундровой зоне) и максимальной заболоченностью. Выпадение антропогенной серы составляет от 0,3 до 1,0 г/м² в год. [4].

Для таежной зоны характерно большое разнообразие пород: северная часть территории сложена породами «свиты Имандра-Варзуга» (основного и среднего состава). Кроме того, здесь прослеживаются сланцевые амфиболиты. Южная часть рассматриваемой территории сложена кварцевыми песчаниками, а северо-западная часть – слюдястыми гнейсами. К особенностям данной ландшафтно-географической зоны, существенно отличаю-

щихся от особенностей других регионов можно отнести: максимальную залесенность (52,9%) и заболоченность (22%); водосборы малых озер расположены на самой малой высоте над уровнем моря, в противоположность озерам северо-восточной тундровой зоны, которые имеют наибольшие площади акватории и площади водосборов.

В зависимости от ландшафтно-геохимических условий было выделено 5 озер, расположенных на расстоянии 150–320 км от комбинатов: нейтральные на основных (базальты) и кислых (граниты) породах; антропогенно-закисленные на кислых породах (граниты и кварцевые пески); природно-подкисленные на кислых породах (граниты).

В таблице 1 приведены результаты химического состава вод на примере 5 малых озер и в целом для природных вод Кольского Севера.

Таблица 1

**Характеристика химического состава вод малых озер Кольского Севера
и в целом по региону**

Элемент	Ед. измерения	Кольский Север в целом	Нейтральные		Антропогенно-закисленные		Природно-подкисленные
			1 – базальты	2 – граниты	3 - граниты	4 – кварцевые пески	5 – граниты
pH		6.41	6.68	6.41	5.66	4.84	5.49
Σкат	мкэкв/л	280	383	309	188	56	180
АК.	мкэкв/л	111	236	97	29	0	22
SO ₄ *	мкэкв/л	46	66	23	15	28	28
Cl	мкэкв/л	53	51	155	137	20	21
Цв.	⁰ Pt-Co	28	34	44	5	3	123
Сорг.	мгС/л	6.90	7.9	7.6	3.1	2.5	18.7
ANC	мкэкв/л	224	260	114	16	-11	126

Так, для большинства озер Кольского Севера характерна нейтральная среда и невысокое содержание органического вещества – Сорг. = 6.6. В озерах, развивающихся в кислых условиях, содержание органического вещества варьирует от 2.5 (вследствие антропогенного закисления) до 18.1 (природное подкисление).

Воды нейтрального (pH = 6.68) гидрокарбонатно-кальциевого озера (1), по классификации О.А. Алекина, приурочены к основным породам. Воды озера обладают высокой буферной емкостью, ввиду высокого содержания катионов и щелочности. В воде озера отмечено повышенное содержание техногенных сульфатов. Несмотря на высокое по сравнению с другими озерами содержание техногенных сульфатов, в озере развиваются процессы, направленные на восстановление водной экосистемы.

Водосбор прибрежного хлоридно-натриевого озера (2) сложен гранитными породами. Уязвимость пород к кислотным выпадениям, сопряженное с «эффектом морских солей» обуславливает снижение буферной емкости и кислотонейтрализующей способности вод. В воде озера отмечается низкое содержание техногенных сульфатов на фоне рассмотренных озер.

Антропогенно-закисленное хлоридно-натриево озеро (3) северо-восточной тундры более уязвимо в геологическом отношении к кислотным выпадениям, в силу влияния морских аэрозолей и особенностей геологической структуры слагающих пород. Подстилающая поверхность озер представлена обнажениями кислых пород - микроклиновыми гранитами, которые южнее сменяются олигоклазовыми гранитами. Так, озеро характеризует-

ся низкими значениями рН = 5.66 и Цв. = 5⁰Pt-Co и соответственно органического вещества.

Сульфатно-натриевое озеро (4) таежной зоны, располагающееся на кварцевых песках, в большей степени подвержено закислению, которое проявляется в следующем. Воды озера характеризуются низким содержанием основных катионов в воде, имеет низкие значения рН, Цв. и соответственно органического вещества. Слагающие водосборы озера песчаные и супесчаные почвы препятствуют насыщению вод обменными основаниями и поступлению гумусовых кислот из подстилки и верхних слоев почв в воды озер. Это свидетельствует о том, что закисление вод в таежном озере развивается стремительнее, чем в озере тундровой зоны. Причем, ключевую роль в развитии механизмов закисления играет уязвимость кварцевых песков к кислотным выпадениям.

Озеро (5) лесных и заболоченных массивов с низким значением рН (5.49), высокой буферной емкостью и содержанием органического вещества (С 18.7 мг/л) характеризуется развитием природного закисления вод. Поэтому в воде озера, приуроченного к лесным и заболоченным массивам достаточно важное значение имеет закисление вод, обусловленное увеличением содержания органических природных кислот. Кроме того, отмечены завышенные значения концентрации алюминия, связанные с низкими значениями рН, что подтверждает влияние кислотных осадков на выщелачивание алюминия.

Таким образом, низкие значения рН и низкое содержание органических кислот свидетельствуют об антропогенном закислении озер, а низкое значение рН, сопровождаемое увеличением содержания органических кислот, приводит к природному закислению вод.

Подводя итог вышеизложенному, можно сказать, что в период снижения аэротехногенных нагрузок на водосборы наблюдаются тенденции к восстановлению буферных свойств системы. Однако восстановление качества вод на уязвимых водосборах происходит медленно. Несмотря на значительное сокращение выбросов кислотообразующих веществ, возвращение к прежнему экологическому состоянию водной экосистемы не происходит. Это особенно выражается в обеднении вод обменными основаниями, несмотря на снижение содержания сульфатов и нитратов в водных объектах. Большую роль играет тенденция к увеличению слабых органических кислот (растворенного органического углерода), на фоне снижения потока сильных кислот. В связи с тем, что малые озера тундровой и таежной зоны в большой степени подвержены аэротехногенному воздействию, степень реакции будет определяться ландшафтными особенностями их водосборов. В связи с этим, озера характеризуются наибольшей уязвимостью к аэротехногенному закислению.

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ, грант № 14-17-00460.

Литература

1. Израэль Ю.А., Назаров И.М., Прессман А.Я. И др. Кислотные дожди. Л. Гидрометиздат, 1989. 269 с.
2. Моисеенко Т.И. Закисление вод: факторы, механизмы и экологические последствия. М: Наука, 2003. 276 с.
3. Моисеенко Т.И., Гашкина Н.А. Формирование химического состава вод озёр в условиях изменения окружающей среды. М.: Наука, 2010. 268 с.

ГИДРОГЕОХИМИЯ ФТОРА НА ТЕРРИТОРИИ КАРЕЛЬСКОГО ПЕРЕШЕЙКА

Воронюк Г.Ю.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
(ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия;
ОАО «Петербургская комплексная геологическая экспедиция» (ОАО «ПКРЭ»), г. Санкт-Петербург, Россия,
e-mail: *grigory.voronuk@yandex.ru*

На территории Карельского перешейка использование подземных вод для хозяйственно-питьевого водоснабжения осложнено природными повышенными содержаниями таких показателей химического состава подземных вод, как минерализация, натрий, железо, марганец, жесткость, бор, барий и фтор. При этом их распространение неоднородно как по разрезу, так и по площади. В ходе работ по гидрогеологическому картированию, выполняемых с 2004 года ОАО «ПКРЭ» по заказу Севзапнедра в рамках Государственной программы «Воспроизводство и использование минеральных ресурсов» актуализированы и систематизированы данные о химическом составе подземных вод, в том числе получены новые данные по содержаниям микрокомпонентов. Выделены относительно однородные гидрохимические зоны распространения фтора, уточнены его фоновые содержания в подземных водах Карельского перешейка, показаны эмпирические зависимости поведения фтора в подземных водах относительно содержаний макрокомпонентов.

HYDROGEOCHEMISTRY OF FLUORINE ON THE AREA OF KARELSKIY PERESHEEK

Voroniuk G.Y.

FSUE "A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute" (VSEGEI), Saint Petersburg, Russia;
JSC «Saint-Petersburg Complex Geological Expedition» (JSC "PCGE"), Saint Petersburg, Russia,
e-mail: *grigory.voronuk@yandex.ru*

On the area of the Karelskiy Peresheek difficult to use of groundwater for household and drinking water supply because of natural elevated contents of such indicators of the chemical composition of groundwater as: salinity, sodium, iron, manganese, hardness, boron, barium and fluorine. However, their distribution is inhomogeneous along the section and area. During process hydrogeological mapping, which is performed since 2004 JSC "PCGE" by order of "Sevzapnedra" in the framework of the State program "the Reproduction and use of mineral resources" have been updated and systematized data on the chemical composition of groundwater, the new data of concentrations of minor components were obtained . Allocated homogeneous hydrochemical zones of distribution of fluorine, background concentrations were refined for the groundwater of the Karelskiy Peresheek, were found the empirical correlation of fluoride in groundwater relative to contents to the main components.

С целью интерпретации закономерностей формирования химического состава подземных вод Карельского перешейка выбран относительно замкнутый по распределению подземного стока район, ограниченный Финским Заливом, Ладожским озером и реками Вуокса и Нева (рис. 1). Территория расположена в зоне умеренного увлажнения. В соответствии со структурно-гидрогеологическим районированием территория Карельского перешейка в пределах выделенного района расположена на стыке структур I порядка – Балтийского сложного гидрогеологического массива (БСГМ) и Восточно-Европейского

сложного артезианского бассейна (ВЕСАБ), представленного на рассматриваемой территории Ленинградским артезианским бассейном (ЛАБ) – структурой II порядка. В пределах ЛАБ выделяется Ладожский гидрогеологический район (структура III порядка), приуроченный к Ладожскому грабену, граница которого в плане маркируется распространением пород рифейского возраста, и Балтийский гидрогеологический район, приуроченный к Балтийской моноклинали. Основными водоносными подразделениями являются московско-осташковский (верхний) Ig,fПms-Шос и вологодско-московский (нижний) Ig,fПvl-ms межморенные водоносные горизонты (ММВГ), вендский водоносный комплекс (ВК) V, рифейский ВК RF и архей-нижнепротерозойская водоносная зона экзогенной трещиноватости AR-PR₁.

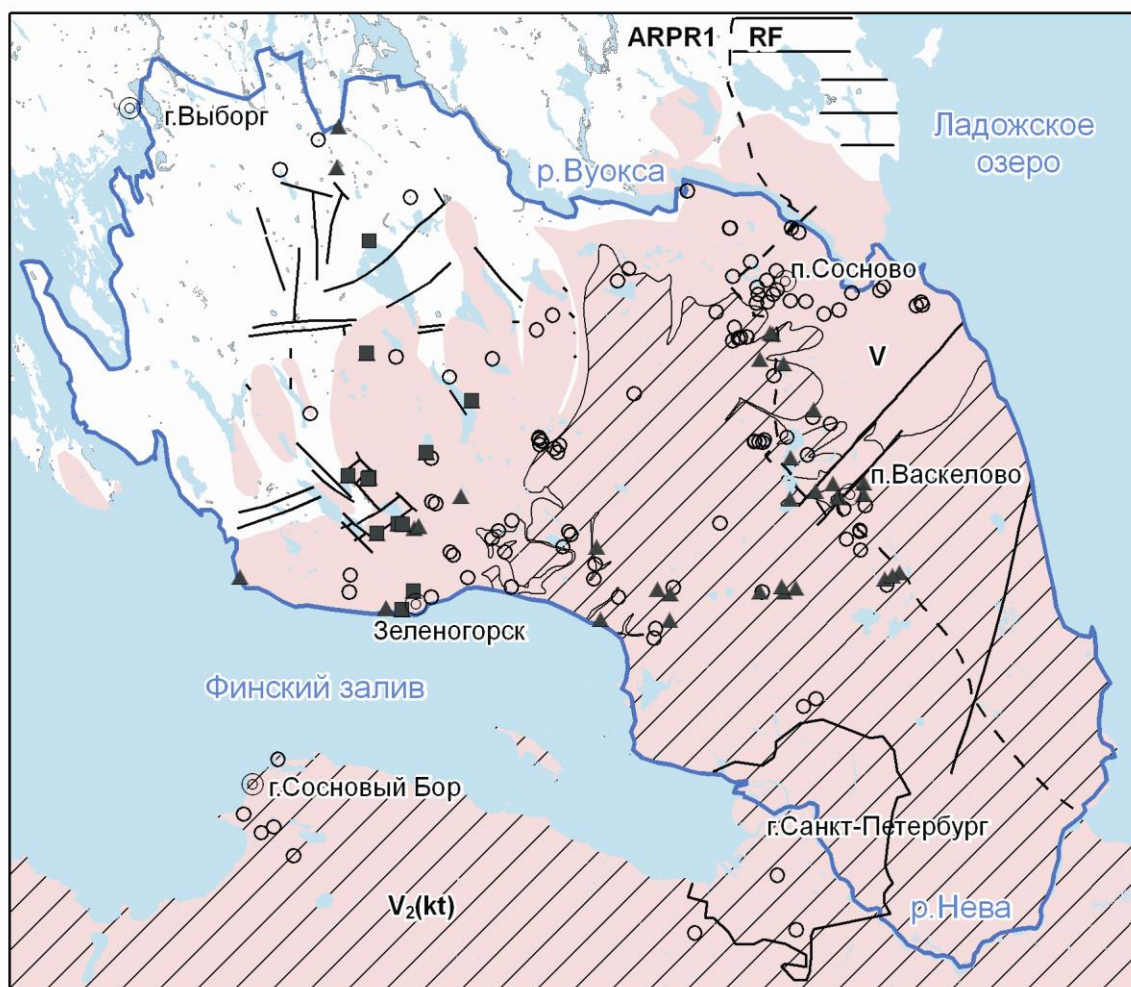


Рисунок 1. Содержание фтора в подземных водах дочетвертичных образований на Карельском перешейке: ○ менее ПДК (1,5 мг/л), ▲ более ПДК, ■ превышения ПДК фтора при малом отношении Na/Ca. - - - граница рифейского ВК (Балтийско-Ладожский гидрогеологический район). — граница относительно замкнутого водобалансового участка. Площади распространения: вендского водоносного комплекса (ВК) V, верхневендского регионального водоупора V₂(kt), рифейского ВК RF, архей-нижнепротерозойской водоносной зоны экзогенной трещиноватости AR-PR₁, моря и озера — тектонические нарушения

База гидрохимических данных составлена с использованием фондовых материалов, информации Государственного мониторинга состояния недр и данных полевого опробования подземных вод и содержит 1110 информационных точек, из них 71 проба отобрана

в ходе полевых работ. Для 624 проб с совместным определением шести главных компонентов и сухого остатка выполнена проверка соответствия экспериментального и вычисленного сухого остатка. По итогам проверки 575 проб признаны доверительными. Из них только в 219 пробах выполнялось определение железа, нитратов и калия отдельно от натрия, и в 199 пробах не превышена допустимая погрешность по эквивалентным содержаниям ионов [4].

Выявлена прямая эмпирическая зависимость роста общей минерализации и содержания натрия и хлоридов. По данным [5] при минерализации более 600 мг/дм^3 подземные воды часто некондиционны для целей хозяйственно-питьевого водоснабжения по содержанию натрия (ПДК 200 мг/дм^3). Преобладающая роль гидрокарбонатов начинает снижаться при росте минерализации подземных вод более 300 мг/дм^3 . При минерализации более 400 мг/дм^3 в большинстве проб преобладает хлорид-ион (рис. 2). Содержание гидрокарбонатов в подземных водах контролируется процессом осаждения кальцита: насыщение раствора карбонатом кальция достигается при минерализации подземных вод более 600 мг/л и рН более 7,4 [6]. Фактические данные по содержанию гидрокарбонатов в подземных водах Карельского перешейка представлены на рисунке 3 и показывают на существование еще одного процесса, при котором с увеличением минерализации продолжается рост гидрокарбонатов до максимального значения в 995 мг/л . Отметим, что этот процесс происходит преимущественно в загрязненных грунтовых водах г. Санкт-Петербурга с минерализацией более 1 г/л . Также он отмечается с меньшей интенсивностью для межморенных водоносных горизонтов. Пробы с содержанием гидрокарбонатов более $300\text{--}350 \text{ мг/л}$ характеризуются высокими концентрациями аммонийного азота до 20 мг/л , единичные определения показывают высокую цветность и мутность, в грунтовых водах часто наблюдаются превышения ПДК нефтепродуктов (до 14 мг/л), что отражает влияние техногенеза на химический состав подземных вод.

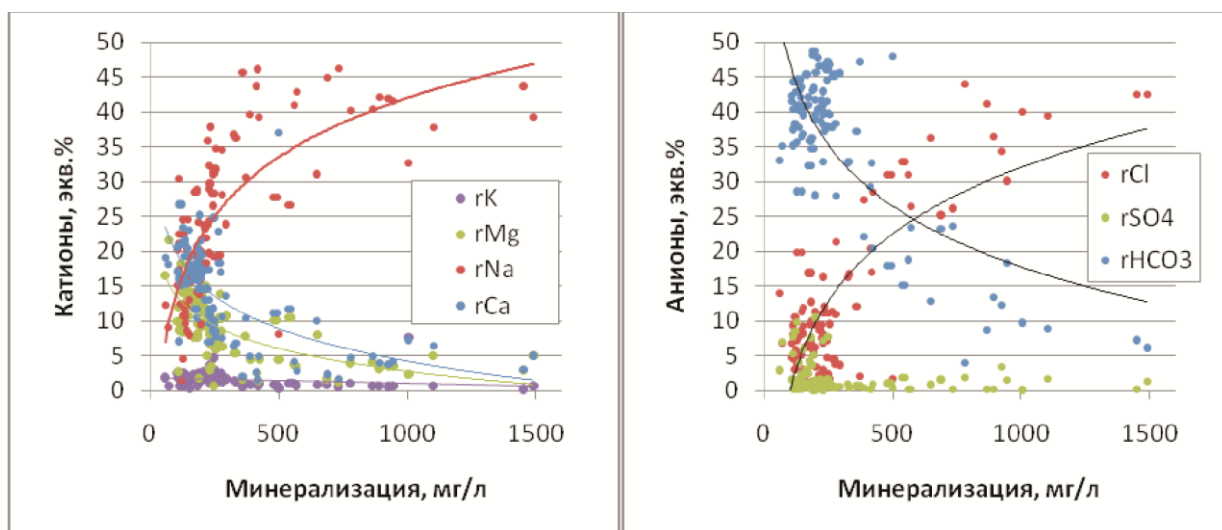


Рисунок 2. Миграционные кривые главных ионов подземных вод вендского ВК по данным 110 проб на Карельском перешейке (по данным 110 проб).

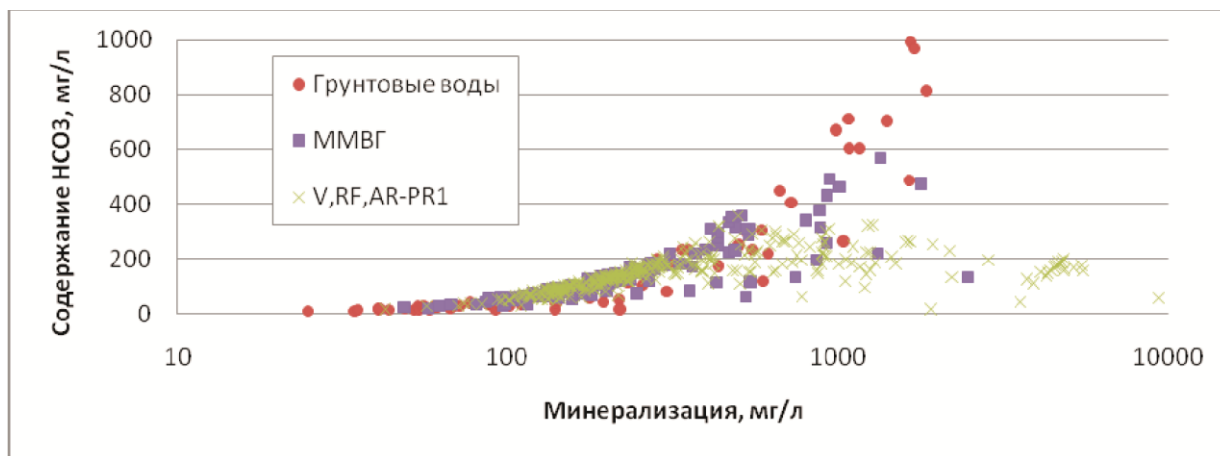


Рисунок 3. Соотношение содержания гидрокарбонатов от роста минерализации в подземных водах Карельского перешейка (по данным 575 проб).

Наиболее высокие концентрации сульфатов характерны для грунтовых вод (среднее 13,5 мг/л), далее они снижаются до минимальных значений в вендском ВК (4,9) и растут для рифейских (12,7) и архей-нижнепротерозойских (11,6) образований. Среднегодовые концентрации сульфатов в атмосферных осадках по данным [2] составляют для территории Карельского перешейка около 4 мг/л. Следовательно, гидрогеологический разрез Карельского перешейка обеднен источниками сульфатов, а повышенные содержания сульфатов в подземных водах более 50 мг/л могут быть показателем техногенного воздействия.

С ростом минерализации растет роль натрия и при минерализации более 200 мг/л он преимущественно является ведущим. Магний сингенетичен кальцию, что подтверждается прямой корреляционной зависимостью, как массовых содержаний, так и процент-эквивалентных отношений. Роль калия незначительна и составляет в основном менее 5 %-экв., что можно объяснить большой его способностью к осаждению на сорбционном и биологическом геохимических барьерах.

По миграционным кривым можно выделить несколько групп подземных вод вендского ВК в зависимости от минерализации.

- 1) Гидрокарбонатные кальциевые с минерализацией до 200 мг/дм³.
- 2) Гидрокарбонатные натриевые с минерализацией более 200 до 400 мг/дм³.
- 3) Хлоридные натриевые с минерализацией более 400 мг/дм³.

В ходе полевых работ специалистами ОАО «ПКГЭ» выполнены определения водородного показателя подземных вод непосредственно при отборе проб сертифицированным рН-метром Hanna РНЕР-4, погрешность измерения 0,1рН. Лабораторные измерения водородного показателя выполнены в аккредитованной лаборатории с погрешностью измерений 0,2рН по методике ПНДФ 14.1.2.3.4.121-97. Выявленные изменения значений рН проб подземных вод от -1,8 до 1,05 при хранении и доставке в лабораторию показывают на второстепенное значение данных водородного показателя для интерпретации гидрогеохимических процессов и объясняют практическое отсутствие связи между данными о рН и концентрациями фтора, натрия, гидрокарбонатов. Это еще раз подтверждает целесообразность определения неустойчивых показателей непосредственно при отборе проб [1]. Водородный показатель подземных вод по данным 575 проб изменяется в пределах от 6,5 до 8,5 при крайних значениях 5,0 и 9,4.

Основной формой миграции фтора в околонейтральных подземных водах является фторид-ион F⁻ (более 90%) при подчиненной роли комплексных соединений [3]. Кларковые концентрации фтора в породах составляют n*100 мг/кг и не ограничивают его по-

ступления в раствор, поэтому содержания фтора в подземных водах контролируется параметрами растворимости его минеральных соединений, преимущественно флюорита CaF_2 тв. Данные по весовому содержанию фтора в подземных водах имеются для 268 проб, встречаемость проб с превышением ПДК для зоны пресных вод 29% и изменяется от 2% для грунтовых вод до 43% на территории БСГМ и пограничной с ним площади ЛАБ. Средние значения содержаний фтора для гидрогеологических подразделений представлены в таблице, но распределения фтора не соответствуют нормальному и логнормальному законам по критерию Шапиро-Уилка, кроме грунтовых вод. Можно предположить, что условия формирования содержаний фтора в пределах одного гидрогеологического подразделения или зоны различны. Вне зависимости от гидрогеологической стратификации концентрации фтора преимущественно растут при увеличении отношения натрия к кальцию и с ростом содержаний гидрокарбонатов (рис. 4), в большинстве проб состав подземных вод $\text{HCO}_3\text{-Cl-Ca-Na}$. Данные по картировочной скважине №13 показывают нормальный рост фтора в подземных водах с глубиной согласно росту гидрокарбонатов и Na/Ca отношения. Следовательно, концентрации фтора на Карельском перешейке контролируются в основном временем взаимодействия подземных вод с вмещающими породами. Подземные воды на стыке БСГМ и ЛАБ имеют преимущественно $\text{HCO}_3\text{-Ca}$, реже $\text{HCO}_3\text{-Na-Ca}$ состав и характеризуются повышенными концентрациями фтора как относительно отношения Na/Ca , так и относительно содержаний гидрокарбонатов, что может быть обусловлено повышенным содержанием фтора в породах. Подземные воды в зоне затрудненного водообмена вендского ВК имеют хлоридно-натриевый состав, но характеризуются пониженным содержанием фтора. Вероятно, фтор в растворе замещается хлором и выпадает в осадок. Наблюдаются низкие значения фтора в грунтовых и межморенных водоносных горизонтах (рис. 4) при аномальных содержаниях гидрокарбонатов (рис. 3), что, по-видимому, обусловлено техногенным воздействием, но не замедленным водообменом.

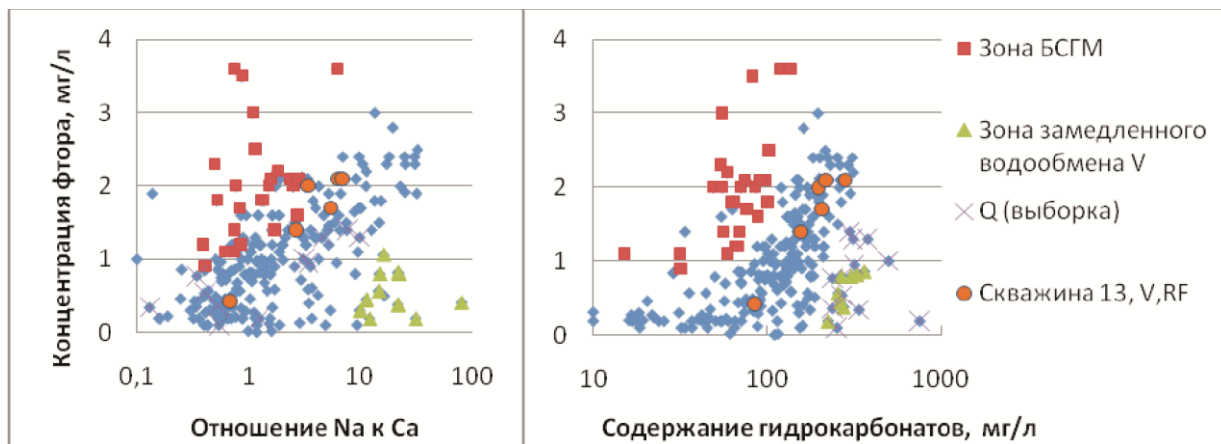


Рисунок 4. Соотношение концентраций фтора и натрий-кальциевого коэффициента Na/Ca и гидрокарбонатов в подземных водах на Карельском перешейке (по данным 268 проб).

Данные о содержании фтора в подземных водах Карельского перешейка

Гидрогеологические подразделения	n проб	Min	Max	Среднее арифм.	Среднее геометр.	n проб выше ПДК	% проб выше ПДК
Грунтовые воды	43	0,019	2,1	0,37	0,26	1	2
ММВГ	41	0,10	3,6	1,17	0,93	14	34
lg, fПms-IIIos	25	0,10	3,6	1,24	0,96	9	36
lg, fПvl-ms*	15	0,19	2,0	1,06	0,79	5	33
V	142	0,01	3,0	1,25	1,02	50	35
RF*	12	0,61	3,0	1,7	1,30	7	58
AR-PR ₁ *	7	0,70	2,0	1,24	1,20	2	28
Четвертичные образования	91	0,02	3,6	0,77	0,50	17	18
Дочетвертичные образования	169	0,01	3,0	1,27	1,04	60	35
Пограничная зона ВСЕАБ-БСГМ	55	0,01	3,6	1,35	1,03	24	43
Зона пресных вод	253	0,01	3,6	1,12	0,87	75	29
Зона солоноватых вод*	14	0,30	1,9	0,72	0,58	2	14
Зона затрудненного водообмена V*	15	0,19	1,2	0,67	0,57	0	0
Все пробы	267	0,01	3,6	1,10	0,80	77	29

* недостаточно данных для статистической обработки, количество проб менее 20.

** от г. Зеленогорска до г. Выборга, см. рисунок 5. ММВГ – межморенные водоносные горизонты, в том числе lg, fПms-IIIos – московско-осташковский (верхний) и lg, fПvl-ms – вологодско-московский (нижний), V – вендский ВК, RF – рифейский ВК, AR-PR₁ – архей-нижнепротерозойская водоносная зона экзогенной трещиноватости.

Литература

1. Временные методические рекомендации по гидрогеохимическому опробованию и химико-аналитическим исследованиям подземных вод (применительно к СанПиН 2.1.4.1074-01). – М.: «ГИДЭК», 2002.
2. Дроздова В.М., Петренчук О.П., Селезнева Е.О. и др. Химический состав атмосферных осадков на Европейской территории СССР. Л., Гидрометеиздат, 1964.
3. Крайнов С.Р., Швец В.М. Гидрогеохимия. – М.: Недра, 1992.
4. Резников А.А., Муликовская Е.П., Соколов И.Ю. Методы анализа природных вод. Изд. 3-е, переработ. и доп. М.: Недра, 1970.
5. Токарев И.В., Шварц А.А., Боровицкая Е.Ю. Экологические проблемы эксплуатации подземных вод Карельского перешейка // Вестн. СПбГУ. Сер.7: Геология и география. 2013. Вып. 2. с. 21–30.
6. Шварцев Л.С. Гидрогеохимия зоны гипергенеза. М.: Недра, 1998.

ЭЛЕМЕНТЫ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ, ЗОЛОТО И СЕРЕБРО В КОРАХ ВЫВЕТРИВАНИЯ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО И СВЕТЛОБОРСКОГО МАССИВОВ, СРЕДНИЙ УРАЛ

Гайфутдинова А.М.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный» (Горный университет), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: gayfutdinovaam@yandex.ru

В работе представлены данные по содержанию элементов платиновой группы, золота и серебра в разных зонах профиля выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов Платиноносного пояса Урала. Выявлено, что под воздействием гипергенных процессов благородные металлы перераспределяются.

PLATINUM GROUP ELEMENTS, GOLD AND SILVER IN WEATHERING CRUST OF THE NIZHNETAGILSKY AND SVETLOBORSKY MASSIFS, THE MIDDLE URALS

Gayfutdinova A.M.

National Mineral Resources University (University of Mines), Saint Petersburg, Russia,
e-mail: gayfutdinovaam@yandex.ru

The paper presents new data on the Platinum group elements, gold and silver content in different zones of weathering profile of the Svetloborsky and the Nizhnetagilsky massifs of the Platinum belt of the Urals. It was revealed that precious metals are redistributed under the influence of supergene processes.

В последние годы интерес геологов направлен на поиски альтернативных источников платиновых металлов в пределах Платиноносного пояса Урала, освоенного промышленного региона, на фоне которого выделяются одни из крупнейших в мире россыпеобразующих Светлоборский и Нижнетагильский зональные массивы. Коры выветривания, развитые по ним, до сих пор подробному исследованию не подвергались, хотя на сегодняшний день в мировой практике известно множество примеров выявления промышленных концентраций элементов платиновой группы (ЭПГ) в гипергенных покровах на ультраосновных массивах. Обогащенными благородными металлами являются никелевые месторождения кор выветривания Кубы (Моа и Никаро), Новой Каледонии, Польши (Шкляры), России (Серовского, Уфалейского, Буруктальского, Сахаринского никелевых месторождений Урала) [6, 7].

Геологическое строение Светлоборского и Нижнетагильского массивов освящено во многих работах, включая классические труды Н.К. Высоцкого, А.Н. Заварицкого, А.Г. Бетехтина, И.А. Малахова и другие [2, 3, 5].

Коры выветривания в пределах Светлоборского и Нижнетагильского массивов характеризуются сокращенным профилем и прерывистым характером распространения. Их мощность в обнажениях не превышает 10 м на Светлоборском массиве и 5 м на Нижнетагильском (рис. 1). Преобладает серпентинитовая зона, сложенная плотными, лизардит-хризотилловыми серпентинитами с многочисленными серпентин-сапонит-магнезитовыми прожилками и выщелоченными лизардитовыми серпентинитами. Помимо серпентинитовой зоны, на Светлоборском массиве наблюдаются глины сапонитового состава (анализы выполнялись рентгенофазовым методом в лаборатории ВСЕГЕИ, аналитик В.Ф. Сапега,

дифрактометр ДРОН-6; картотека JCPDS). Оксидно-железная зона в профиле выветривания отсутствует и выражена только в ожелезнении верхних частей разреза и некотором обогащении их гидроокислами Fe и Mn. В верхней части разреза породы кор выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов перекрываются элювиально-делювиальными покровными отложениями.

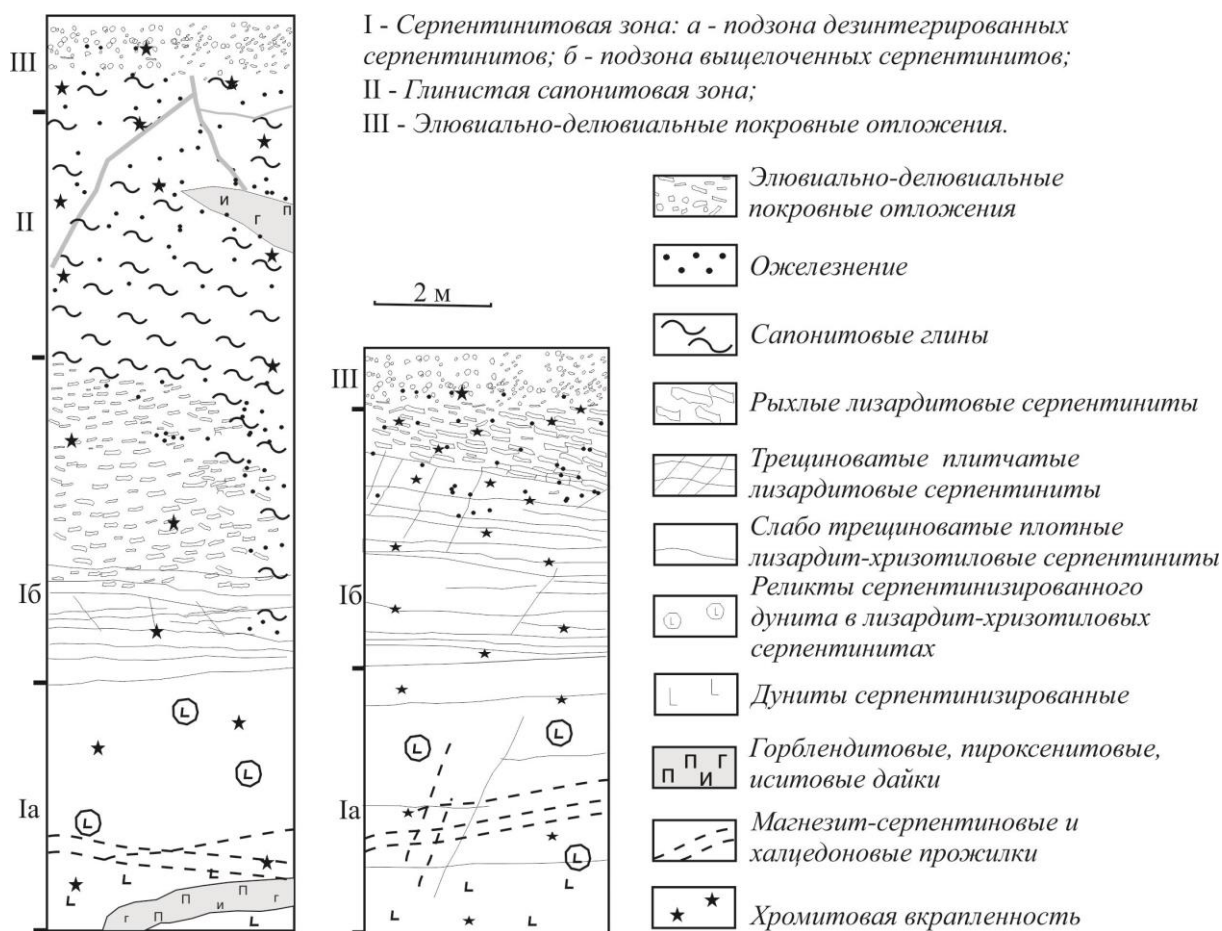


Рис. 1. Профиль кор выветривания Светлоборского (слева) и Нижнетагильского (справа) массивов

Результаты анализов представлены в таблице. Для оценки уровня содержания ЭПГ в корах выветривания представляет интерес знание количества этих элементов в первичных массивах, которые послужили источником металлов. Коэффициенты накопления ЭПГ, Au и Ag (K_n) рассчитывались относительно углистого хондрита C1 [8] и исходного неизмененного дунита Нижнетагильского массива, г. Соловьева, скв. 7529, глубина 403,0–453,0 м [1].

Как видно из таблицы, коры выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов характеризуются низкими содержаниями элементов группы платины, золота, серебра, интенсивным выносом из всех зон профиля выветривания с минимальными значениями коэффициента накопления в нижних частях разреза (K_n 0,001–0,049 для пород Нижнетагильского массива и 0,001–0,259 для Светлоборского) и максимальными – в верхних, что особенно хорошо проявлено на Светлоборском массиве в зоне сапонитовых глин, где K_n достигает положительных величин (1,436).

Корреляционный анализ не показывает значимых коэффициентов корреляции ЭПГ с другими редкими элементами. Так, в породах коры выветривания Светлоборского массива выявляется лишь сильная значимая связь Au с Pt (+0,95; $r_{\text{крит}}=0,55$ для 95%-ной вероятности, 13 проб). На Нижнетагильском же массиве проявляется положительная связь Pt с Cr и V (+0,61 и +0,63 соответственно; $r_{\text{крит}}=0,58$ для 95%-ной вероятности, 12 проб), что вполне объясняется хром-платиновым типом минерализации в коренных породах массива [1-5].

Таблица

Содержание ЭПГ, Au и Ag в коре выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов, мг/т

Массив	№	n	Х.э.	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt	ΣЭПГ	Pt/Pd	Au	Ag
Светлоборский	1	1	x	<2	4	<2	<2	4,1	>11	4,10	<2	<10
	2	6	x	2	5,3	26,8	11,0	341,3	386,4	12,72	70	<10
			s	1	2	32,8	3	554,9	-	-	161,7	-
	3	6	x	1	3,7	16,2	5,7	108,3	134,9	6,68	30	<10
			s	1	1,2	30,8	5,3	109,7	-	-	20	-
	Нижнетагильский	4	10	x	<2	3,6	11,4	6	53	75	4,62	4
s				-	0,3	21,7	7,1	93,3	-	-	1,3	8
5		2	x	<2	5	65,5	10	44	124,5	0,67	4,4	10,5
			s	-	0,4	20,5	0,1	24	-	-	1,3	7,8
6		5	x	4,4	<5	3,4	<10	24,17	>39,47	7,11	н.о.	н.о.
7			x	<2	<2	<20	<7	40	>55,5	4,0	н.о.	н.о.

Примечание: Химический состав проб выделенных подзон профиля выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов исследовался методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS). Анализ проб выполнялся в лабораториях ИГМ СО РАН г. Новосибирск и в ЦАЛ ВСЕГЕИ. n – число проб; x – среднее; s – стандартное отклонение от среднего; «←» – параметр не высчитывался; «н.о.» – элемент не определялся. 1, 4 – зона дезинтегрированных лизардит-хризотилитовых серпентинитов; 2, 5 – зона рыхлых выщелоченных лизардитовых серпентинитов; 3 – глинистая сапонитовая зона; 6 – неизменные дуниты Нижнетагильского массива с глубины 403-453 м [1]; 7 – дуниты Нижнетагильского массива [4].

Рудная специализация в коре выветривания обоих массивов Pd-Pt с повышенными концентрациями Au и Ag и отличается от коренной минерализации, которая, по данным [1, 4, 5] в дунитах Нижнетагильского массива преимущественно Ir-Pt. Отношение Pt/Pd больше единицы практически во всех зонах профиля выветривания обоих массивов, за исключением зоны выщелачивания, где в лизардитовых обохренных серпентинитах Светлоборского массива оно падает до 0,67.

В серпентинитовых рудах мощных мезозойских кор выветривания, развитых по ультрамафитам Урала (Уфалейский, Буруктальский, Еловский офиолитовые комплексы, Сахаринский зональный массив и т.д.), соотношение Pt/Pd обычно ниже 1, т.е. в них, за некоторым исключением, преобладает палладий, в остальных же зонах преобладает платина. В окисно-железных рудах Уфалейского, Рокгемптонского (Австралия), Гринвэйлского (Австралия) массивов величина Pt/Pd > 1, в рудах Буруктальского и Еловского массивов она меньше 1, а в месторождении Никаро (Куба) вообще падает до 0,15 [6, 7].

Другими словами, по сравнению с мощными корами выветривания, развитыми по ультрамафитам Урала, Австралии, Кубы, процессы геохимической миграции элементов в профиле выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов, с их сокращенной мощностью, неполным профилем, проходили не в полной мере.

В заключение еще раз подчеркнем основные характеристики платинометалльной спецификации кор выветривания Светлоборского и Нижнетагильского массивов. Во-первых, они характеризуются низкими содержаниями элементов группы Pt, Au, Ag, интенсивным выносом ЭПГ из серпентинитовой зоны и частичным накоплением (Pt) в глинистой части разреза. Во-вторых, их геохимическая специализация определяется Pd и Pt, тогда как в дунит-клинопироксенитовом субстрате первичных зональных массивов главными платиноидами являются Ir и Pt. Полученные данные свидетельствуют о перераспределении благородных металлов в профиле выветривания, что может быть использовано в поисково-геохимических целях.

Литература

1. Волченко Ю.А., Иванов К.С., Коротеев В.А., Т. Оже. Структурно-вещественная эволюция комплексов Платиноносного пояса Урала при формировании хромит-платиновых месторождений уральского типа. Часть 1 // Литосфера. 2007. № 4. С. 73–101.
2. Высоцкий Н.К. Месторождения платины Исковского и Нижне-Тагильского районов на Урале. // Труды Геологического комитета, 1913, В. 62, 694 с.
3. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург: Изд-во Уральского ун-та, 1997. 488 с.
4. Ланда Э.А. Лазаренков В.Г. Геохимические особенности Нижне-Тагильского зонального массива и вопросы его генезиса / Записки ВМО. Ч СХХVII, № 4. 1990. С. 38–50.
5. Платинометальное оруденение в геологических комплексах Урала / К.К. Золоев, Ю.А. Волченко, В.А. Коротеев, И.А. Малахов и др. Екатеринбург: 2001. 199 с.
6. Таловина И.В. Геохимия Уральских оксидно-силикатных никелевых месторождений. – СПб: Национальный минерально-сырьевой университет «Горный», 2012, 270 с.
7. Augé T., Legendre O. Platinum-Group Elements Oxides from the Pirogues Ophiolitic Mineralization, New Caledonia: Origin and Significance. *Econ.Geol.* 1994, v. 89. p. 1454–1468.
8. McDonough W.F., Sun S.-s. The composition of the Earth. *Chemical Geology.* 1995. V. 120. Pp. 223–253.

ПРИРОДА КАРБОНАТА В БРЕКЧИЯХ КИМБЕРЛИТОВ БЛАГОДАТСКОГО МАССИВА (ЗАПАДНЫЙ СКЛОН СРЕДНЕГО УРАЛА, ПЕРМСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Голобурдина М.Н.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им.А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *marina_goloburdina@vsegei.ru*

В статье представлены результаты петрогеохимических исследований брекчий кимберлитов Благодатского массива, расположенного на западном склоне Среднего Урала. Определен изотопный состав $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ карбоната брекчий и ксенолита шпинелевого перидотита. Установлено, что по содержанию редких и редкоземельных элементов карбонатизированные брекчии аналогичны некарбонатизированным брекчиям и не соответствуют карбонатитам. Полученные данные по изотопному составу углерода, кислорода и стронция карбоната брекчий кимберлитов позволяют предполагать, что источник карбонатизирующих флюидов связан с вмещающими карбонатными толщами.

THE NATURE OF CARBONATE OF KIMBERLITE BRECCIAS OF THE BLAGODATSKIY MASSIVE (WESTERN SIDE OF THE MIDDLE URAL MOUNTAINS, PERM REGION, RUSSIA)

Goloburdina M.N.

FSUE "A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute" (VSEGEI), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *marina_goloburdina@vsegei.ru*

The article presents the results of geochemical research of kimberlite breccias of the Blagodatskiy Massive located on the Western Side of the Middle Urals. Determined the isotopic composition $\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{18}\text{O}$ и $^{86}\text{Sr}/^{87}\text{Sr}$ of carbonates of breccias and xenolith of spinelle peridotite. It was found that the content of rare elements and rare earth metals of the carbonated breccias similar the not carbonated breccias and does not match the carbonatites. The obtained data on the isotopic composition of carbon, oxygen and strontium in carbonate of kimberlite breccias suggest that the source of carbonated fluids associated with the host carbonate series.

На западном склоне Среднего Урала в районе г. Благодать проявлены среднепалеозойские кимберлиты в виде трубообразных, жильных и дайковых интрузивов, с преобладанием брекчий диатремовой фации [1, 2]. Брекчии кимберлитов неравномерно карбонатизированы, содержат ксенолиты глубинных (мантийных) пород, обломки пород фундамента, осадочного чехла, трахибазальтов, минералы-индикаторы: хромшпинелиды, пикроильмениты, редкие пиропы лерцолитового парагенезиса и единичные алмазы [4, 5]. Полностью карбонатизированные брекчии и брекчии, в которых карбонатный материал присутствует в количестве от 20 % и выше, ранее рассматривались как магматические карбонатиты [4] или как карбонатные породы, имеющие гидротермальнометасоматическое происхождение (по неопубликованным данным И.П. Пятенко (1980)).

Для выяснения природы карбоната в брекчиях кимберлитов Благодатского массива, кроме петрографического и рентгенофазового анализа, проведен сравнительный анализ петрогеохимического состава карбонатизированных брекчий с некарбонатизированными брекчиями и с полностью карбонатизированным ксенолитом шпинелевого перидотита,

заклученного в эти породы. Кроме того, определен изотопный состав углерода, кислорода и стронция в карбонате брекчий и ксенолита шпинелевого перидотита.

В результате анализа полученных данных установлено, что в карбонатизированных породах (табл. 1) с увеличением содержаний карбоната (кальцита, доломита) наблюдается уменьшение содержаний кремнезема, глинозема, окисного железа, калия и увеличение кальция и магния.

Таблица 1

Состав брекчий кимберлитов Благодатского массива

Компоненты	1 (пр. 17- 607)	2 (пр. 17- 670)	3 (пр. 19- 166,5/3)	4 (пр. 17- 601)	5 (пр. 17- 552)	6 (пр. 17- 590)	7 (пр. 17- 595)
SiO ₂	50,4	55,6	52,1	42,3	35,6	24,9	26,5
TiO ₂	2,53	2,58	2,28	2,13	1,58	1,06	0,26
Al ₂ O ₃	11,9	12,1	12,8	9,97	7,74	5,02	1,69
Fe ₂ O ₃	10,3	14,1	12,8	11,4	8,3	5,93	5,07
FeO	1,05	0,57	0,72	0,97	0,72	1,29	0,125
MnO	0,089	0,1	0,032	0,17	0,23	0,21	0,19
MgO	8,84	4,75	6,81	8,19	3,76	10,4	11,6
CaO	2,74	0,85	1,21	8,06	20,3	23,8	24,2
Na ₂ O	0,44	0,025	0,025	0,025	0,14	0,025	0,055
K ₂ O	4,08	3,57	3,52	3,26	2,52	1,11	0,32
P ₂ O ₅	1,68	0,33	0,2	0,11	0,2	0,25	0,083
Ппп	5,67	5,51	7,49	13,3	18,9	25,9	29,7
Сумма	99,8	100	100	100	100	100	99,8
Rb	90,3	73,1	80,4	89,6	49,3	23,6	7,21
Sr	50	15	30	35	123	86,8	65,4
Y	39,1	22,7	16,8	20,4	15,8	11,6	6,57
Zr	143	139	118	140	87,8	68,3	20,1
Nb	58	54,2	46	59,3	31,4	26,3	9,86
Ba	146	127	108	198	222	116	963
La	77,7	37,1	15,5	72,6	28,6	47	16,9
Ce	126	72,3	18,7	122	55,4	61,7	30,3
Pr	17,2	8,24	3,71	12,7	5,75	4,43	3,05
Nd	69,3	33,2	15,7	42,3	22,5	17,8	11,3
Sm	14,6	7,04	3,43	7,41	4,58	3,46	2,25
Eu	4,32	2,28	1,24	2,28	1,31	1,13	0,76
Gd	13,4	7,17	3,7	7,61	4,24	3,4	2,04
Tb	1,75	0,97	0,51	0,81	0,57	0,44	0,29
Dy	8	4,66	2,8	4,43	2,97	2,29	1,41
Ho	1,43	0,85	0,61	0,76	0,56	0,43	0,24
Er	3,32	2,17	1,54	1,82	1,4	0,85	0,57
Tm	0,37	0,23	0,22	0,26	0,17	0,13	0,067
Yb	2,17	1,49	1,38	1,54	1,12	0,8	0,45
Lu	0,31	0,21	0,2	0,22	0,14	0,11	0,059
Hf	3,57	3,35	2,47	3,14	1,98	1,41	0,47
Ta	3,1	3,09	2,39	4,14	1,9	1,14	0,26
Th	5,85	5,83	5,37	7,18	4,47	2,81	0,7
U	1,85	1,08	0,92	0,75	0,57	1,07	0,29
La/Yb	35,81	24,90	11,23	47,14	25,54	58,75	37,55

Примечание: № 1–6 – брекчии кимберлитов, из них № 4–6 – карбонатизированные; 7 – карбонатизированный ксенолит шпинелевого перидотита.

Петрохимические элементы приведены в мас. % по результатам рентгеноспектрального флуоресцентного силикатного анализа, аналитик Б.А. Цимошенко (ФГУП "ВСЕГЕИ"); редкие и редкоземельные элементы приведены в г/т и определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS), аналитик В.А. Шишлов (ФГУП "ВСЕГЕИ").

В брекчиях кимберлитов и их карбонатизированных разностях содержания редких и редкоземельных элементов близки (табл. 1, рисунок). По отношению La/Yb они имеют небольшое различие: в брекчиях, в которых карбонат отсутствует, оно варьирует от 35,80 до 11,23 ($n_8=21,46$ г/т), а в карбонатизированных брекчиях оно находится в пределах от 58,75 до 25,53 ($n_{10}=37,141$ г/т). Карбонатизированный ксенолит шпинелевого перидотита отличается наиболее низкими содержаниями редких и редкоземельных элементов, что характерно для перидотитов.

Подобие исследуемых брекчий кимберлитов отмечается и на минеральном уровне – они содержат хромшпинелиды не различающиеся по химическому составу.

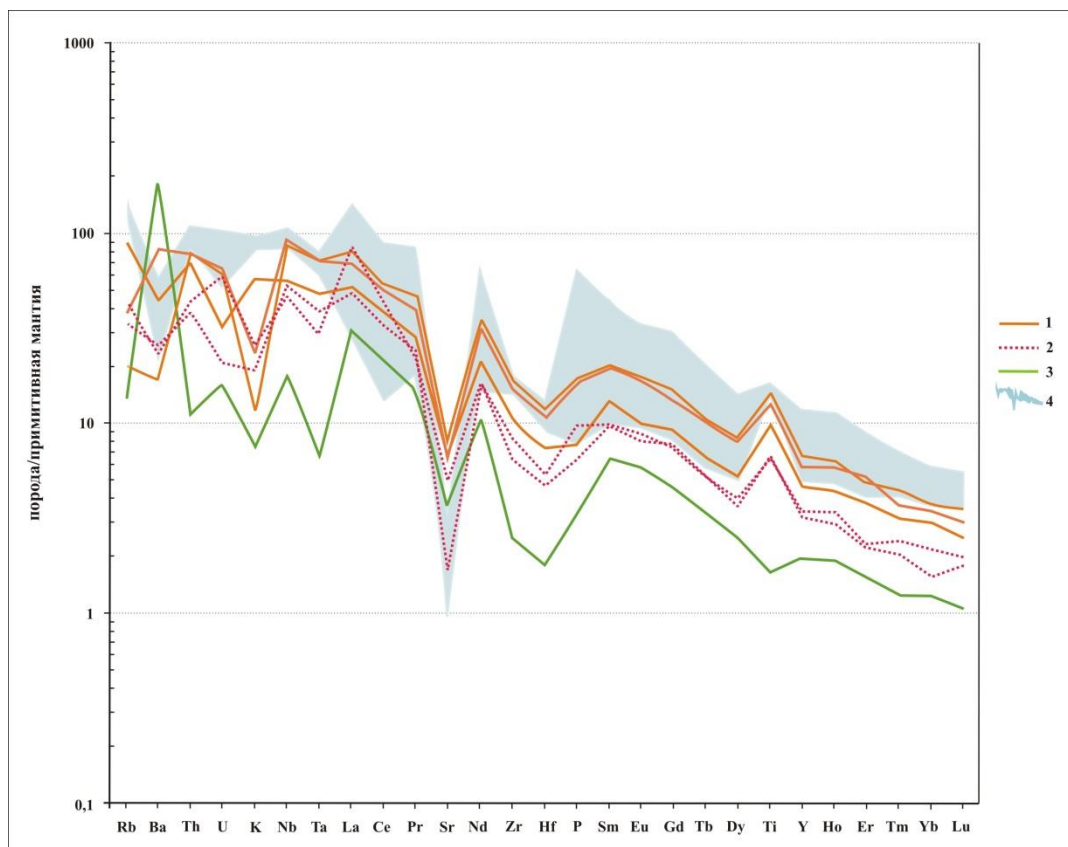


Рисунок. Распределение редких и редкоземельных элементов в ксенолите и брекчиях кимберлитов Благодатского массива. Нормирование содержаний редких и редкоземельных элементов проведено по составу примитивной мантии [6].

Условные обозначения: 1 – брекчия кимберлитов с содержанием CaO+MgO от 24 до 27 %; 2 – брекчия кимберлитов с содержанием CaO+MgO ~ 24 и 34 %; 3 – карбонатизированный шпинелевый перидотит; 4 – интервал содержаний элементов в брекчии кимберлитов, где CaO составляет в среднем ($n=8$) ~ 1,17%, варьируя от 0,73 до 2,74 %.

В результате изотопных исследований установлено (табл. 2), что карбонат брекчий кимберлитов Благодатского массива характеризуется разными, в основном повышенными величинами $\delta^{13}\text{C} = -1,4 - -4,7\%$, $\delta^{18}\text{O} = 19,3 - 27,1\%$ и $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Изотопный состав С, О и Sr в карбонатах ксенолита шпинелевого перидотита и брекчий кимберлита Благодатского массива

№ п/п	Содержание карбоната в породе, %*	$\delta^{13}\text{C}$, ‰, VPDB	$\delta^{18}\text{O}$, ‰, VSMOW	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$
1	Кальцит - 26±3%	-1,7	19,3	-
2	Доломит - 91±5% Кальцит - 2±1%	-4,7	23,9	0,709006±14
3	Доломит - 53±5% Кальцит - 3±1%	-1,4	27,1	-
4	Доломит - 79±5% Кальцит - 3±1%	-5,4	26,8	0,708435±21

Примечание: № 1-3 - карбонатизированная брекчия кимберлитов, шифр проб, соответственно, 17-505, 17-590, 17-690; № 4 – карбонатизированный ксенолит шпинелевого перидотита, шифр пробы 17-595.

*определено рентгенофазовым количественным анализом в лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ», аналитик В.Ф. Сапега.

Изотопный состав ^{13}C , ^{18}O , $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ определен в ЦИИ ФГУП «ВСЕГЕИ».

Состав изотопов углерода карбоната брекчий кимберлитов Благодатского массива находится в пределах изотопных значений углерода из карбоната основной массы кимберлитов мира – от -17 до -0,5‰ [3] и из уральских алмазов – от -18,9‰ до 2,3‰ [7]. Величины изотопов кислорода и стронция, вероятно, отражают взаимодействие расплавов с коровым материалом.

Карбонаты из брекчии (пр.17-590) и ксенолита шпинелевого перидотита (пр. 17-595) имеют близкие значения по изотопам углерода – -4,7 ‰ и -5,4 ‰, соответствующие мантийным меткам. Возможно, это связано с тем, что данные образцы отобраны для исследования из одного интервала разреза, где брекчия кимберлитов максимально насыщена ксенолитами разного размера и, следовательно, часть мелких ксенолитов и ксенокристов могли быть в отобранной пробе и влиять на общий состав изотопа углерода.

Таким образом, изотопные данные позволяют предполагать, что источник карбонатизирующих флюидов связан с вмещающими карбонатными толщами.

Литература

1. Алмазоносные флюидно-эксплозивные образования Пермского Приуралья // Лукьянова Л.И., Остроумов В.Р., Рыбальченко А.Я., Морозов Г.Г., Петров О.В., Тетерин И.П. и др. М.; СПб: ГЕОКАРТА:ГЕОС:ВСЕГЕИ. 2011. 240 с.
2. Голобурдина М.Н., Лукьянова Л.И., Лепехина Е.Н. Щелочно-ультраосновные породы района горы Благодать (западный склон Среднего Урала) // Региональная геология и металлогения. 2014. № 59. – С. 28–41.
3. Доусон Дж. Кимберлиты и ксенолиты в них: Пер. с англ. – М.: Мир, 1983. – 300 с.
4. Зильберман А.М., Чернышова Е.М., Кичигин Ю.Н. Новые проявления щелочно-ультраосновного вулканизма на западном склоне Среднего Урала // Доордовикская история Урала. Вып. 3: Вулканизм. 1980. – С. 30–46.
5. Лукьянова Л.И., Смирнов Ю.Д., Зильберман А.М., Чернышева Е.М. О находках алмазов в пикритах Урала // Записки ВМО 1978. Ч. 107. Вып. 5. – С. 580–585.
6. Тейлор С.Р., Мак-Леннан С.М. Континентальная кора: её состав и эволюция: Пер. с англ. – М.: Мир. 1988. 384 с.
7. Fernando A.T.P. Laiginhas. Diamonds from the Ural Mountains: their characteristics and the mineralogy and geochemistry of their inclusions. 2008. – 241 p.

ОСОБЕННОСТИ ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ УРАНА И РАДИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИИ ИНКАЙ (РЕСПУБЛИКА КАЗАХСТАН)

Джабиев О.А.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет (ТПУ), г. Томск, Россия,
e-mail: *dzhabiyev_oleg@mail.ru*

Нарушение равновесия в рядах продуктов радиоактивного распада приводит при радиометрическом опробовании урановых руд к искажению результатов, так как по интенсивности гамма-излучения фактически определяется не содержание урана 238, а концентрации радия 226 и продуктов его распада, по которым оценивается содержание «эквивалентного» урана. Нарушение радиоактивного равновесия обычно связано с тем, что продукты радиоактивного распада урановых рядов, обладая резко различными геохимическими свойствами, проявляют склонность к разделению и пространственному обособлению, особенно в условиях зоны гипергенеза. Благодаря программному комплексу возможно построение геолого-математической модели распределения различных показателей, с целью корректной геолого-технологического исследования месторождения.

FEATURES OF SPATIAL DISTRIBUTION OF URANIUM AND RADIUM AT THE INKAY DEPOSIT (REPUBLIC OF KAZAKHSTAN)

Jabiyev O.A.

Tomsk Polytechnic University (TPU), Tomsk, Russia, e-mail: *dzhabiyev_oleg@mail.ru*

Imbalance in the ranks of the products of radioactive decay leads with radiometric testing of uranium ore to the distortion of the results, since the intensity of gamma radiation in fact not the content of uranium-238, and the concentration of radium 226 and its decay products for evaluating the content of the "equivalent" of uranium. Violation of radioactive equilibrium is usually due to the fact that the products of radioactive decay of uranium series, having dramatically different geochemical properties, have a tendency to separation and spatial isolation, especially in the supergene zone. Thanks to the software package is possible to construct a mathematical model of geological and distribution of various indicators, in order to correct geological and technological research fields.

Месторождение Инкай – крупнейшее пластово-инфильтрационное месторождение в Казахстане и Содружества независимых государств (СНГ). Рудоносные зоны месторождения прослеживаются с северо-востока на юг на расстоянии около 55 км при их общей ширине от 7 до 17 км. Складчатый фундамент на месторождении залегает на глубине до 2-3 км и представлен терригенно-кремнистыми кембро-ордовикскими образованиями. Разрез MZ-KZ отложений начинается пестроцветными, достаточно плотными гравийно-песчано-глинистыми образованиями, локализованными в понижениях поверхности средне-позднепалеозойского этажа предположительно сеноманского возраста. Рудовмещающий комплекс представлен мынкудукским и инкудукским горизонтами верхнего мела. Урановое оруденение локализуется почти во всех литологических разностях пород с определенным тяготением к среднезернистым пескам. По химическому составу руды силикатные (таблица).

Химический состав руд месторождения Инкай

SiO ₂	Al ₂ O ₃	K ₂ O	FeO	Na ₂ O	CaO	TiO ₂	MgO	P ₂ O ₅	Fe ₂ O ₃	MnO
88,48	5,22	1,87	3,49	0,28	0,38	0,12	0,13	0,03	-	0

Рудовмещающие отложения от безрудных визуально не отличаются и представлены полевошпат-кварцевыми, реже, слюдисто-полевошпат-кварцевыми песками.

Обломочный материал как в рудных, так и в нерудных песчаных и гравийно-песчаных отложениях разной степени окатанности, представлен кварцем, полевыми шпатами, обломками кремнистых и кислых вулканических пород, небольшим количеством слюды (мусковит, биотит), фрагментами обугленного растительного детрита. От суммы всего обломочного материала кварц в среднем составляет 50–70%. Содержания обломков кремнистых и кислых вулканических пород изменяются от 3 до 30%. Средние содержания слюдистых материалов (мусковит и биотит) варьируют от 0 до 1,8%. Обугленный растительный детрит в виде мелких фрагментов растений, стеблей, листьев составляет 0,01–0,11%.

Урановая минерализация на всем месторождении Инкай представлена настураном и коффинитом. Соотношение окисла и силиката урана составляет 75:25

Настуран – окись урана, макроскопически это черный, темно-серый, сажистый минерал, образующий дисперсную вкрапленность и мелкие скопления в глинисто-алевритовом заполнителе рудных песков, налеты и корочки на обломочных зернах, тонкую вкрапленность во фрагментах обугленного растительного детрита. Редко настуран высаживается на поверхности зерен пирита или лейкоксенов и может образовывать псевдоморфозы по последнему.

Коффинит – силикат урана – также как и настуран диагностируется рентгенфазовым анализом, как и настуран присутствует в виде тонкорассеянной черной вкрапленности в поровом глинисто-алевритовом заполнителе песков.

Сопутствующие элементы представлены рением, скандием, селеном, молибденом, редкими землями и иттрием, содержание которых как в урановорудной массе, так и во вмещающих породах находится на уровне кларков для района месторождения Инкай.

На месторождении используют различные методы исследования, в том числе и радиометрические. Основным недостатком радиометрических методов опробования на молодых месторождениях урана гидрогенного типа, является зависимость результатов замера от радиоактивного равновесия продуктов радиоактивного распада, мощностей рудного скопления и т.д. Члены ряда распада связаны друг с другом последовательными необходимыми альфа- и бета-превращениями. Если система, в которой находятся радионуклиды того или иного ряда, закрыта, то есть не происходит выноса или поступления отдельных ее членов относительно других, то со временем в ряду наступает радиоактивное равновесие. Скорость установления радиоактивного равновесия в ряду распада зависит от периода полураспада наиболее долгоживущего члена ряда, а для пары взаимосвязанных радионуклидов определяется периодом полураспада дочернего (T_d). С точностью до 0,8% равновесие наступит через $7T_d$, а с точностью до 0,1% – через $10T_d$. Существуют три основные группы факторов, приводящих к нарушению радиоактивного равновесия в рядах распада: различие химических свойств элементов, изотопами которых являются исследуемые радионуклиды, свойства элементов, связанные с радиоактивностью, физико-химические

условия окружающей среды [1]. Нарушение равновесия в рядах продуктов радиоактивного распада приводит при радиометрическом опробовании урановых руд к искажению результатов, так как по интенсивности гамма-излучения фактически определяется не содержание урана 238, а концентрации радия 226 и продуктов его распада, по которым оценивается содержание «эквивалентного» урана. Нарушение радиоактивного равновесия обычно связано с тем, что продукты радиоактивного распада урановых рядов, обладая резко различными геохимическими свойствами, проявляют склонность к разделению и пространственному обособлению, особенно в условиях зоны гипергенеза. Как и все щелочноземельные элементы, радий обладает единственной формой окисления +2, мало склонен к комплексообразованию, находится в водных растворах в форме иона Ra^{2+} . Растворимы в воде хлориды, бромиды, йодиды, сульфиды и нитраты радия. Слаборастворимы его сульфаты, карбонаты, фосфаты, хроматы, фториды и оксалаты. Уран же, склонен к комплексообразованию: карбонатные, сульфатные, фторидные, фосфатные и гидроксильные.[2] Наиболее типичны три случая нарушения радиоактивного равновесия в рудах:

- общее нарушение равновесия, при котором в пределах всего объема урановорудного скопления наблюдается одностороннее его смещение в сторону недостатка радия;
- зональное нарушение равновесия, когда в пределах отдельных участков или зон рудных скоплений устанавливается смещение равновесия в сторону, как избытка, так и недостатка радия, на фоне которого могут проявляться второстепенные нарушения равновесия также различных знаков;
- локальные нарушения равновесия, при которых в отдельных ограниченных объемах урановорудных скоплений наблюдаются смещения равновесия как в ту, так и в другую сторону. Для установления радиоактивного равновесия между ураном и всеми продуктами его распада (при условии, что эти продукты не будут удаляться из мест их образования) необходим период времени 1,7 миллиона лет.

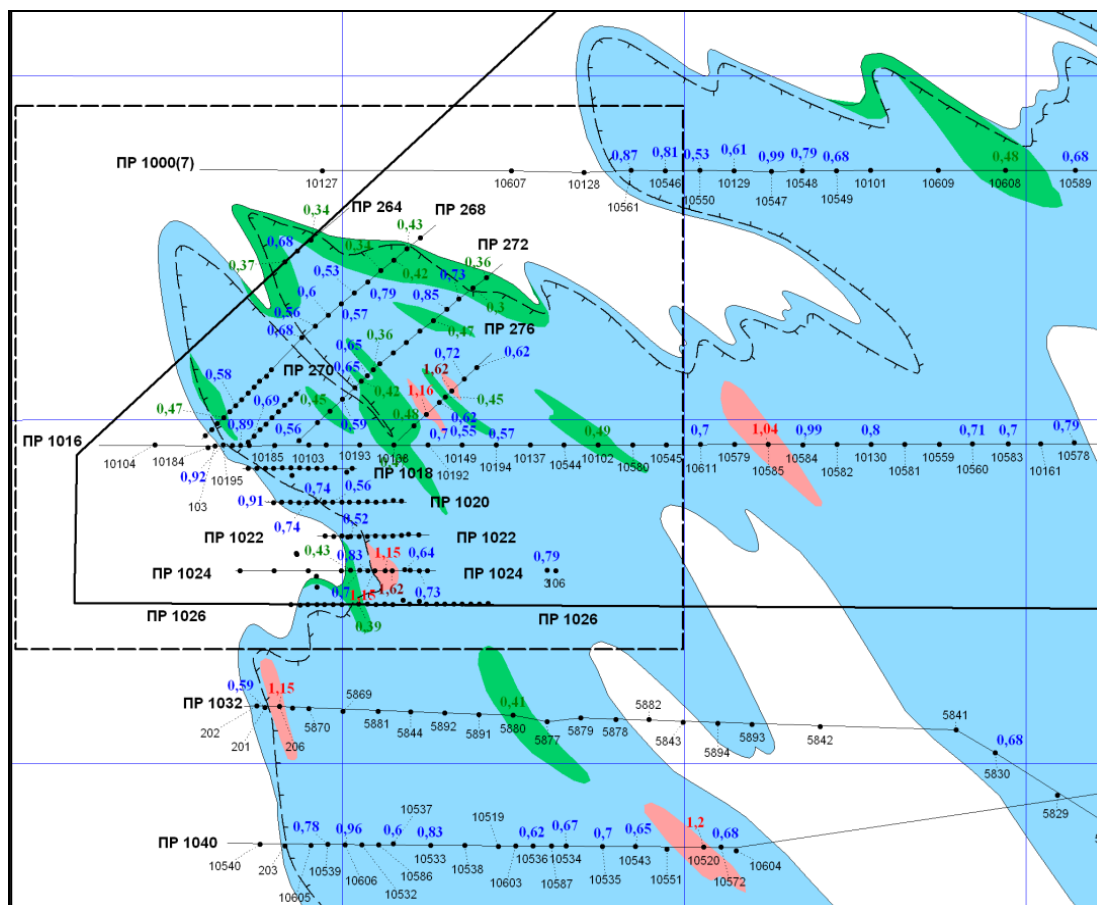
Искажения значений истинных содержаний урана, связанные с изменениями эффективных атомных номеров и мощностей рудных скоплений, также корректируются путем введения поправок в результаты интерпретации данных радиометрического опробования коэффициентом радиоактивного равновесия (K_{pp}). Величина поправки за нарушение радиоактивного равновесия между ураном и радием оценивается по формуле:

$$K_{pp} = C_{Ra}/C_U,$$

где C_{Ra} – содержание радия (в единицах равновесного урана), C_U – содержание урана в рудах.

На основании данной схемы видно, K_{pp} на месторождении смещен либо в сторону урана, либо радия. В ходе составления проекта он был принят за 1, что приводит к некорректным геолого-технологическим условиям добычи урана. [3].

Задачи, которые предполагается решить мной в ходе исследования сводятся к следующему: провести интерпретацию геофизических данных, а именно гамма каротажа и каротажа нейтронного деления (КНД); сопоставление геофизических данных (гамма каротаж и КНД) с результатами геохимических исследований; построение распределения U и Ra на основе геофизических исследований в плане и на разрезах; построение объемной геолого-математической модели распределения K_{pp} ; дать рекомендации по рациональному комплексу геолого-технологических исследований.



Градации Крр, выделенные по величине $K_{pp} + S$, где S - стандартное отклонение.



Рисунок. Схема распределения КРР на месторождении Инкай.

Литература

1. Арбузов С.И., Рихванов Л.П. Геохимия радиоактивных элементов. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2010. – 300 с., 72 табл., 60 ил.
2. Домаренко В.А., Рихванов Л.П. Рациональная методика поисков и геолого-экономическая оценка месторождений руд редких и радиоактивных элементов. Часть II Геолого-экономическая оценка. – Томск: Изд-во ТПУ, 2010. – 260 с.
3. Петров Н.Н., Язиков В.Г., Аубакиров Х.Б., Плеханов В.Н., Вершков А.Ф., Лухтин В.Ф. Урановые месторождения Казахстана: (экзогенные). Алматы: Гылым, 1995. – 264 с.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ОБЪЕКТОВ ПИОНЕР-ПОКРОВСКОГО РУДНО-РОССЫПНОГО УЗЛА (ДАЛЬНИЙ ВОСТОК, РОССИЯ)

Долгоселец Д.А., Юрченко Ю.Ю.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
(ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия,
e-mail: *Diana_dolgoselets@vsegei.ru, yuri.yu.yurchenko@gmail.com*

Месторождения Пионер и Покровское, входящие в структуру Северо-Буреинской металлогенической зоны Приамурской золоторудной провинции, в настоящее время являются основой золотодобывающей промышленности Амурской области, занимающей второе место по добыче золота в России. Высоко оценяемые запасы и ресурсы Пионер-Покровского рудно-россыпного узла обеспечивают привлекательность территории для горнорудных компаний, активно ведущих поисковые работы, направленные на выявление новых объектов благороднометалльной минерализации. В основу данной работы положен материал, представленный образцами коренных горных пород, отобранными на месторождениях Пионер и Покровское и их флангах. В геохимическом отношении известные месторождения, рудопоявления и перспективные участки характеризуются схожей ассоциацией Au, As, Sb, Hg, Cu, Bi, Ag, Pb, Zn, типичной для низко- и среднетемпературного золото-серебряного оруденения, что подтверждается интенсивной березитизацией и серицитизацией рудовмещающих пород. Ассоциация Au, Ag может являться индикатором самородного золота. Сравнение минералого-геохимических особенностей рудных объектов Пионер-Покровского узла с характеристиками известных месторождений Дальнего Востока (Буринда, Бамское, Токур и др.) также позволяет отнести их к убого- и малосульфидным золото-серебряным формациям.

MINERALOGICAL AND GEOCHEMICAL CHARACTERISTICS OF GOLD DEPOSITS OF THE PIONEER-POKROVSKY ORE-PLACER CLUSTER (THE FAR EAST, RUSSIA).

Dolgoselets D.A., Yurchenko Yu.Yu.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE «VSEGEI»), Saint Petersburg,
e-mail: *Diana_dolgoselets@vsegei.ru, yuri.yu.yurchenko@gmail.com*

The Pioneer and Pokrovsky gold deposits located in the North Bureya metallogenic zone represent a base of the gold-mining industry in the Amur Region, the second largest gold productive area in Russia. Highly evaluated resources of the Pioneer-Pokrovsky ore-placer cluster attract interest in geological exploration of the area for revealing new noble metal deposits. The research was based on results of rock samples investigations from the Pioneer and Pokrovsky deposits and their flanks. Geochemically, both the deposits and prospects are characterized by similar chemical element association such as Au, As, Sb, Hg, Cu, Bi, Ag, Pb, Zn. This association evidences low- and middle-temperature hydrothermal sulfide ore mineralization confirmed by such alterations as beresitization and sericitization of ore-bearing rocks. Au, Ag association is an indicator of native gold mineralization. Comparison of mineralogical and geochemical features of the Pioneer-Pokrovsky ore objects with those of well-known noble metal deposits of the Russian Far East (Burinda, Bamskoye, Tokur, etc.) suggests considering them as the objects of poor- and low-sulfide gold-silver mineralization.

Актуальность проблемы. История освоения Приамурской золоторудной провинции берет начало в середине XIX века, когда были обнаружены первые знаки, а затем, усилиями экспедиции Н.П.Аносова (1857–1866 гг.), и промышленные россыпи золота. Вскоре начались поиски коренных месторождений, увенчавшиеся успехом уже в 1901 году (открытие Харгинского месторождения), и достигшие расцвета в 20–30-е гг. XX века. В 1970–1980-х гг. были открыты месторождения Покровское и Пионер, а также многочисленные рудопроявления и россыпи золота, выявление которых продолжается и по сей день [5].

Пионер-Покровский рудно-россыпной узел расположен в центральной части Северо-Буреинской металлогенической зоны – одной из наиболее продуктивных на золото зон Приамурской золоторудной провинции, в пределах которой находятся шесть рудно-россыпных узлов. Здесь выявлены месторождения золото-сульфидно-кварцевой, золото-серебряной, золото-молибден-порфировой формаций. Месторождения Пионер и Покровское в настоящее время являются основой золотодобывающей промышленности Амурской области, занимающей второе место по добыче золота в России [2].

Высоко оцениваемые запасы и ресурсы Пионер-Покровского рудно-россыпного узла и тенденция к увеличению доли добываемого рудного золота по отношению к россыпному обуславливают привлекательность территории для горнорудных компаний, которые активно проводят поисковые работы, направленные на выявление новых объектов благороднометалльной минерализации [2]. Однако, несмотря на значительное количество исследований, проводимых здесь в разные годы, вопрос о происхождении золотого оруденения остается открытым [1, 2, 4].

Фактическим материалом для исследования являются образцы коренных горных пород, отобранные на месторождениях Пионер и Покровское, рудопроявлении Желтунак и перспективных на благороднометалльную минерализацию участках. Анализ проб проводился в ЦЛ ВСЕГЕИ, методами ICP-MS с кислотным выщелачиванием (Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Mo, Ag, Sn, Sb, W, Pb, Bi, Th, U, Be, Sc), ICP-MS с разложением в царской водке (As), AAS с полным разложением (Pd, Pt, Au) и AAS с холодным паром (Hg).

Месторождение Пионер расположено в северо-западном борту Осежинского терригенного прогиба, выполненного юрскими вулканогенно-терригенными образованиями и перекрытого меловыми эффузивно-пирокластическими отложениями Улунгинской вулканотектонической депрессии. Завершающим этапом формирования структурно-тектонического облика района является накопление стратифицированных (терригенных) отложений неоген-четвертичного периода Амуро-Зейской депрессии [6]. На территории повсеместно развит мезозойский интрузивный магматизм кислого и среднего состава, представленный преимущественно гранит-гранодиоритовыми интрузиями.

Месторождение представлено линейными зонами карбонат-кварцевых жил с вкрапленной сульфидной минерализацией, локализованных в гранитоидах раннемелового верхнеамурского комплекса и терригенных верхнеюрских отложениях. В частности, рудные зоны Андреевская (рис.1) и Бахмут (рис.2) сложены интенсивно серицитизированными, березитизированными, карбонатизированными и окварцованными интрузивными и субэффузивными породами кислого и среднего состава (плагиогранитами, кварцевыми диоритами и андезитами). Породы часто секутся кварц-карбонатными жилами зонального строения, краевая часть которых сложена мелкими кристаллами кальцита, сменяющимися небольшими ксеноморфными зернами кварца, постепенно укрупняющимися к центру жилы; затем идут блоковые, удлиненные в сторону краевой части жилки, кристаллы кальцита и кальцитовое ядро. Следует отметить, что сульфидизация не связана непосредственно с развитием карбонатных жил: пирит и халькопирит распределены в серицитизированных

вкрапленниках плагиоклаза и в трещинах по зернам кварца, а также в виде комковатых выделений распределены в серицитизированной мелко- или микрозернистой основной массе, образуя скопления, в которых наблюдаются лишь реликты первичных зерен. В пирите отмечаются участки травления; в некоторых случаях по ним развита киноварь (рис. 1б). В пределах кварц-карбонатных жил сульфиды не развиты, однако вблизи контакта жил с породой произошло перераспределение сульфидов, образование скоплений и выстраивание их вдоль контактов.

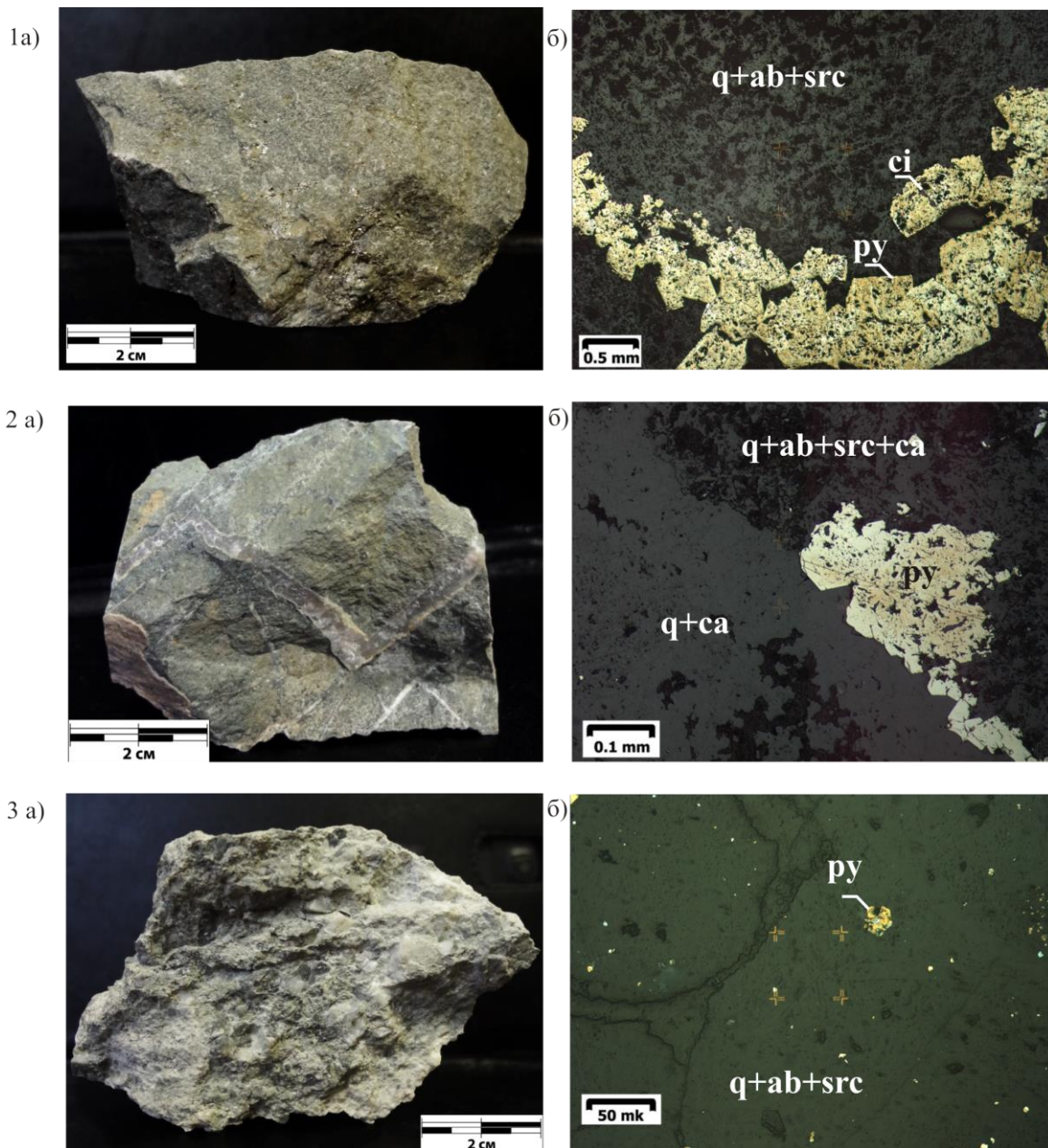


Рис. Образцы рудовмещающих пород рудных тел месторождений Пионер-Покровского района. 1. месторождение Пионер, рудная зона Андреевская, березитизированный кварцевый андезит с сульфидами; а) общий вид; б) аншлиф (1,6х); 2. месторождение Пионер, рудная зона Бахмут, березитизированный кварцевый андезит с кварц-карбонатной жилой, с сульфидами; а) общий вид; б) аншлиф (10х); 3. месторождение Желтунак, березитизированный андезит с пиритом; а) общий вид; б) аншлиф (20х).

В геохимическом отношении месторождение Пионер (табл. 1) характеризуется высокими содержаниями Au (от 0,008 до 10,2 г/т), Sb (4,23 – 501 г/т), As (9,37 – 2330), Ag (0,071 – 27,1), Mo (0,3 – 680), Cu (2,1 – 112), Zn (7,19 – 30800), Hg (0,0075 – 6,42), в меньшей степени Pt, Cr, Pb и Bi, резко пониженными относительно кларковых содержаниями U и Th. При этом рудная зона Бахмут характеризуется резким преобладанием Au над As, Sb и Ag, а для зон Андреевская, Николаевская и Южная характерна ведущая роль As и Sb, при подчиненной роли Au. Следует отметить более высокий уровень накопления для Николаевской зоны Hg, а для зоны Южная – Mo.

Гидротермально-метасоматически измененные вмещающих породы на месторождении Пионер в целом характеризуются к собственно рудным объектам геохимической специализацией (табл. 2).

Покровское месторождение расположено юго-восточнее сопряжения Гонжинского выступа с Ушумунской депрессией и приурочено к апикальной части Сергеевского гранит-гранодиоритового массива раннемелового возраста, вмещающие толщи представлены терригенными толщами юрского возраста, ороговикованными на контактах. Золотое оборудование приурочено к Покровскому палеовулкану, в пределах которого широко развиты эксплозивные, покровные и силлообразные фации вулканитов. Месторождение представляет собой систему субпараллельных пологозалегающих рудных тел, представленных кварцевыми жилами и штокверками. Последние в свою очередь состоят из кварца, с примесью адуляра, гидрослюда, карбонатов, рудные минералы представлены пиритом, блеклыми рудами, киноварью. Метасоматические окolorудные изменения в гранитах выразились в аргиллизации, окварцевании, карбонатизации.

В геохимическом отношении Покровское месторождение характеризуется геохимической специализацией, аналогичной месторождению Пионер (Au 0,002 – 2,48 г/т), As (5 – 1930 г/т), Sb (1,7 – 131), Ag (0,01 – 8,17), Hg (0,022 – 5,3). При этом Au является ведущим элементом лишь для Олеговской зоны, а для зоны Главная ключевую роль играют As и Sb. На флангах месторождения в зонах гидротермально-метасоматической проработки песчаников осежинской свиты юры и гранитоидов буриндинского комплекса мела развиты березиты, характеризующиеся повышенными содержаниями Au (до 0,02 г/т) и элементов-спутников As (до 1790 г/т), Ag (до 0,08 г/т), Sb (до 19 г/т), Hg (до 255 г/т).

Рудопроявление Желтунак. К востоку от Покровского месторождения находится рудопроявление Желтунак, приуроченное к полю развития вулканитов кислого и среднего состава, а также кислых интрузивных пород. По данным минералого-петрографических исследований рудовмещающие породы характеризуются интенсивным окварцеванием, серицитизацией и калишпатизацией. Окварцевание, как и в случае с месторождением Пионер, было многоэтапным, поскольку в образцах наблюдается вторичный кварц нескольких генераций. Заполняющий трещины и пустоты выщелачивания вторичный кварц более ранней генерации подвергся деформации под воздействием тектонических подвижек, о чем свидетельствует волнистое погасание. Для более мелкозернистого кварца, образующего мелкие и центральные части крупных жил, характерно прямое погасание и идиоморфные очертания. Сульфидная вкрапленность мелкая, представлена отдельными зернами пирита (рис.3б)

Содержание Au для рудопроявления Желтунак составляет 0,002 – 6,72 г/т при значительно более низких, чем в рудных зонах месторождения Пионер, содержаниях Hg (0,018 – 1,12 г/т). Серебро (0,029 – 7,3) и Au, как и в месторождениях Пионер и Покровское, связаны положительной корреляционной связью.

Геохимические спектры рудных объектов Пионер-Покровского рудного узла¹

Название объекта	Геохимический спектр																					
Месторождение Пионер	<u>Au</u>	<u>Sb</u>	<u>As</u>	<u>Ag</u>	<u>Mo</u>	<u>Zn</u>	<u>Hg</u>	<u>Pt</u>	<u>Cr</u>	<u>Pb</u>	<u>Ni</u>	241,8	157,9	134,7	57,0	14,9	11,4	7,8	6,7	5,5	3,6	2,8
	<u>Pd</u>	<u>Ti</u>	<u>W</u>	<u>Cu</u>	<u>Mn</u>	<u>Bi</u>	<u>Co</u>	<u>V</u>	<u>Sn</u>	<u>U</u>	<u>Th</u>	1,7	1,4	1,4	1,4	1,3	1,2	1,1	1,1	0,7	0,5	0,3
Зона Андреевская	<u>As</u>	<u>Au</u>	<u>Sb</u>	<u>Ag</u>	<u>Pt</u>	<u>Cr</u>	<u>Hg</u>	<u>Pb</u>	<u>Zn</u>	<u>Bi</u>	<u>Ni</u>	156,6	147,2	134,3	97,8	6,7	4,1	4,1	2,7	2,6	2,0	1,9
	<u>Cu</u>	<u>Mo</u>	<u>Pd</u>	<u>Mn</u>	<u>W</u>	<u>Ti</u>	<u>Co</u>	<u>Sn</u>	<u>V</u>	<u>U</u>	<u>Th</u>	1,9	1,7	1,7	1,6	1,5	1,4	1,0	1,0	0,9	0,7	0,4
Зона Бахмут	<u>Au</u>	<u>As</u>	<u>Sb</u>	<u>Zn</u>	<u>Ag</u>	<u>Cr</u>	<u>Pb</u>	<u>Pt</u>	<u>Ni</u>	<u>Hg</u>	<u>Mn</u>	344,1	87,3	56,0	35,2	12,7	8,3	6,7	6,7	4,1	3,5	2,5
	<u>Ti</u>	<u>Co</u>	<u>V</u>	<u>Pd</u>	<u>W</u>	<u>Cu</u>	<u>Mo</u>	<u>Sn</u>	<u>U</u>	<u>Th</u>	<u>Bi</u>	2,2	1,8	1,8	1,7	1,1	1,1	0,9	0,7	0,4	0,3	0,2
Зона Южная	<u>Sb</u>	<u>Au</u>	<u>Mo</u>	<u>As</u>	<u>Ag</u>	<u>Pt</u>	<u>W</u>	<u>Pb</u>	<u>Hg</u>	<u>Bi</u>	<u>Pd</u>	212,5	112,3	97,4	76,1	28,2	6,7	3,5	2,4	2,0	1,8	1,2
	<u>Sn</u>	<u>Cu</u>	<u>U</u>	<u>Cr</u>	<u>Th</u>	<u>Zn</u>	<u>V</u>	<u>Co</u>	<u>Ti</u>	<u>Ni</u>	<u>Mn</u>	1,0	0,9	0,8	0,8	0,6	0,6	0,5	0,4	0,4	0,2	0,1
Зона Николаевская	<u>As</u>	<u>Au</u>	<u>Sb</u>	<u>Ag</u>	<u>Hg</u>	<u>Pt</u>	<u>Mo</u>	<u>Pb</u>	<u>Bi</u>	<u>W</u>	<u>Pd</u>	195,2	108,2	96,9	38,4	18,4	6,7	6,5	2,5	2,5	1,6	1,3
	<u>Sn</u>	<u>Cr</u>	<u>Zn</u>	<u>U</u>	<u>Cu</u>	<u>Co</u>	<u>V</u>	<u>Th</u>	<u>Ti</u>	<u>Ni</u>	<u>Mn</u>	1,1	0,9	0,8	0,7	0,5	0,5	0,5	0,5	0,5	0,4	0,3
Месторождение Покровское	<u>Sb</u>	<u>As</u>	<u>Au</u>	<u>Hg</u>	<u>Ag</u>	<u>Pt</u>	<u>Mo</u>	<u>Mn</u>	<u>Pb</u>	<u>Pd</u>	<u>W</u>	83,9	82,7	79,4	11,8	11,0	6,7	4,7	1,7	1,6	1,2	1,0
	<u>Bi</u>	<u>Zn</u>	<u>Cr</u>	<u>Co</u>	<u>Ni</u>	<u>U</u>	<u>Sn</u>	<u>V</u>	<u>Th</u>	<u>Ti</u>	<u>Cu</u>	0,9	0,7	0,6	0,6	0,6	0,5	0,5	0,4	0,2	0,2	0,1
Зона Олеговская	<u>Au</u>	<u>As</u>	<u>Sb</u>	<u>Hg</u>	<u>Ag</u>	<u>Pt</u>	<u>Mo</u>	<u>Mn</u>	<u>Pd</u>	<u>W</u>	<u>Sn</u>	113,1	104,8	99,6	23,4	11,4	6,7	3,3	2,5	1,2	0,5	0,5
	<u>Cr</u>	<u>Pb</u>	<u>U</u>	<u>Ni</u>	<u>Co</u>	<u>Zn</u>	<u>Bi</u>	<u>V</u>	<u>Th</u>	<u>Ti</u>	<u>Cu</u>	0,4	0,4	0,3	0,3	0,3	0,3	0,3	0,2	0,2	0,1	0,1
Зона Главная	<u>Sb</u>	<u>As</u>	<u>Au</u>	<u>Ag</u>	<u>Pt</u>	<u>Mo</u>	<u>Pb</u>	<u>Hg</u>	<u>Bi</u>	<u>W</u>	<u>Pd</u>	71,2	65,0	52,5	10,6	6,7	5,8	2,6	2,5	1,5	1,3	1,2
	<u>Mn</u>	<u>Zn</u>	<u>Cr</u>	<u>Co</u>	<u>Ni</u>	<u>U</u>	<u>V</u>	<u>Sn</u>	<u>Ti</u>	<u>Th</u>	<u>Cu</u>	1,0	1,0	0,9	0,8	0,8	0,7	0,6	0,4	0,3	0,3	0,2
Рудопроявление Желтунак	<u>Au</u>	<u>Ag</u>	<u>Sb</u>	<u>As</u>	<u>Mo</u>	<u>Cr</u>	<u>Pt</u>	<u>W</u>	<u>Ni</u>	<u>Pd</u>	<u>Pb</u>	280,0	37,5	28,8	27,8	7,1	4,4	2,8	1,7	1,2	0,7	0,6
	<u>Cu</u>	<u>Hg</u>	<u>Co</u>	<u>V</u>	<u>Zn</u>	<u>Ti</u>	<u>Mn</u>	<u>U</u>	<u>Th</u>	<u>Bi</u>	<u>Sn</u>	0,5	0,4	0,3	0,3	0,2	0,2	0,2	0,2	0,1	0,1	0,1
Рудопроявление Александра	<u>Au</u>	<u>As</u>	<u>Sb</u>	<u>Mo</u>	<u>Ag</u>	<u>Pt</u>	<u>Cr</u>	<u>Pb</u>	<u>Ni</u>	<u>W</u>	<u>Pd</u>	215,7	64,0	24,2	13,7	7,3	6,7	5,3	3,3	2,1	1,7	1,7
	<u>Cu</u>	<u>Bi</u>	<u>Ti</u>	<u>V</u>	<u>Zn</u>	<u>Sn</u>	<u>Co</u>	<u>Hg</u>	<u>Mn</u>	<u>U</u>	<u>Th</u>	1,5	1,3	1,0	0,9	0,9	0,6	0,4	0,4	0,3	0,3	0,2
Перспективный участок Алкаган	<u>As</u>	<u>Au</u>	<u>Sb</u>	<u>Bi</u>	<u>Pt</u>	<u>Mo</u>	<u>Cr</u>	<u>Ag</u>	<u>Cu</u>	<u>W</u>	<u>Ni</u>	448,4	126,9	22,3	12,0	6,7	5,9	4,8	3,6	2,8	2,4	2,2
	<u>Ti</u>	<u>Pd</u>	<u>Sn</u>	<u>V</u>	<u>Zn</u>	<u>Pb</u>	<u>Th</u>	<u>Co</u>	<u>Mn</u>	<u>U</u>	<u>Hg</u>	1,9	1,7	1,5	1,4	1,1	0,8	0,6	0,6	0,6	0,6	0,1

¹ в знаменателе кларк концентрации $K_k = C_i/C_\phi$, где C_i – среднее содержание элемента в выборке проб данного объекта, C_ϕ – соответствующий кларк химического элемента.

Геохимические спектры геологических образований Пионер-Покровского рудного узла

Название объекта	Геохимический спектр										
Буриндинский комплекс (K _{1b})	<u>As</u>	<u>Bi</u>	<u>Sb</u>	<u>Au</u>	<u>Mo</u>	<u>Cr</u>	<u>Pb</u>	<u>Ag</u>	<u>V</u>	<u>Zn</u>	<u>Th</u>
	139,5	20,4	5,5	5,3	3,9	3,1	2,2	1,4	1,0	0,8	0,8
	<u>Hg</u>	<u>Co</u>	<u>Mn</u>	<u>Cu</u>	<u>Pd</u>	<u>Ni</u>	<u>U</u>	<u>Ti</u>	<u>Sn</u>	<u>W</u>	<u>Pt</u>
Верхнеамурский комплекс (K _{1v})	<u>Ag</u>	<u>Cu</u>	<u>As</u>	<u>Bi</u>	<u>Zn</u>	<u>Mo</u>	<u>Sb</u>	<u>Au</u>	<u>Hg</u>	<u>Cr</u>	<u>Mn</u>
	25,3	16,5	13,4	8,3	2,9	2,5	1,9	1,8	1,4	1,4	0,9
	<u>Ni</u>	<u>Pd</u>	<u>Pb</u>	<u>Co</u>	<u>Th</u>	<u>Pt</u>	<u>V</u>	<u>U</u>	<u>W</u>	<u>Ti</u>	<u>Sn</u>
Галькинский комплекс (λK _{2gl})	<u>As</u>	<u>Ag</u>	<u>Cr</u>	<u>Mo</u>	<u>Sb</u>	<u>Au</u>	<u>Pb</u>	<u>Cu</u>	<u>Ni</u>	<u>Pt</u>	<u>Co</u>
	15,7	4,7	3,3	2,7	2,4	2,4	0,7	0,5	0,4	0,3	0,2
	<u>Hg</u>	<u>V</u>	<u>Pd</u>	<u>W</u>	<u>Mn</u>	<u>Zn</u>	<u>Bi</u>	<u>U</u>	<u>Th</u>	<u>Sn</u>	<u>Ti</u>
Магдагачинский комплекс (J _{3m1})	<u>As</u>	<u>Sb</u>	<u>Pb</u>	<u>Zn</u>	<u>Mn</u>	<u>Co</u>	<u>Au</u>	<u>Pt</u>	<u>Ni</u>	<u>Hg</u>	<u>Cr</u>
	29,7	8,1	1,4	1,1	0,6	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3	0,3
	<u>Th</u>	<u>Pd</u>	<u>Ag</u>	<u>Mo</u>	<u>U</u>	<u>Cu</u>	<u>W</u>	<u>Bi</u>	<u>V</u>	<u>Sn</u>	<u>Ti</u>
Осежинская свита (J _{2-3os})	<u>As</u>	<u>Cr</u>	<u>Mo</u>	<u>Ni</u>	<u>Co</u>	<u>Zn</u>	<u>Pd</u>	<u>Th</u>	<u>Pb</u>	<u>V</u>	<u>Sb</u>
	21,2	3,2	2,4	2,2	1,5	1,1	0,7	0,7	0,7	0,7	0,7
	<u>Mn</u>	<u>Cu</u>	<u>Au</u>	<u>U</u>	<u>Pt</u>	<u>Ag</u>	<u>Hg</u>	<u>W</u>	<u>Sn</u>	<u>Bi</u>	<u>Ti</u>
	0,6	0,5	0,5	0,3	0,3	0,3	0,2	0,1	0,1	0,1	0,0

Перспективные участки. В пределах Пионер-Покровского рудного узла, в частности, на флангах месторождения Пионер выделяются несколько перспективных на золотое оруденение участков, в том числе рассматриваемые в рамках данной работы участки Алкаган и Александра [4]. По сравнению с рудными зонами месторождения Пионер и рудопроявления Желтунак, кварцевые диориты, риолиты и дациты участка Алкаган относительно слабо метасоматически изменены: березитизация, серицитизация и калишпатизация в них не проявлены, окварцевание выражается в заполнении кварцем мелких трещинок. Интенсивно проявлено ожелезнение, затронувшее минералы основной массы породы, вкрапленники кварца и кварцевые жилки, в которых иногда наблюдаются оксиды железа. Сульфидизация отмечается в основной массе, реже по минералам-вкрапленникам, а также в трещинках, выполненных гипидиоморфным кварцем.

В геохимическом отношении для участка Алкаган характерны высокие содержания Au (0,017 – 22,5г/т), As (26,4 – 1750), повышенные концентрации Bi и Mo, а также резко пониженное относительно кларка содержание Hg и небольшие уровни накопления Ag, Zn и Pb (табл. 1).

Заключение. Таким образом, все рассматриваемые рудные объекты характеризуются схожей геохимической ассоциацией, представленной Au, As, Sb, Ag при значительной роли Hg (для Покровского месторождения, в меньшей степени для месторождения Пионер), Mo (особенно для Южной зоны месторождения Пионер и участка Александра). Для большинства объектов ведущую роль имеет Au при значительной роли As для участка Алкаган и зоны Андреевской и Sb и As для Главной зоны Покровского месторождения. Результаты корреляционного анализа выделяют связь Au с Bi и As (Пионер и участок Алкаган), с Ag и W (Желтунак), с Ag, Sb и Cu (Бахмут).

Характерная для всех рассматриваемых рудных зон ассоциация Au, As, Sb, Hg, Cu, Bi, Ag, Pb, Zn указывают на сульфидную рудную минерализацию, представленную низкотемпературным (стибнит, киноварь, антимонит, самородное серебро) и среднетемпературным (пирит, халькопирит, арсенопирит, галенит, сфалерит) парагенезисами гидротерм. О низко- и среднетемпературных процессах также свидетельствует развитие березитизации и серицитизации рудовмещающих пород.

Сравнение минералого-геохимических особенностей рудных объектов Пионер-Покровского узла с характеристиками известных рудных объектов Дальнего Востока (месторождения Буринда, Бамское, Токур и др.) позволяет рассматривать их как объекты убого- и малосульфидной золото-серебряной минерализации.

Литература:

1. Власов Н.Г., Курник Л.П. Роль субмеридиональных геологических структур в формировании рудных узлов Приамурья // Разведка и охрана недр, № 11, 2013. С. 7–11.
2. Мельников А.В., Степанов В.А. Рудно-россыпные узлы южной части Приамурской золоторудной провинции. Благовещенск: АмГУ; НИГТЦ ДВО РАН, 2013. 220 с.
3. Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: Дальнаука, 1996. 352 с.
4. Соколов С.В., Макарова Ю.В., Юрченко Ю.Ю. Метод анализа сверхтонкой фракции: результаты, эффективность // Разведка и охрана недр, № 8, 2013. С. 54–58.
5. Степанов В.А. и др. Приамурская золоторудная провинция. Благовещенск: АмГУ; НИГТЦ ДВО РАН, 2008. 231 с.
6. Хомич В.Г., Борискина Н.Г. Крупные золоторудные районы юго-востока России: особенности позиции и строения // Литосфера, 2013, № 1. С. 128–135.

ПРЯМОЙ РЕНТГЕНОФЛУОРЕСЦЕНТНЫЙ АНАЛИЗ БЕДНЫХ СЕРЕБРОМ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД

Ефименко О.С.¹, Диханов Е.Н.², Ефименко С.А.², Макаров Д.В.³

¹НТУ «Харьковский политехнический институт» (НТУ «ХПИ»), г. Харьков, Украина

²ТОО «Корпорация Казахмыс», Жезказган, Казахстан, e-mail: *serg_yef@mail.ru*

³Институт проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН (ИППЭС КНЦ РАН), г. Апатиты, Россия

В статье обсуждаются результаты лабораторных исследований проб шлама буровых скважин карьера Коунрад ПО «Балхашцветмет» на сопутствующие (серебро) элементы, и проб отвальных хвостов Сатпаевской обогатительной фабрики на серебро и кадмий, выполненные на лабораторном рентгенофлуоресцентном спектрометре РЛП – 21Т (выпускаемым ТОО «Аспат Гео», Алма-Ата, Казахстан), предназначенном для экспресс-анализа многокомпонентных полиметаллических руд на 31 элемент, включая серу, кремний и алюминий. Основной акцент в исследованиях был сделан на определение низких (<2 г/т) содержаний серебра и кадмия. На базе рентгенофлуоресцентного анализа на спектрометре РЛП – 21Т предложена методика списания запасов серебра на карьерах ТОО «Корпорация Казахмыс».

DIRECT X-RAY FLUORESCENT ANALYSIS OF COMPLEX LOW-SILVER CONTENT ORES

Yefimenko O.S.¹, Dihanov E.N.², Yefimenko S.A.², Makarov D.V.³

¹NTU «Kharkiv Polytechnic Institute» (NTU «KhPI»), Kharkiv, Ukraine

²Kasakhmys PLC, Zhezkazgan, Kazakhstan, e-mail: *serg_yef@mail.ru*

³Institute of North Industrial Ecology Problems KSC RAS (INEP KSC RAS), Apatity, Russia

The article discusses the results of laboratory analyses of the bore holes slag samples from the Kounrad mine of the industrial company “Balkhashtsvetmet” for associated elements (silver) and the analyses of tailings samples of the Satpaevsk concentrating plant for silver and cadmium. The analyses were carried out using x-ray fluorescent spectrometer RLP-21T (produced by “Aspat Geo” company, the city of Almaty, Kazakhstan). The equipment serves for express-analysis of multi-component complex ores for 31 elements, including sulfur, silicon and aluminium. The performed researches focused on the determination of low contents (<2 g/t) of silver and cadmium. The method for writing-off the reserves of silver at “Corporation Kazakhmys” PLC was suggested based on the X-ray fluorescent analysis on the spectrometer RLP-21T.

На рудниках открытых горных работ ТОО «Корпорация Казахмыс» списание балансовых запасов по сопутствующим компонентам (серебру, например) производится через удельное его содержание ($K_{уд} = C_{Ag} \text{ (ppm)} / 1\% C_{Cu}$), утвержденное в последнем подсчете запасов по отдельным рудным залежам или по выемочной единице (карьер) в целом.

Объективность критерия $K_{уд}$ до сих пор оспаривается многими геологами. Как работает $K_{уд}$ на месторождениях, у которых установлена или линейная, или обратная, или концентрическая, или вертикальная минералогическая зональность в распределении не только минералов меди, но и минералов остальных основных и сопутствующих рудных компонентов?

На месторождении медистых песчаников Жезказган, например:

- наиболее сереброносными являются медные руды, а свинцовые и цинковые руды серебра практически не содержат;
- из сульфидов меди наиболее сереброносным является халькозин, затем борнит и далее халькопирит;
- наибольшее количество серебра сосредоточено в залежах средней подсветы (горизонты от № 3 до № 6);
- средние содержания серебра в залежах рудоносных горизонтов верхней (от № 7 до № 9) и нижней (№ 1 и № 2) подсвет в два раза ниже, чем в залежах средней подсветы;
- коэффициенты корреляции между содержаниями меди и серебра определены равными: 0,71 – для медных руд халькозинового состава; 0,55 – для борнитовых руд; 0,53 – для халькопиритовых, что однозначно указывает на присутствие серебра в виде изоморфной примеси в сульфидах меди.

Необходимость в новых подходах к процессу списания запасов сопутствующих рудных компонентов весьма актуальна.

Не вызывает сомнения, что более высокую точность процесса списания запасов серебра может обеспечить методика, базирующаяся на анализах проб бурового шлама всех отбойных скважин в очистных блоках на стадии подготовки последних к отработке. Но её практическая реализация возможна только при наличии высокопроизводительного аналитического инструмента, обеспечивающего возможность проведения анализа по третьей категории точности проб руд с низкими (менее 2 ppm) содержаниями серебра.

На ряде обогатительных фабрик (ОФ) ТОО «Корпорация Казахмыс» столь же остро стоит вопрос об анализе на сопутствующие компоненты бедных серебром руд и отвальных хвостов. Это: Сатпаевская ОФ № 3 (СОФ – 3), перерабатывающая комплексные руды шахт Восточно-Жезказганского рудника (шахты «Анненская» и № 57); Жезказганские ОФ № 1 и № 2 (ЖОФ–1, 2), перерабатывающие руды карьеров ПО «Жезказганцветмет» и подземного рудника ПО «Жомарт»; Балхашская ОФ (БОФ), перерабатывающая руды карьера рудника Конырат; Нурказганская ОФ (НОФ), перерабатывающая руды Нурказганского подземного рудника.

При выборе аналитического инструмента предпочтение, по нашему мнению, следует отдать лабораторному энергодисперсионному рентгенофлуоресцентному спектрометру (EDXRF). Но на современных EDXRF спектрометрах достичь заявленной выше точности анализа на серебро в диапазоне $C_{Ag} < 2$ ppm, значит решить чрезвычайно сложную комплексную (научную, методическую, аппаратную, математическую) аналитическую задачу.

Для исследований нами был использован EDXRF спектрометр со специальными возможностями РЛП-21Т (ТОО «Аспап Гео», г. Алма-Ата, Казахстан). Четвертая модификация спектрометра РЛП-21Т это: дрейфовый полупроводниковый детектор (SDD) площадью около 25 мм² и толщиной 300–500 микрон (охлаждение – термохолодильник Пельтье); рентгеновская трубка VF-50J Rh (50 Вт) фирмы Varian Medical Systems (США); экспозиция измерений 150 сек; облучение кюветы с пробой – сверху; турель на 9 кювет. Детектор обеспечивает разрешение 150 эВ по линии 5,9 кэВ при загрузке 100 кГц. Мишень из теллура. Время формирования импульса 1,6 мкс. Сигнал полностью оцифровывается. Важной отличительной особенностью спектрометра является режим поддержания на постоянном и высоком (100 000 имп/с) уровне загрузки спектрометрического тракта. Оптимальная конструкция зондовой части датчика спектрометра обеспечивает минимальное ослабление рентгеновских флуоресценций Al, Si, S, P в воздухе и позволяет проводить рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) на эти элементы без применения вакуумного насоса или инертного газа. В обычном режиме РЛП-21Т обеспечивает проведение РФА на 34 элемента: Cu,

Pb, Zn, Ag, Cd, Mo, Fe, Se, As, Ba, W, Bi, Ti, Cr, Mn, V, Ni, Al, Si, S, P, Ca, Ga, Br, Sr, Zr, Rb, Y, Nb, Pd, Ar, Sc, U, Th за одно измерение. Диапазон энергий от 1,49 кэВ (AlK α) до 23,0 кэВ (CdK α).

В основу идеологии РЛП–21Т положен принцип: месторождения разные, градуировка одна. Реализовать данный принцип позволил уникальный по сложности и возможностям пакет специализированных прикладных программ (ПСПП), включающий: реализацию учета матричного эффекта по методу спектральных коэффициентов, когда поправки вводятся только на все определяемые элементы и (по корреляции) на ряд неопределяемых элементов (например: серу через железо на медно-колчеданных месторождениях); вовлечение в обработку спектров всех 19 линий L – серий, а также всех 5 линий K – серий, мешающих элементов (математическое описание этих линий производится с точностью до 97–98%); полный учет на линиях «двойных наложений», линий «пиков вылетов», линий пиков флуоресценций основных и дополнительных мишеней; высокоэффективный идентификатор аналитических линий элементов.

В совокупности с другими методическими новинками, заложенными в ПСПП, спектрометр РЛП–21Т имеет следующие преимущества над другими спектрометрами данного класса:

1. Наличие универсальной методики, позволяющей вести РФА по принципу «объекты анализа разные – градуировка одна». Отпала необходимость в инженерно–методисте, ежедневно подбирающем оптимальную математическую модель для расчета концентраций определяемых элементов в зависимости от аналитической задачи. РЛП–21Т, проградуированные на ГСО полиметаллических руд месторождений Казахстана, обеспечивают отличную сходимость с результатами РФА и химического анализа продуктов Жезказганского медьзавода (отвальный, конверторный и анодный шлаки, гранулы, штейн, материал из корок, оборот из цеха корок, оборотная пыль, концентрат с конвертора).

2. Адаптация к низким (0,5 ÷ 10 ppm) массовым долям Ag, Cd, In, Se, Ga, Mo, Nb, Ta, U, Th и ряда других элементов. РЛП–21Т работают, в частности, на рудах месторождения Нурказган, содержащих в среднем 2,8 ppm Ag и 40 ppm Mo. Ни один другой EDXRF спектрометр на столь бедных рудах устойчиво работать не может.

Высокая эффективность работы РЛП–21Т была подтверждена в ходе производственного эксперимента, проведенного на карьере Коунрад ПО «Бал-хашцветмет». Всего было проанализировано 158 проб бурового шлама, представляющих 12 очистных блоков.

По результатам РФА были рассчитаны средневзвешенные содержания серебра в блоках. Объединенные пробы с 12 блоков были направлены в лабораторию второй категории точности ТОО «Центргеоаналит» (г. Караганда). Результаты сопоставления содержаний серебра по данным РФА и химического анализа сведены в таблицу. Сходимость результатов оказалась неожиданно хорошей.

На СОФ–3 с 25.08.2003г. по октябрь 2013г. (СОФ–3 остановили на реконструкцию) с помощью EDXRF спектрометров РЛП–21Т и РЛП–21 производился мониторинг содержания серебра в среднесуточных пробах отвальных хвостов. Динамический ряд среднемесячных содержаний серебра в отвальном хвосте за весь период мониторинга приведен на рисунке 1, а динамические содержания серебра и кадмия за январь 2013 года – на рисунке 2. Содержания кадмия (рис. 2) ниже, чем серебра, но РФА, тем не менее, идет нормально.

Результаты сравнения содержаний серебра в добычных блоках рудника
«Коньрат» по данным РФА и ТОО «Центргеоланалит»

Блок	Кол-во проб, шт	Серебро, ppm		Расхождение		Допуск 3 категории, % отн.
		РФА	ЦГА	абс., ppm	отн. % отн.	
97б	13	0,78	0,75	0,03	4,0	25,0
113а	12	0,98	0,95	0,03	3,2	25,0
110а	13	0,47	0,50	0,03	6,0	30,0
113б	9	1,31	1,60	-0,29	-18,1	25,0
110б	9	0,37	0,50	0,15	30,0	30,0
113в	10	0,75	0,93	-0,18	-19,4	25,0
112б	17	0,68	0,70	-0,02	-2,9	25,0
107	12	0,89	0,85	0,04	4,7	25,0
114	19	0,86	0,75	0,11	14,7	25,0
98а	16	0,91	0,85	0,06	7,1	25,0
98б	10	0,80	0,65	0,15	23,1	25,0
97а	18	0,91	0,85	0,06	7,1	25,0
Среднее	158	0,809	0,823	-0,014	-1,7	25,0

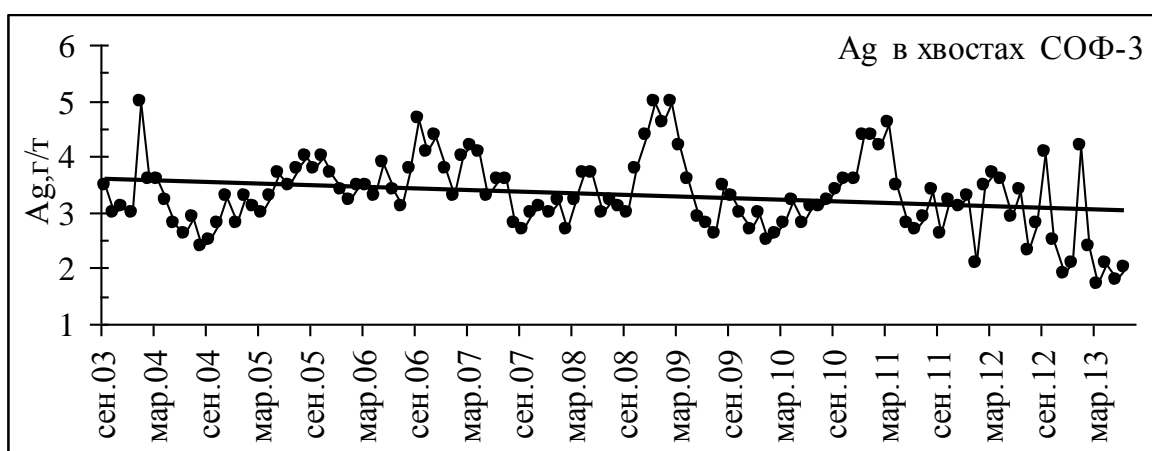


Рис. 1. Динамический ряд среднемесячных содержаний серебра в отвальном хвосте СОФ – 3.

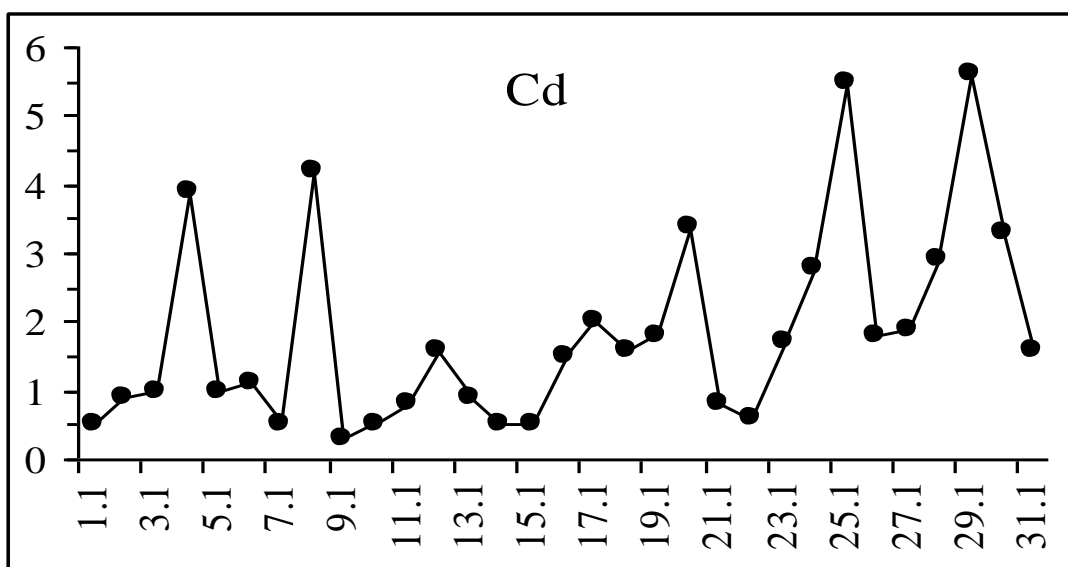
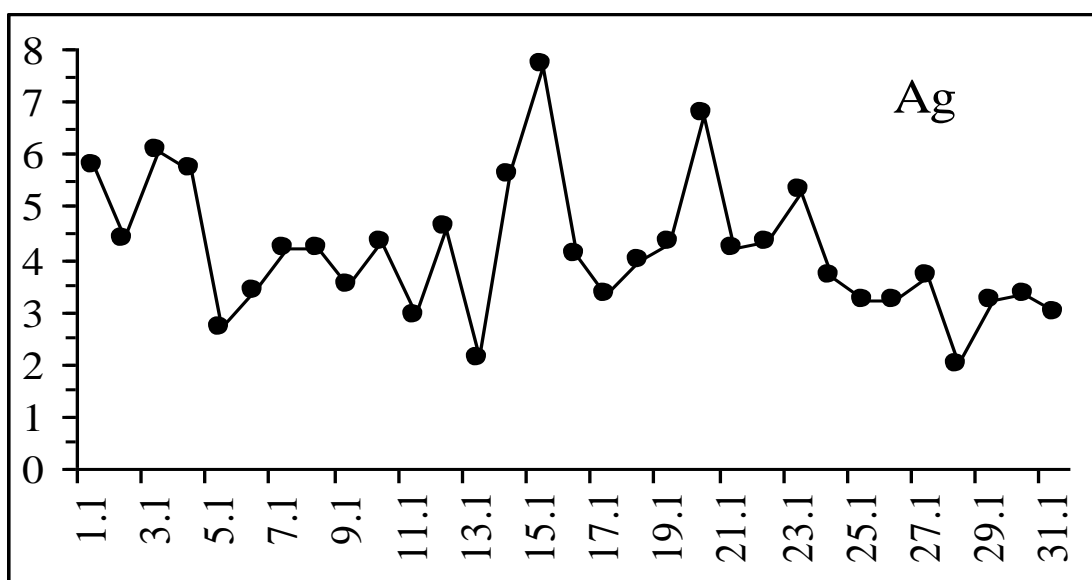


Рис. 2. Динамические ряды содержаний (ppm) Ag и Cd в отвальном хвосте СОФ–3 за январь 2013 г.

Выводы:

1. В результате совокупности научных, методических, математических и аппаратурных исследований разработана методика прямого определения содержаний серебра методом прямого рентгенофлуоресцентного анализа, реализованная на самом современном лабораторном EDXRF спектрометре РЛП–21Т казахстанского производства.

2. Методика РФА обеспечивает точность РФА на серебро, достаточную для списания запасов этого металла по блокам, а также для мониторинга содержаний серебра в отвальных хвостах обогатительных фабрик.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО ГЕОХИМИИ И МИНЕРАЛОГИИ БИТУ-ДЖИДИНСКОГО МНОГОФАЗНОГО ИНТРУЗИВНОГО МАССИВА РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ LI-F АМАЗОНИТ-АЛЬБИТОВЫХ ГРАНИТОВ (ЮЖНОЕ ПРИБАЙКАЛЬЕ)

Золбоо Ц., А.Б. Перепелов, В.С. Антипин, С.И. Дриль

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН (ИГХ СО РАН), г. Иркутск, Россия,
e-mail: *zolboo@igc.irk.ru*

С магматическими и постмагматическими процессами эволюции многофазных интрузивных массивов гранитоидов Li-F типа связана редкометалльная минерализация Li, Rb, Sn, W, Be, Ta и Nb. Вопросы источников и эволюции Li-F гранитоидных магм рассмотрены на примере Биту-Джидинского интрузивного массива. Приведены новые данные о составе гранитоидов различных фаз этого массива, данные о их минеральном и изотопном составе. Предложена модель формирования Li-F гранитоидных магм при плавлении нижнекоровых гранулитов.

RECENT GEOCHEMICAL AND MINERALOGICAL DATA OF BITU-DZHIDA MULTIPHASE INTRUSIVE MASSIF OF LI-F RARE METAL GRANITES (SOUTHERN PART OF BAIKAL AREA)

Zolboo Ts., Perepelov A.B., Antipin V.S., Dril S.I.

A.P. Vinogradov Institute of Geochemistry SB RAS (IGC SB RAS), Irkutsk, Russia,
e-mail: *zolboo@igc.irk.ru*

One of the most challenging for practical purposes is the geochemical type of Li-F granites with the development of intrusive complexes characterized by mineralization of Li, Rb, Sn, W, Be, Ta and Nb. New data are given on the composition of granitoids from various phases of the massif, their mineral and isotopic signature. The model of Li-F granitoid magmas formation under melting of lower crustal granulite is proposed.

На границе России и Монголии (Южное Прибайкалье), в структуре хребта Хамар-Дабан локализован ряд многофазных интрузивных массивов с гранитоидами Li-F типа. Среди них известны такие, как Уругудеевский, Харагульский и Биту-Джидинский массивы (рис. 1а).

Биту-Джидинский массив находится в истоках р. Правая Биту-Джида на водоразделе Джидинского хребта и локализован в метаморфогенной толще верхнепротерозойского возраста (Pt₃, кристаллические сланцы *биту-джидинской* свиты). Массив обнаружен в 1933 г. [4]. П.В. Коваль [2] и Я.А. Косалс [3] рассматривали происхождение амазонит-альбитовых гранитоидов массива с позиций процессов метасоматоза (апогранитизация или альбитизация). На основе данных K-Ar датирования возраст массива был определен ранее как пермо-триасовый [3].

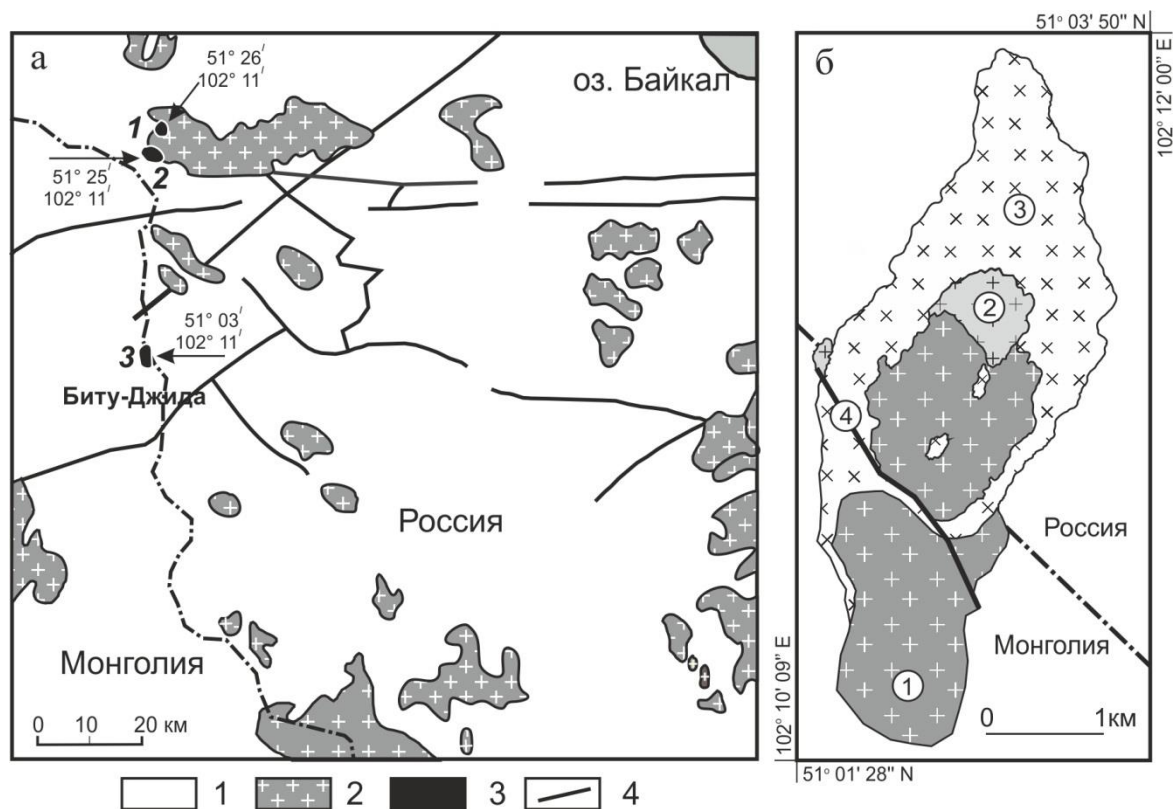


Рис. 1. *а* – Схема развития палеозойского гранитоидного магматизма в Южном Прибайкалье и Северной Монголии, составлена по [1]. 1 – архей-протерозой-фанерозойские магматические и метаморфические и осадочные комплексы, 2 – палеозойские гранитоидные комплексы, 3 – позднепалеозойские интрузивные массивы редкометалльных гранитов (1 – Харагульский, 2 – Уругудеевский, 3 – Биту-Джидинский), 4 – разломы.

б – Схема геологического строения Биту-Джидинского массива Li-F гранитов. 1 – порфировидные граниты I фазы, 2 – лейкократовые граниты II фазы, 3 – амазонит-альбит-циннвальдитовые граниты III фазы (границы интрузивные), 4 – разломные дислокации.

По результатам выполненных исследований в строении массива выделяется три главных фазы внедрения гранитных магм (рис. 1б). Они представлены небольшими по объему выходами Pl-Kfs-Qtz-Vt среднезернистых и порфировидных гранитов ранней фазы, затем Qtz-Kfs-Pl-Vt лейкократовыми гранитами второй фазы и, наконец, преобладающими по объему амазонит-альбит-циннвальдитовыми (Amz-Ab) рудоносными гранитами этапа становления массива.

Согласно новым данным [5,6], время внедрения I-ой инициальной фазы гранитоидов Биту-Джидинской интрузии соответствует позднему карбону (C_2) и составляет 311 ± 10 млн лет (Rb/Sr метод).

В гранитоидах Биту-Джидинского массива установлены составы породообразующих минералов и минералов-концентраторов Nb, Ta, LREE, HREE, Th, U, Pb, Sn, Li – алланит (Se_2O_3 17.67 мас.%), колумбит (Nb_2O_5 72.27 мас.%, Ta_2O_5 7.27 мас.%), танталит, синхизит, монацит, касситерит (SnO_2 82.96 мас.%), ксенотим, фурдит, чангбаит, циннвальдит, протолитионит, Li-мусковит. Породообразующие минералы гранитов массива представлены полевыми шпатами, кварцем и слюдами. Эволюция их составов указывает на генетическое родство пород различных интрузивных фаз массива и на значительную роль в процессе их формирования флюидной F-содержащей фазы. Полевые шпаты гранитов I и II интрузивных фаз представлены в основном альбитом и микроклином, а также редким олигоклазом (An_{11-17}), В гранитах III интрузивной фазы распространены исключительно

альбит и микроклин. Другой группой породообразующих минералов в гранитоидах Биту-Джидинского массива являются слюды. Типы слюд и эволюция их составов в породах различных интрузивных фаз существенно различаются. В гранитах I и II фаз слюды представлены железистыми биотитами и мусковитами. Напротив, в гранитоидах III интрузивной фазы слюды отвечают по составам исключительно Li-F разновидностям. Содержания F в Li-слюдах интрузии варьируют в диапазоне 2–8 мас. %, содержания Li в таких слюдах химическими методами не определено, но установлено по эмпирическим формулам [8] в зависимости от содержаний F и Si. Среди Li-слюд определены протолитиониты и циннвальдиты. Присутствие в породах массива акцессорных минералов широкого ряда составов, а именно карбонатов, фосфатов, силикатов и оксидов элементов ряда Sn, TR, Pb, Ta, Nb, Th и U свидетельствуют о значительных вариациях условий кристаллизации Li-F гранитной магмы Биту-Джидинского массива и о потенциальной рудоносности его поздних интрузивных фаз.

Породы всех трех интрузивных фаз массива принадлежат к группе плюмазитовых (peraluminous) гранитов Li-F геохимического типа. Общими для гранитоидов всех интрузивных фаз массива являются такие особенности их состава как повышенные концентрации Li и F. Другие редкие элементы, а именно Sn, Ga, Rb, Nb, Ta, Pb, Th и U обнаруживают увеличение концентраций в породах последовательно формирующихся интрузивных фаз. Составы пород ранней фазы отличаются от гранитов II-ой и III-ей фаз также наименьшей кремнекислотностью и наиболее низкой суммарной щелочностью.

Поведение редкоземельных элементов в гранитоидах интрузивных фаз обладает рядом важных особенностей. Граниты I-ой фазы имеют наиболее дифференцированные спектры распределения REE (La/Yb до 26.9), тогда как породы II-ой интрузивной фазы обнаруживают существенное обогащение их тяжелыми элементами спектра с уменьшением степени фракционирования REE (La/Yb 5.2-11.6) и дефицитом Eu (Eu* 0.19–0.32). Для Amz-Ab лейкогранитов заключительной III-ей фазы характерно резкое обеднение LREE (La/Yb < 1) и глубоким Eu-минимумом (Eu* ≤ 0.05).

Составы сланцев вмещающей метаморфической толщи варьирует в широких пределах. На удалении от массива они представлены низкокремнистыми и глиноземистыми разновидностями с умеренными содержаниями многих редких элементов, тогда как в экзоконтактовых зонах интрузии обнаруживается увеличение их кремнекислотности и обогащение такими элементами, как Li, F, B, Pb. Распределение REE в сланцах отличается относительно низкой степенью фракционирования (La/Yb 15.7) и, за исключением слабо выраженного Eu-минимума, имеет сходство с составами гранитов II-ой интрузивной фазы.

Геохимическая специфика гранитов Биту-Джидинского интрузивного массива отчетливо выражается при сравнении их редкоэлементных составов со средним составом нижней континентальной коры (рис. 2). При этом для гранитов всех интрузивных фаз обнаруживается обогащенность пород F и Li, а для гранитов II-ой и III-ей фаз массива свойственна также специализация и на Ta, Nb и Rb. Следует отметить, что наиболее близки к составу нижней континентальной коры граниты ранней интрузивной фазы, тогда как породы второй и заключительной фаз демонстрируют резкую дифференциацию в распределении многих редких элементов. Кроме того, важно отметить, что составы сланцев битуджидинской свиты близки к составу континентальной коры с небольшими положительными аномалиями Cs, Th и La.

Получены первые изотопные характеристики (таблица) для гранитоидов I-ой и II-ой интрузивных фаз Биту-Джидинского массива: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$, $^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, и для пород III-ей интрузивной фазы собственно Amz-Ab гранитов: $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$,

$^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$, $^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb}$ [6]. Возраст протолита для гранитоидных магм Биту-Джидинского массива составил по среднему значению $T_{DM2}=1260$ млн лет.

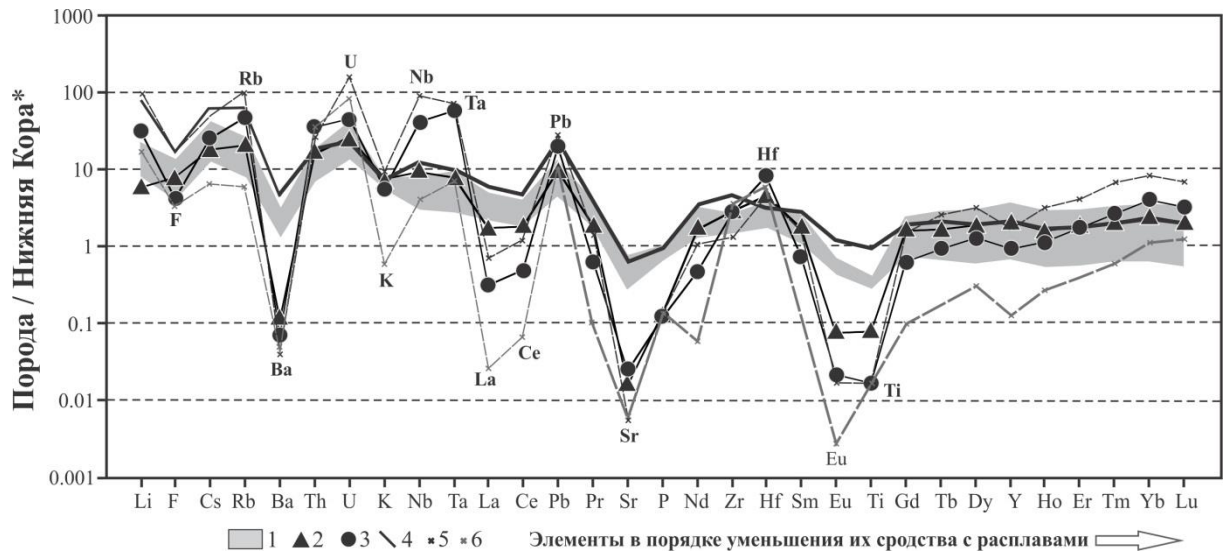


Рис. 2. Распределение редких элементов в гранитоидах интрузивных фаз Биту-Джидинского массива и в сланцах вмещающей метаморфической толщи.

Содержания редких элементов нормированы к составу нижней континентальной коры по [7]. 1, 2, 3 – средние содержания редких элементов в гранитоидах I, II и III интрузивных фаз, соответственно, 4 – среднее содержание в кристаллических сланцах вмещающей метаморфической толщи, 5 – амазонит-альбит-циннвальдитовые и 6 - альбитовые гранитоиды зон «фациальной расслоенности».

Т а б л и ц а

Изотопные характеристики гранитоидов Биту-Джидинского массива

Пробы	Фаза	$(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})$ изм.	$\epsilon\text{Nd}(0)$	$(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})$ изм./	$(^{206}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ изм.	$(^{207}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ изм.	$(^{208}\text{Pb}/^{204}\text{Pb})$ изм.
БД-2414	I	0.512383	-5.0	0.747114	18.3407	15.5010	37.9930
БД-2421/1	I	0.512398	-4.7	0.714462	18.2946	15.4960	37.9209
БД-2438/1	I	0.512560	-1.5	0.724982	18.3667	15.4820	37.9089
БД-2417	I	0.512546	-1.8	0.742476	18.0711	15.5070	37.8038
БД-2443	I			0.712295			
БД-2433	I			0.719268			
БД-3202	I	0.512492	-2.8	0.720624	18.5135	15.5238	38.1505
БД-3241	II	0.512378	-5.1		17.9818	15.4754	37.9063
БД-2406/1	III			1.179613	18.6321	15.5084	38.3496
БД-2406/2	III	0.512576	-1.2	6.019631	18.4586	15.5044	38.2089
БД-2437	III	0.512543	-1.9	2.942742	18.0063	15.4619	37.8128
БД-3502	III	0.512555	-1.6		18.1724	15.4919	38.0692

Примечание к таблице. Измерения изотопных отношений Nd и Sr выполнены на приборе и Finnigan MAT 262 (Германия). Изотопные характеристики Pb выполнены методом двойного изотопного разбавления на мультиколлекторном масс-спектрометре TMC-ICP-MS NEPTUN фирмы Finnigan (Германия). Качество анализа Sr и Nd контролировались измерением стандартных образцов SRM-987 и JNd-1. При масс-спектрометрических измерениях стронциевые изотопные отношения нормализованы к $^{88}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}=8.375209$, а для неодима к $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}=0.7219$. Измерение выполнено в Байкальском аналитическом центре коллективного пользования ИНЦ СО РАН.

Полученные изотопно-геохимические характеристики Биту-Джидинского интрузивного массива Li-F гранитов согласуются с моделью формирования инициальных Li-F гранитоидных расплавов на уровне нижних горизонтов континентальной коры. Вещество нижней коры имело, вероятно, состав относительно обогащенных LILE Vt-содержащих гранулитов, частичное плавление которых было обусловлено подъемом астеносферного мантийного диапира (плюма). При этом состав и изотопно-геохимические особенности предполагаемого магмообразующего субстрата могут отвечать характеристикам древней протерозойской континентальной коры. Эти выводы согласуются с результатами предшествующих исследований Li-F гранитов Центральной Азии [1].

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ (гранты № 11-05-92230-Монг_а), проект СО РАН-Монголия, №16.

Литература

1. Коваленко В.И., Костицын Ю.А., Ярмолюк В.В. // Петрология. 1999. Т. 7. № 4. С. 401–429.
2. Коваль П.В. Петрология и геохимия альбитизированных гранитов. 1975. Новосибирск: Наука. 258 с.
3. Косалс Я.А. Геохимия амазонитовых гранитов. Труды Института геологии и геофизики СО АН СССР. 1976. Вып. 219. 190.
4. Налетов П.И., Шалаев К.А., Деуля Т.Т. Геология Джидинского рудного района. 1941. Труды ВСГУ. Вып. 27. 282 с.
5. Перепелов А.Б., Татарников С.А., Антипин В.С., Дриль С.И. // Проблемы геохимии эндогенных процессов и окружающей среды. 2007 Т. 2. С. 181–185.
6. Перепелов А.Б., Татарников С.А., Дриль С.И., Антипин В.С., Владимирова Т.А., Сандимирова Г.П. // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. 2008. Улан-Уде. Изд-во БНЦ СО РАН. С. 291–293.
7. Gao S., Luo T.C., Zhang B.R., Zhang H.F., Han Y.W., Hu Y.K., Zhao Z.D. // Geochim. Cosmochim. Acta. 1998. V. 62. P. 1959–1975.
8. Tischendorf G. // Mineralogical Magazine. 1997. V. 61. P. 809–834.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ КВАРЦЕВЫХ ЖИЛ НА ЗОЛОТОРУДНОМ ПРОЯВЛЕНИИ СОПКА КВАРЦЕВАЯ (РЕСПУБЛИКА САХА (ЯКУТИЯ))

Карих А.А.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет (ТПУ), г. Томск, Россия,
e-mail: *arishka_kvitka@mail.ru*

Целью работы является изучение условий образования кварцевых жил рудопроявления золота Сопка Кварцевая.

CONDITIONS OF FORMATION OF QARTZ VEINS IN THE SOPKA KVARTSEVAYA FIELD (REPUBLIC OF SAKHA YAKUTIA)

Karih A.A.

Tomsk Polytechnic University (TPU), Tomsk, Russia, e-mail: *arishka_kvitka@mail.ru*

The aim of this work is to study the conditions of formation of quartz veins in the Sopka Kwartsevaya field.

Рудопроявление Сопка Кварцевая находится в юго-западной части Жданинского рудо-россыпного узла, площадь которого составляет 181 км². В административном отношении исследуемый объект расположен на территории Оймяконского района Республики Саха (Якутия).

Вмещающими рудопроявление породами являются алевролиты с пластами песчаников геттангского и синемюрского ярусов нижней юры. Непосредственно рудопроявление представляет собой зону штокверкового жильно-прожилкового окварцевания. Она приурочена к пласту песчаников и представлена сериями сближенных маломощных разноориентированных жил и прожилков кварца. В жилах и околожилковых прожилках кварца отмечается вкрапленность пирита, арсенопирита, а также чешуйчатые образования самородного золота.

Рудопроявление относится к малосульфидной золото-кварцевой формации, содержание золота в пробах (по данным бороздового опробования в траншеях и канавах) колеблется от 0,8 до 3,5 г/т [3].

Т а б л и ц а

Химический состав золота (по данным РФА, мас. %)

	1	2	3	4	5	6	7	8	9
Au	93,59	88,45	93,46	92,93	92,07	86,84	94,73	93,8	89,47
Ag	5,88	5,23	5,86	6,2	7,93	7,48	5,27	6,2	5,59
Fe	-	-	0,28	0,22	-	-	-	-	-
As	0,52	0,46	0,4	0,65	-	-	-	-	-
Si	-	5,86	-	-	-	5,68	-	-	4,93
Сумма	99,99	100	100	100	100	100	100	100	99,99

В результате изучения аншлифов под микроскопом и на рентгено-флуоресцентном спектрометре РФМ XGT-7200 были изучены характеристики кварца и рудных минералов, а также их химический состав. Установлено, что самородное золото составляет около 50% от общего объема рудных минералов в образцах, арсенопирит – около 30%, антимонит – 4%, галенит – 3% и сфалерит – 3%. Золото содержит примеси серебра, железа и мышьяка. Содержание благородного металла составляет в среднем 91,7% (таблица).

Для изучения условий образования кварцевых жил были изготовлены пластины кварца с представительными газовой-жидкими включениями. Для микротермометрических исследований был использован компьютерный измерительный комплекс, созданный на основе микротермокамеры MDSG600 фирмы «Lincam» и микроскопа «Axio Imager». В ходе исследований были измерены такие показатели, как температура эвтектики, температура плавления льда и температура гомогенизации.

Для 25% процентов включений характерна температура эвтектики около -33°C , что указывает на наличие в составе раствора солей $\text{MgCl}_2\text{-}12\text{H}_2\text{O}$ +лед. Другие 25% включений имеют температуру эвтектики, близкую к -40°C , что говорит о том, что в состав раствора входит соль $\text{MgCl}_2\text{-}12\text{H}_2\text{O-KCl-}4\text{H}_2\text{O}$ +лед. Для 19% включений характерна температура эвтектики -35°C , что указывает на наличие солей $\text{MgCl}_2\text{-}12\text{H}_2\text{O-NaCl-}2\text{H}_2\text{O}$ +лед. Еще для 19% включений характерна температура эвтектики, равная $-23,5^{\circ}\text{C}$, что говорит о наличии соли $\text{NaCl-}2\text{H}_2\text{O-KCl-}4\text{H}_2\text{O}$. Для 2% включений характерны температуры эвтектики -28°C и -46°C , что указывает на наличие солей $\text{NaCl - KCl- H}_2\text{O}$ и $\text{CaCl}_2\text{-}6\text{H}_2\text{O}$.

При измерении температуры плавления льда была установлена концентрация солей для каждой пластины и выявлена средняя температура его плавления во всех пластинах, составляющая $-4,97^{\circ}\text{C}$ (рис. 1). Средняя концентрация соли NaCl составляет 8,18 мас.% [1, 2].

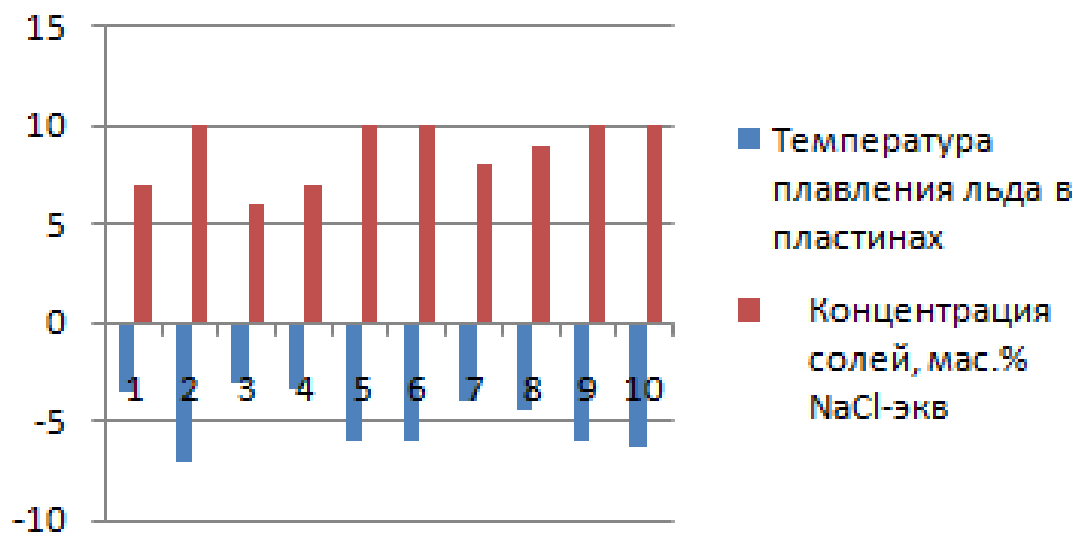


Рис.1. Зависимость концентрации солей от температуры плавления льда в пластинах

Средняя температура гомогенизации газовой-жидких включений составляет $230,9^{\circ}\text{C}$, что свидетельствует об образовании кварцевых жил в условиях средних температур.

При сопоставлении температур эвтектики и гомогенизации газовой-жидких включений была выявлена некоторая закономерность в изменении зависимости между данными показателями. На рисунке 2 показана зависимость температур гомогенизации газовой-жидких

включений от температур эвтектики, которая отражает эволюцию гидротермальных растворов.

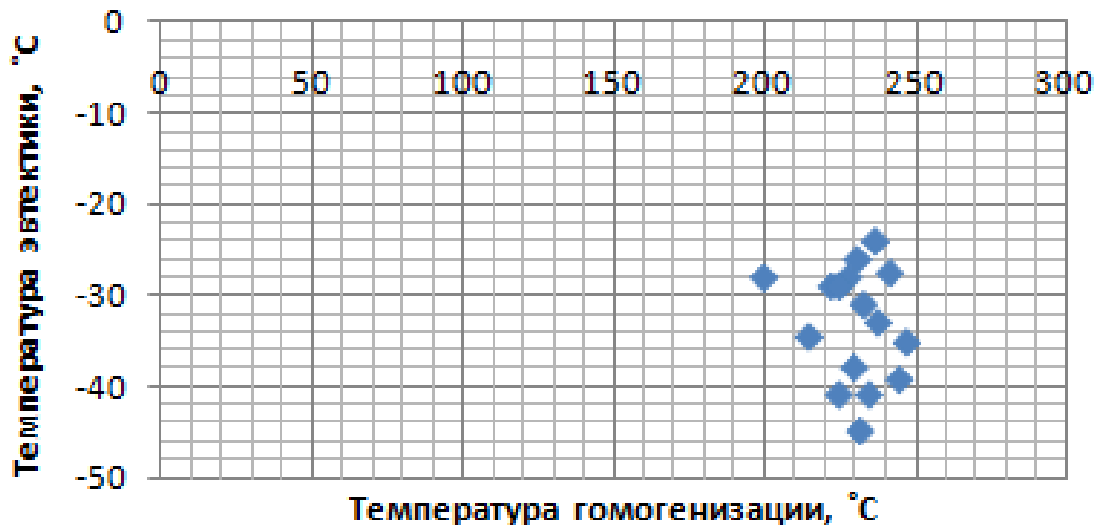


Рис.2. Зависимость температуры гомогенизации газовой-жидких включений в кварце от температуры эвтектики

Фазовый состав растворов при этом изменялся от $MgCl_2-12H_2O-KCl-4H_2O$ +лед к $MgCl_2-12H_2O-NaCl-2H_2O$ +лед и $NaCl-KCl-H_2O$.

Литература

1. Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии, 1977.
2. Ермаков Н.П. Геохимические системы включений в минералах. – М.: Недра, 1972. – 175 с.
3. Заболотская О.В., Донварь Н.Н., Бородкина А.Н. Проект на выполнение работ по объекту: «Поисковые работы на рудное золото в пределах Жданинского рудно-россыпного узла» (Государственный контракт № 06/12) – Якутск, 2012. – 264 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ОРТОГНЕЙСОВ ВОСТОЧНОГО БОРТА ЛЕДНИКА ЭЙМЕРИ, ЗЕМЛЯ ПРИНЦЕССЫ ЕЛИЗАВЕТЫ, ВОСТОЧНАЯ АНТАРКТИДА

Кудрявцев И.В.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского
(ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *Ivan_Kudryavtsev@vsegei.ru*

В пределах восточного борта ледника Эймери выделяются метаморфические серии Пикеринг и Маннинг мезопротерозойского возраста, серия Пикеринг представлена ортопироксеновыми плагиогнейсами и мафическими кристаллическими сланцами, имеющими предположительно магматическое происхождение, серия Маннинг включает ортопироксеновые и гранат-биотитовые гнейсы предположительно осадочного происхождения. На основании проведенного анализа петрохимических и геохимических данных показано, что протолитом серии Пикеринг, являются породы андезит-базальтовой ассоциации. В рамках указанной ассоциации могут быть выделены по геохимическим критериям две группы, различающиеся, вероятно, составом источника и/или условиями образования. Для ортопироксеновых гнейсов серии Маннинг выявлены геохимические признаки магматического генезиса протолита и генетической связи с образованиями серии Пикеринг. Таким образом, протолитом серий Пикеринг и Маннинг, возможно, являлся единый комплекс осадочно-вулканогенных пород.

GEOCHEMICAL FEATURES OF THE AMERY GLACIER EASTERN COAST ORTHOGNEISSES, PRINCESS ELIZABETH LAND, EAST ANTARCTICA

Kudryavtsev I.V.

A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute (FSUE «VSEGEI»), Saint Petersburg, Russia,
e-mail: *Ivan_Kudryavtsev@vsegei.ru*

In the eastern Amery glacier coast Pickering and Manning Mesoproterozoic metamorphic suits can be distinguished, Pickering suite comprises orthopyroxene plagiogneisses and mafic granulites of presumably magmatic origin, Manning suite includes orthopyroxene and garnet-biotite gneisses of presumably sedimentary origin. Using petrochemical and geochemical data analysis, it was revealed that andesite-basalt association was protolith of Pickering suite rocks. This association could include two rock types having different magma sources and/or generation conditions. Geochemical features of Manning suite orthopyroxene gneisses indicate their magmatic origin and genetic relationship with Pickering suite orthogneisses. Therefore consolidated volcano-sedimentary association could be proposed as protholith of Pickering and Manning series.

Восточный борт ледника Эймери расположен в пределах Земли Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида) и прослеживается почти на 300 км по цепи мелких нунатаков и горных массивов, в пределах которых кристаллические образования фундамента Восточно-Антарктической платформы доступны для непосредственного изучения. Горные выходы в восточном борту ледника Эймери были детально изучены геологическими работами 49-ой РАЭ в 2004 году. В результате проведенных исследований были выделены две метаморфические серии мезопротерозойского возраста – Маннинг и Пикеринг, испытавшие метаморфизм гранулитовой фации [1]. К серии Пикеринг были отнесены ортопироксеновые плагиогнейсы среднего состава и двупироксеновые кристаллические сланцы основно-

го состава, предположительно магматического происхождения. При анализе петрохимических данных было установлено, что точки составов плагиогнейсов и сланцев формируют на диаграмме АФМ тренд, характерный для известково-щелочных серий [2]. В серию Маннинг, сложенную предположительно породами осадочного происхождения, были объединены гранат-биотитовые и ортопироксеновые гнейсы кислого состава, а также кальцифиры и двупироксеновые кристаллические сланцы, формирующие прослой в указанных породах (рис. 1).

Определение первичного состава и происхождения пород серии Пикеринг является одной из важнейших геологических задач для данного региона, так как, протолитом данных метаморфических образований, по-видимому, являлась магматическая ассоциация пород основного и среднего состава. Указанная ассоциация может быть использована как для уточнения строения разреза первичного вещественного комплекса, так и для определения тектонической обстановки его формирования.

Задачей данного исследования являлось определение геохимических особенностей серии Пикеринг, которые могут быть использованы для расшифровки первичного состава слагающих ее пород и установления их взаимоотношения с образованиями серии Маннинг. Для решения данной задачи были дополнительно проанализированы имеющиеся результаты рентгено-флюоресцентного анализа по выборке представительных образцов метаморфических пород с восточного борта ледника Эймери (48 шт.) а также выполнены определения содержания в них редких и рассеянных элементов методами ICP-MS и ICP-AES в Центральной лаборатории ФГУП «ВСЕГЕИ».

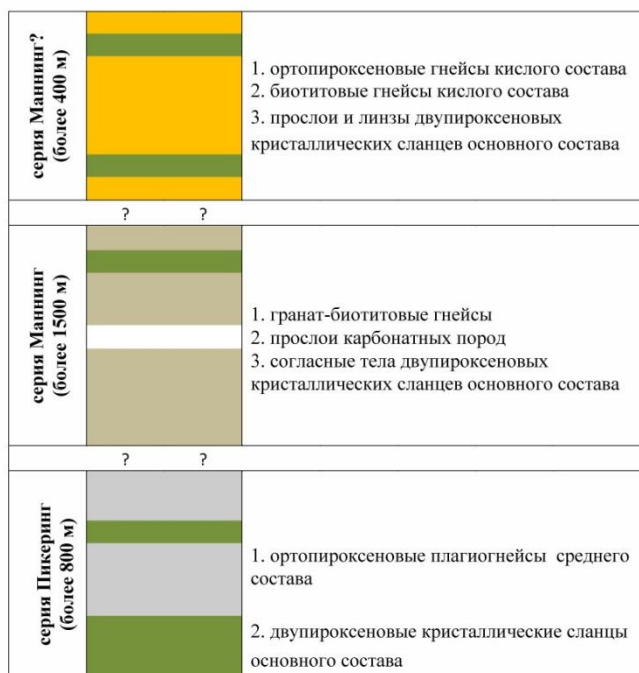


Рис. 1. Схематический разрез метаморфического комплекса восточного борта ледника Эймери.

В ходе геологических работ 49 РАЭ было установлено, что ортогнейсы серии Пикеринг, встречаются в основном в южной части района (нунатаки Пикеринг и Хейг), а породы серии Маннинг занимают его центральную и северную части (нунатаки Маннинг, Шатры). Взаимоотношение пород серии Маннинг с ортогнейсами серии Пикеринг зафиксировано лишь в северных обрывах нунатака Лафф, где моноклинально залегающие гнейсы кислого состава серии Маннинг залегают со структурным несогласием на гнейсах серии

Пикеринг, смятых изоклинальной складчатостью. Для обеих серий характерны согласные прослои двупироксеновых кристаллических сланцев, однако, если в разрезе серии Пикеринг они могут иметь значительные мощности, то в серии Маннинг это, как правило, маломощные прослои и линзы.

При обработке петрохимических данных для ортопироксеновых плагиогнейсов серии Пикеринг выявлено наличие корреляционных зависимостей содержаний петрогенных элементов от содержания кремнезема, наиболее отчетливо проявленное для Fe, Mg, Ca, Ti.

Наименьшую степень корреляции с кремнеземом обнаруживают содержания K и Na. Наблюдаемые корреляционные тренды для большинства петрогенных элементов позволяют предполагать сохранение в имеющихся метаморфических образованиях петрохимических особенностей исходных пород. Необходимо отметить, что имеющиеся в литературе исследования по изменению химизма пород при амфиболитовом и гранулитовом метаморфизме, в основном подтверждают инертность большинства петрогенных элементов за исключением щелочей. В настоящем исследовании рассматривались геохимические особенности в рамках выборки пород, не затронутых процессами диафтореза и метосамозота. Значительное количество ортопироксеновых гнейсов района было подвергнуто биотитизации, выразившейся в замещении ортопироксена биотитом, наиболее масштабно данный процесс затронул гнейсы кислого состава серии Маннинг, что привело к образованию пачек биотитовых гнейсов. Данные образования имеют петрографические и петрохимические признаки пород, образованных по типичным ортопироксеновым гнейсам, но в данной работе не затрагиваются.

Отчетливые корреляционные зависимости для плагиогнейсов серии Пикеринг прослеживаются между индексом магнезиальности пород и содержанием кремнезема (рис. 2). В связи с этим, предполагается, что значения данного индекса не изменились по сравнению с исходным протолитом. Выявлено наличие в породах серии Пикеринг двух групп отличающихся по магнезиальности, формирующих самостоятельные тренды корреляции (рис. 2).

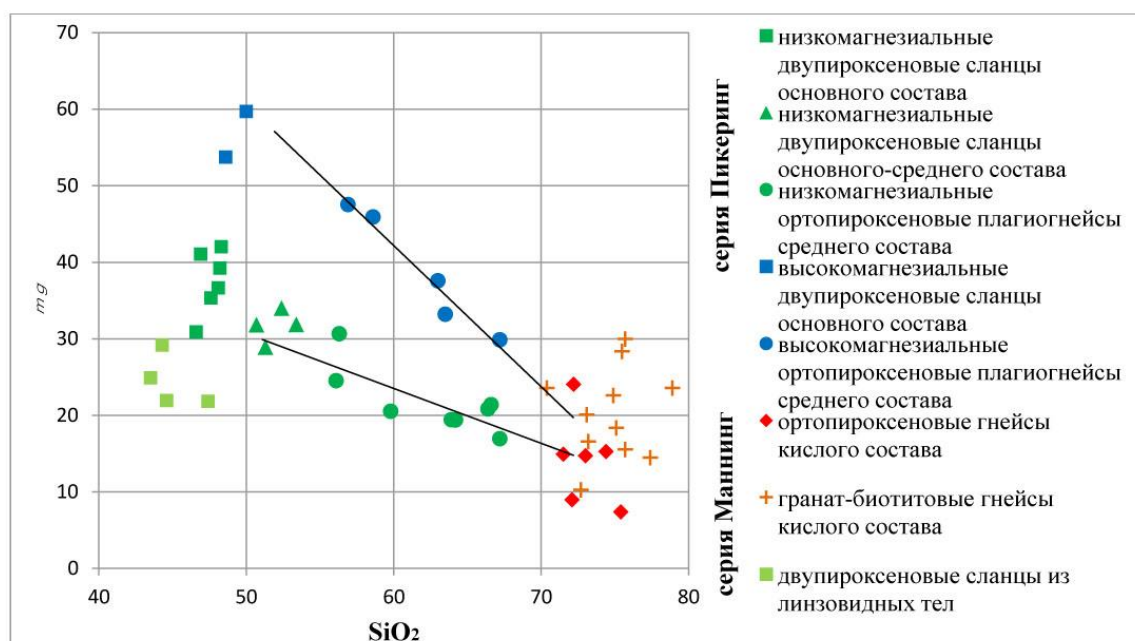


Рис. 2. Диаграмма mg-SiO₂ для метаморфических пород восточного борта ледника Эймери.

Двупироксеновые кристаллические сланцы основного состава, наблюдаемые только среди пород серии Маннинг в виде маломощных прослоев и линз, выделены в отдельную группу. Они характеризуются наименьшей магнезиальностью среди пород данного типа и рассматриваются в качестве образований, относящихся к серии Маннинг.

Наблюдаемые в серии Пикеринг корреляционные зависимости и валовые содержания петрогенных элементов дают основание предполагать, что исходными протолитами данных образований были породы магматического происхождения, при этом остается открытым вопрос их взаимоотношения с ортопироксеновыми гнейсами серии Маннинг. Последние схожи с наиболее кислыми представителями ортогнейсов серии Пикеринг по минеральному составу отличаясь только присутствием калиевого полевого шпата. Ортопироксеновые гнейсы серии Маннинг судя по их положению на диаграмме $mg-SiO_2$ могут являться более кислыми разновидностями пород, относимых к серии Пикеринг (рис. 2).

Для определения происхождения ортопироксеновых гнейсов серии Маннинг использована диаграмма Д. Шоу, разработанная на основе исследований большого количества петрохимических данных по кислым гнейсам Канадского щита [3]. Ортопироксеновые гнейсы кислого состава серии Маннинг на диаграмме Д.Шоу, также как и большинство низкомагнезиальных плагиогнейсов среднего состава серии Пикеринг характеризуются положительными значениями критерия DF, что указывает на магматическое происхождение их протолитов (рис. 3). Высокомагнезиальные плагиогнейсы серии Пикеринг характеризуются как положительными, так и отрицательными значениями критерия DF. Положение точек составов гранат-биотитовых гнейсов серии Маннинг подтверждает предположение об их осадочном происхождении.

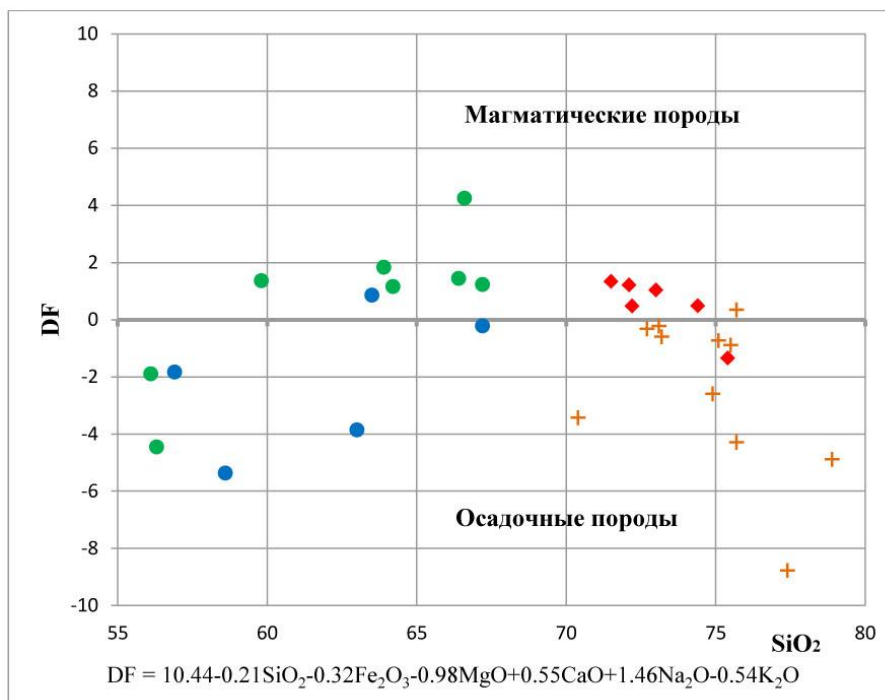


Рис. 3. Петрохимическая диаграмма Д.Шоу для разделения орто- и парагнейсов [3] (условные обозначения – см. рис. 2).

Интерпретация состава исходных пород ортопород проводилась с помощью диаграмм, использующих отношения содержания наименее подвижных при метаморфических изменениях химических элементов. На классификационной диаграмме Дж. А. Винчестера и П.А. Флойда [4] в координатах $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ точки составов двупироксеновых сланцев

основного состава попадают в поле базальтов, плагиогнейсов среднего состава – в поле андезитов (рис. 4). Точки, отвечающие составам ортопироксеновых гнейсов серии Пикеринг, расположены в полях риолитов и трахиандезитов.

Анализ распределения редкоземельных элементов по группам пород, полученных на основе петрографических и петрохимических данных, был проведен для всех пород серии Пикеринг а также ортопироксеновых гнейсов кислого состава серии Маннинг (рис. 5).

Сланцы из прослоев и линз, встречающихся только в серии Маннинг, резко отличаются от остальных пород основного состава по суммарному содержанию РЗЭ (рис. 5), которое составляет в них от 228 до 242 г/т. Для них характерна заметная отрицательная Eu аномалия ($Eu/Eu^* = 0.56-0.72$) и слабо-фракционированное распределение РЗЭ ($(La/Yb)_N = 3.23-4.88$).

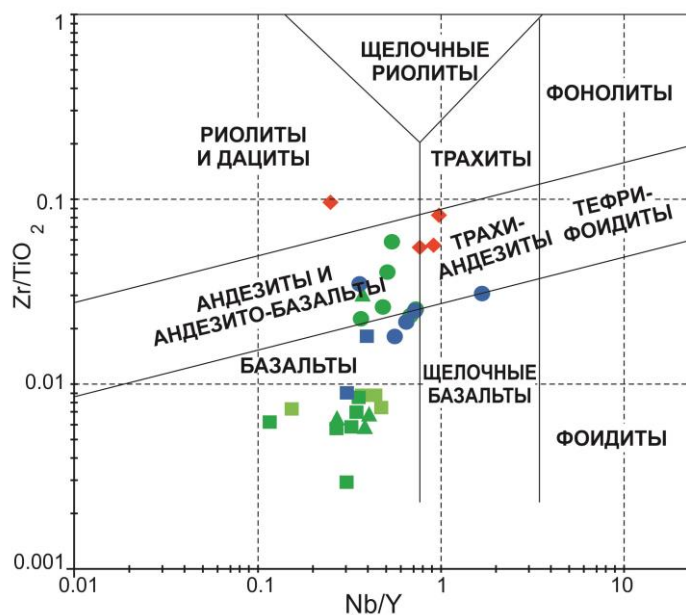


Рис. 4. Диаграмма $Zr/TiO_2 - Nb/Y$ для ортопород восточного борта ледника Эймери [4] (условные обозначения – см. рис. 2).

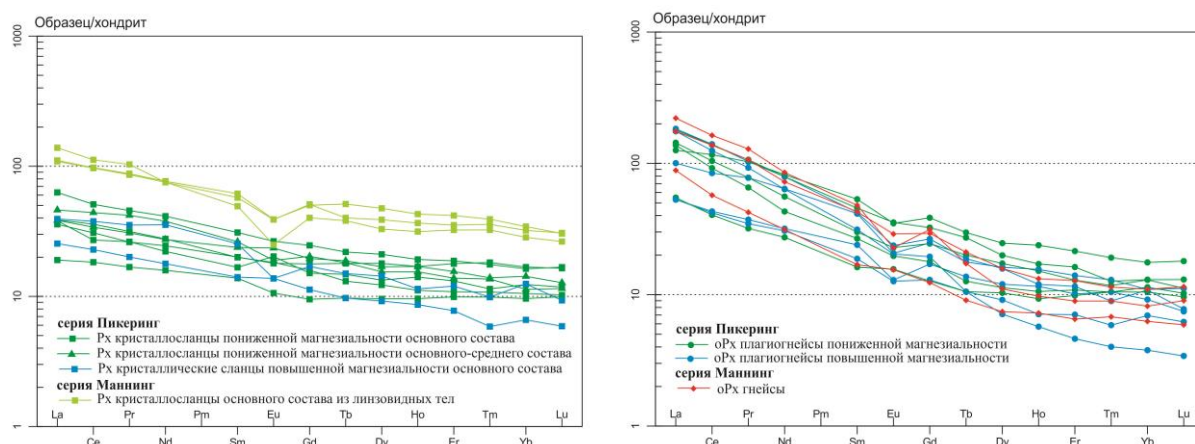


Рис. 5. Распределение РЗЭ, нормированных к хондриту [5] для ортопород восточного борта ледника Эймери.

Двупироксеновые сланцы серии Пикеринг пониженной магнезиальности характеризуются суммарным содержанием РЗЭ от 46 до 81 г/т и отсутствием существенной Eu ано-

малии (рис. 5), в некоторых случаях фиксируется слабо проявленная положительная аномалия ($Eu/Eu^*=0.93-1.28$), распределение РЗЭ характеризуется незначительной фракционированностью ($(La/Yb)_N = 1.33-3.86$). Двупироксеновые сланцы серии Пикеринг повышенной магнезиальности представлены двумя образцами. Один из них характеризуется заметной отрицательной Eu аномалией ($Eu/Eu^*=0.66$), второй – заметной обедненностью тяжелыми РЗЭ по сравнению с низкомагнезиальными сланцами.

Оропироксеновые плагиогнейсы серии Пикеринг имеют распределения РЗЭ схожие с кристаллическими сланцами той же серии (рис. 5), но при этом они заметно обогащены легкими РЗЭ. Аномалия Eu в низкомагнезиальных разновидностях является незначительной ($Eu/Eu^*=0.84-0.92$), в то время как в высокомагнезиальных породах она более существенна ($Eu/Eu^*=0.64-0.83$). Плагиогнейсы с повышенной магнезиальностью отличаются также пониженными содержаниями тяжелых РЗЭ (рис. 5), что может быть связано с образованием их протолитов за счет плавления гранат-содержащих пород.

Ортопироксеновые гнейсы серии Маннинг наследуют особенности распределения РЗЭ, присущие плагиогнейсам серии Пикеринг (рис. 5). Образцы, обедненные тяжелыми РЗЭ и имеющие спектры подобные высокомагнезиальным плагиогнейсам, отличаются также наибольшей магнезиальностью. Вероятно, данная группа также как и плагиогнейсы серии Маннинг, является геохимически неоднородной и может представлять собой метаморфизованные кислые разновидности пород, являвшихся протолитом плагиогнейсов.

Основываясь на проанализированных геохимических данных, с учетом геологических особенностей положения различных типов пород в разрезах района и их минерального состава можно сделать следующие выводы:

- ортопироксеновые плагиогнейсы и двупироксеновые кристаллические сланцы серии Пикеринг имеют магматическое происхождение, их протолиты соответствуют по составу андезит-базальтовой ассоциации нормальной щелочности;
- серия Пикеринг может быть разделена по геохимическим критериям на две группы, включающие породы основного и среднего состава, различия между группами, вероятно, связаны с отличиями по составу источника и/или условиям образования;
- серия Маннинг, представлена как породами осадочного происхождения (гранат-биотитовые гнейсы), так и магматического (ортопироксеновые гнейсы), при этом последние, вероятно, представляют собой более кислые производные магматических пород, являющихся протолитами серии Пикеринг;
- первичные породы серий Пикеринг и Маннинг, возможно, составляли единый осадочно-вулканогенный комплекс, включающий преимущественно вулканогенную часть (протолит серии Пикеринг) и вулканогенно-осадочную (протолит серии Маннинг).

Литература

1. Лайба А.А., Кудрявцев И.В., Геологическое строение восточного борта шельфового ледника Эймери (Земля Принцессы Елизаветы) по результатам работ 49 РАЭ // Научные результаты российских геолого-геофизических исследований в Антарктике, Сб. науч. трудов. Вып. 1., СПб., ВНИИОкеангеология, 2006. С. 33–53.
2. Михальский Е.В., Лайба А.А., Беляцкий Б.В. Возраст и некоторые черты вещественного состава горных пород массива Мередит (горы Принс-Чарльз) и восточного побережья шельфового ледника Эймери // Научные результаты российских геолого-геофизических исследований в Антарктике, Сб. науч. трудов. Вып. 1., СПб., ВНИИОкеангеология, 2006. С. 66–93.
3. Shaw D.M. The origin of the Apsley gneiss, Ontario // *Canad. J. Earth Sci.* 1972. Vol 9. p. 18–35.
4. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // *Chem. Geology*, 1977. Vol 20. p. 325–343.
5. Boynton W.R. Cosmochemistry of the rare earth elements: meteorite // *Rare earth elements geochemistry studies* / Ed. by P.Henderson – Amsterdam: Elsevier, 1984. p. 63–114.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЗЕЛЕНОКАМЕННЫХ СТРУКТУРАХ ЗАПАДНО-ПЯЛОЗЕРСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЦЕНТРАЛЬНАЯ КАРЕЛИЯ)

Лебедев И.О.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный» (Горный университет),
г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: *lebedev131290@gmail.com*

Данная работа посвящена результатам интерпретации данных геохимического опробования в пределах Западно-Пялозерской площади (Центральная Карелия), на основе которых выделены перспективные участки для горно-буровых работ.

GEOCHEMICAL FEATURES OF GOLD MINERALIZATION IN THE GREENSTONE STRUCTURES OF WEST-PYALOZERSKAYA AREA (CENTRAL KARELIA)

Lebedev I.O.

National Mineral Resources University (University of Mines), Saint Petersburg, Russia,
e-mail: *lebedev131290@gmail.com*

This work is devoted to the results of interpretation of geochemical data within the West-Pyalozerskaya area (Central Karelia), with which prospecting areas are marked for mining and drilling operations.

Западно-Пялозерская площадь выделена в разряд перспективных на основе результатов специализированных на благороднометальное оруденение прогнозно-металлогенических работ по комплексу благоприятных критериев и признаков [1]. В процессе проведения опережающих геохимических работ получены новые данные по геохимии коренных пород, гидротермально-метасоматических образований и вторичных ореолов рассеяния.

Геологическое строение. Западно-Пялозерская площадь расположена в южной части Ведлозерско-Сегозерского гранит-зеленокаменного пояса на юге Балтийского щита. В металлогеническом отношении площадь находится в пределах Центрально-Карельской металлогенической зоны на южном продолжении Педроламп-Эльмусского рудного узла.

Территория сложена преимущественно позднеархейскими осадочно-вулканогенными породами семчереченской свиты, метаморфизованными в эпидот-амфиболитовой фации и перекрывающими их образованиями бергаульской свиты, характеризующейся пестрым составом. Широким развитием пользуются разновозрастные с вулканогенно-осадочными образованиями магматические породы разнообразного состава [2].

В пределах Западно-Пялозерской площади более ранними работами выявлены рудопроявление золота Кивач и точки минерализации золота Мувалампинское и Пялозерское.

Геохимия вмещающих пород, гидротермально-метасоматических образований и вторичных ореолов рассеяния. Протолиты пород бергаульской свиты, представленные дацитами, андезито-дацитами характеризуются аномальными содержаниями меди, ванадия и молибдена. На основе статистического анализа установлены корреляционные связи золота с селеном, молибденом и ураном. При этом для пород семчереченской свиты характерны аномальные содержания ванадия, никеля, хрома и кобальта, и отмечается высокая корреляция золота и меди.

Наибольший поисковый интерес представляют метасоматически измененные разности: для эпидотовых, карбонат-эпидотовых метасоматитов характерны повышенные и аномальные содержания ванадия, кобальта, мышьяка; содержания меди достигают уровня проявлений, подлежащих учету.

Во внутренних частях развития пропилитовых метасоматитов выделяются зоны светлослюдистых березитоидных образований, представленных кварц-серицитовыми с сульфидами ассоциациями, пространственное размещение которых контролируется узлами сопряжения разрывных нарушений субмеридионального и северо-восточного простирания. Породы характеризуются наличием аномальных содержаний ванадия, кобальта, селена, серебра, меди, свинца, висмута, теллура, сурьмы, молибдена; содержания золота достигают в штуфных пробах содержаний 0,18–0,2 г/т, что соответствует проявлениям, подлежащим учету. Проведенный корреляционный анализ позволил установить тесные связи золота с медью, теллуrom, висмутом, серебром. На основе факторного анализа выделено несколько геохимических ассоциаций, в том числе рудная Sb-Te-Au-As-Bi.

Хлоритовые, хлорит-серицитовые метасоматиты, развивающиеся по андезитам, андезито-дацитам характеризуются наличием аномальных содержаний меди, селена, теллура, висмута, свинца; содержания золота достигают в отдельных штуфных пробах 2,45 г/т, что соответствует рудным концентрациям.

Полученные данные подтверждают существующую закономерность распределения рудных элементов, когда процессы березитизации способствуют уменьшению миграционной способности и накоплению таких элементов как Cu, Au, Ag, Sb, As [3].

Статистический анализ данных опробования коренных пород, в том числе анализ распределения содержаний золота и элементов спутников золота, корреляционный и факторный анализы подтвердили наличие связей золота с серебром, мышьяком, сурьмой и медью.

При анализе данных тиллевого геохимического опробования отмечается корреляция аномальных содержаний золота, серебра, мышьяка, меди и сурьмы, а также выделяется близость взаимного пространственного положения аномальных полей этих элементов, что дало основание рассматривать серебро, мышьяк, сурьму и медь в качестве элементов спутников золота и может свидетельствовать о накоплении этих компонентов в подошве рыхлых отложений.

Выводы. Полученные результаты позволяют сделать следующие выводы:

- Анализ данных геохимического опробования донной морены и коренных пород позволил установить характер распределения содержаний золота и его элементов спутников, выделить аномальные геохимические поля золота, серебра, мышьяка, меди, сурьмы и других элементов. Проведение корреляционного и факторного анализов, позволило наметить единую для донной морены и коренных пород Au-Ag-As-Sb-Cu рудную ассоциацию, что свидетельствует о проявлении единого гидротермального процесса, приводящего к концентрации рудных компонентов. Данная ассоциация характерна для месторождений зеленокаменных структур Финляндий [4].

- В практическом отношении наибольший интерес представляют березитовые, а также пропилит-березитовые метасоматиты, которые характеризуются повышенным коэффициентом концентраций таких элементов как Au, Bi, Ag, Se, As и потенциальной рудоносностью.

- На Западно-Пялозерской площади выделены потенциально рудоносные зоны, в пределах которых установлено проявление полистадийных гидротермально-метасоматитических преобразований и связанной с ними сульфидной минерализации, а внутри них - перспективные участки для выявления золотого оруденения. Положение

участков контролируется ореолами повышенных содержаний элементов рудной ассоциации в подошве рыхлых отложений.

Установленные особенности являются геохимическими признаками золотого оруденения в зеленокаменных структурах Западно-Пялозерской площади.

Литература

1. Афанасьева Е.Н. и др. Информационный геологический отчет о результатах и объемах работ, выполненных за первое полугодие 2014 год по объекту 1-133/12 «Опережающие геолого-геохимические работы на золото в зеленокаменных структурах Западно-Пялозерской площади (Республика Карелия)».
2. Афанасьева Е.Н. и др. Отчет по теме: "Составление прогнозно-металлогенической карты золотоносности республики Карелия м-ба 1 : 500 000 с врезками карт м-ба 1 : 200 000–1 : 50 000", 1998.
3. Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. 560 с.
4. Nurmi, P., Sorjonen-Ward, P. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Domantsi, eastern Finland. Geological Survey of Finland, Special Paper 17., 1993. P 386.

ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ ОТВАЛОВ ШЛИХОБОГАТИТЕЛЬНОЙ ФАБРИКИ ПРИИСКА КОНДЁР-УОРГАЛАН (ХАБАРОВСКИЙ КРАЙ)

Розенблюм А.К.^{1,2}, Петров С.В.¹, Бороздин А.П.¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: annarznblm@mail.ru

² ООО «Лаборатория изучения минерального сырья», г. Санкт-Петербург, Россия

Статья посвящена изучению особенностей вещественного состава и технологических свойств хвостов шлихообогатительной фабрики Кондер для оценки возможности их промышленного использования. В результате исследования установлена принципиальная возможность извлечения платиноидов из хвостов прииска Кондер-Уоргалан.

THE BARROW COMPOSITION OF KONDYOR-UORGALAN CONCENTRATE FACTORY (KHABAROVSK REGION)

Rozenblum A.K.², Petrov S.V.¹, Borozdin A.P.¹

¹ Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia, e-mail: annarznblm@mail.ru

² Raw Materials Research Laboratory, LLC, Saint Petersburg, Russia

The article is devoted to the study of the material composition characteristics and technological properties of Kondyor concentrate factory tailings to evaluate the possibilities of their industrial use. The study established the possibility of extracting PGE from the tailings of the mine Kondyor-Uorgalan.

В августе 2013 года при поддержке компании «Русская Платина» состоялась экспедиция преподавателей и студентов Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета на ультраосновной платиноносный массив Кондёр. Во время посещения шлихообогатительной фабрики (ШОФ) прииска Уоргалан, обрабатывающего россыпное месторождение платиноидов в долинах рек Кондёр и Уоргалан, руководителем экспедиции С.В. Петровым было предложено в рамках научно-технического сотрудничества провести исследование вещественного состава и технологических свойств отвалов этого предприятия. Подобный интерес к хвостохранилищу был вызван проведенными в 2012 году ОАО «Иргиредмет» работами, показавшими, что некоторая часть металла не извлекается при доводке шлиха, а среднее содержание платиноидов в отвалах может достигать промышленных концентраций. Таким образом, целью данной работы стало определение вещественного состава и технологических свойств хвостов ШОФ для оценки возможности их промышленного использования.

Особенности объекта работ. Россыпное месторождение Кондёр расположено в юго-восточной части Сибирской платформы (восточная часть Алданского щита) в междуречье Омни и Маймакана (бассейн р. Мая). Находится на территории Аяно-Майского района Хабаровского края. Россыпь локализована в долинах рек Кондёр и Уоргалан. Общая протяженность россыпного месторождения составляет 60 км. Средняя ширина составляет 360 м. Средняя мощность платиноносного слоя составляет 2,4 м при среднем содержании платиноидов от 2 до 5 г/м³. В долине реки Кондёр было сосредоточено около 65% запасов, 23% – в долине р. Уоргалан, и остальное в ручьях в пределах кольцевого Кондёрского

хребта. На современном этапе разработки россыпи основные запасы в долине р. Кондёр отработаны и ведется разработка россыпью р. Уоргалан [1].

Крупнообломочный материал россыпи представлен дунитами, клинопироксенитами, косьвитами и щелочными породами широко распространенными в составе щелочно-ультраосновного массива Кондёр. Песчаная фракция состоит из породообразующих и аксессуарных минералов массива. Тяжелая фракция представлена магнетитом, хромшпинелидами, оливином, пироксенами, амфиболами, гранатами, апатитом. В подчиненных количествах диагностированы оксиды и гидроксиды железа, хромдиопсид, сульфиды (пирит, пирротин, пентландит) [2]. Минералы платиновых металлов встречаются повсеместно и представлены более чем 100 минеральными видами. Однако при эксплуатации около 99% платиноидов извлекается в виде ферроплатины [1].

Эксплуатация россыпного месторождения силами АС «Амур» началась еще в 1984 году, то есть объект эксплуатируется уже более 30 лет. Современное хвостохранилище ШОФ прииска Уоргалан существует уже не менее 10 лет. За это время накопились достаточные запасы неизвлеченного металла, чтобы можно было рассматривать хвостохранилище ШОФ как техногенное месторождение.

Технологические свойства хвостов ШОФ. Для изучения вещественного состава и технологических свойств отвалов ШОФ АС «Амур» предоставила три пробы массой около 30 кг каждая. Материал крупной фракции проб (+3 мм) был дезинтегрирован на лабораторной щековой дробилке ШД-6 с контрольным грохочением до класса -3+0 мм. Содержание металла определялось пробирным атомно-абсорбционным методом в лаборатории ЗАО «РАЦ Механобр Инжиниринг Аналит». Содержания платины в разных пробах оказалось весьма близким и меняется от 0,6 до 0,8 г/т. Это дает возможность предположить высокий уровень равномерности распределения металла в крупных фракциях материала в хвостохранилищах ШОФ [3].

Материал класса -2+0 мм был подвергнут гравитационной сепарации на концентраторе типа СКЛ-2 с получением трех продуктов – гравитационного концентрата, промежуточного продукта и хвостов. Гравитационная сепарация позволила получить черновые концентраты с содержаниями металла от 7 до 17 г/т при извлечении в среднем по трем пробам 90%. Извлечение металла в промежуточный продукт не превышает 8%, а в хвосты – около 2% [3].

Для изучения особенностей минерального состава гравитационные концентраты были подвергнуты ручной магнитной сепарации в слабом поле с помощью магнита РМЧ. Анализ магнитного и немагнитного продукта на содержание платины показал примерно равное распределение металла между фракциями, несмотря на то, что выход магнитного продукта в 4 раза больше, чем немагнитного (табл. 1).

Таблица 1

Результаты магнитной сепарации проб гравитационных концентратов

Проба	Массовая доля Pt в пробе, г/т	Магнитная фракция			Немагнитная фракция		
		Выход, %	Массовая доля Pt, г/т	Извлечение, %	Выход, %	Массовая доля Pt, г/т	Извлечение, %
ТП 3	6,69	79,79	3,52	41,99	20,21	19,20	58,01

Такое распределение платины по продуктам магнитной сепарации может быть вызвано двумя причинами: 1) в магнитную фракцию извлечена платина, представленная фер-

ромагнитными железо-платиновыми сплавами, а также другими минералами ЭПГ, находящимися в тесном сростании с ферроплатиной; 2) минералы ЭПГ в магнитной фракции находятся в тесных сростаниях с магнетитом. Минералы ЭПГ немагнитной фракции представлены, вероятно, антиферромагнитными разностями железо-платиновых сплавов, сульфидами и арсенидами платиновых металлов.

Для изучения особенностей минерального состава проведены минераграфические и электронномикроскопические исследования концентратов и промпродуктов гравитационной сепарации.

Перед дроблением крупных фракций хвостов ШОФ (+3 мм) произведен отбор кускового материала для изготовления шлифов. По результатам минералогического исследования было определено наличие следующих минералов в галечной фракции: песчанник (6 шт.), гранит (7 шт.), диорит (5 шт.), наблюдались гальки мономинерального магнетита, пород ультраосновного состава среди гальки не выявлено.

Для более детального изучения минералов магнитной и немагнитной фракций был сделан рентгеноспектральный микроанализ.

Химический состав минералов магнитной фракции. В результате электронномикроскопических исследований было установлено, что основной фазой в составе фракции является титаномагнетит, а кроме него установлены некоторые редкие минералы хромит, барит, циркон, монацит, торинит, вольфрамит и пирит. Из благородных металлов установлено присутствие платиножелезных сплавов, палладоарсенида, и самородного золота пробностью 740‰. Большинство минералов (барит, циркон, пирит) имеют стехиометрический нормативный состав, а другие представлены варьирующими составами: монацит при практически постоянном содержании тория (около 13% ThO₂) изменяется соотношение редкоземельных элементов – в некоторых зернах растет содержание церия и лантана за счет более тяжелых – неодима и празеодима (табл. 2). Вольфрамит имеет промежуточный состав, но с некоторым преобладанием ферберитового минала (табл. 3). В магнитной фракции встречены редкие зерна торинита, содержащего до 30 мас.% урана (табл. 4). В составе ферроплатины присутствуют медь, палладий и родий (табл. 5), кроме сплавов, в пробе магнитной фракции обнаружено единственное зерно палладоарсенида (табл. 6).

Таблица 2

Химические составы монацита (Ce, La, Nd, ..., Th)PO₄ (масс., %)

Анализ	P ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	ThO ₂	Pr ₂ O ₃	Сумма
37	28,71	14,62	29,82	10,39	13,59	2,75	99,88
39	28,77	16,28	29,67	10,96	13,25		98,93
63	28,73	14,74	29,67	11,86	13,30	1,70	100
49	27,89	19,83	32,82	8,51	13,07		99,12

Таблица 3

Химический состав вольфрамиты (Fe, Mn)WO₄ (масс., %)

Анализ	MnO	FeO	WO ₃	Сумма
40	5,46	22,28	71,88	99,62

Таблица 4

Химический состав торанита (Th, U)O₂ (масс., %)

Анализ	ThO ₂	UO ₂	Сумма
51	68,15	30,85	99

Таблица 5

Химический состав ферроплатины и платино-железистых сплавов (Fe, Pt) (масс., %)

Анализ	Fe	Cu	Pd	Al	Pt	Rh	Сумма
50	10,32	4,90	1,23		83,46		99,91
64	12,08			1,06	84,16		97,30
52	9,50				89,89		99,39
74	10,09	1,46	0,83		84,51	1,31	98,2

Таблица 6

Химический состав палладоарсенида Pd₂As (масс., %)

Анализ	Ni	Cu	As	Pd	Сумма
48	1,61	2,67	21,17	74,55	100

Химический состав минералов немагнитной фракции. В результате электронно-микроскопических исследований немагнитной фракции было установлено присутствие минералов барита, циркона, рутила, монацита, шеелита, минералов ряда уранинита-торианита и касситерита. Из благородных металлов установлено присутствие железо-платиновых сплавов и мертиита.

Шеелит представлен редкой разновидностью – с примесью стронция (табл. 7). Среди монацитов немагнитной фракции выделяются разности как богатые торием (около 13% ThO₂, в магнитной фракции), так и бедные торием (около 2% ThO₂) (табл. 8). В немагнитном продукте большое количество зерен торита (анализ 1, табл. 9) и минералов ряда уранинит-торианит (табл. 9).

Таблица 7

Химический состав шеелита (Sr, Ca)WO₄ (масс., %)

Анализ	SrO	CaO	WO ₃	Сумма
40	3,5	18,02	78,43	99,95

Химические составы монацита (Ce, La, Nd, ..., Th)PO₄ (масс., %)

Анализ	P ₂ O ₅	La ₂ O ₃	Ce ₂ O ₃	Nd ₂ O ₃	ThO ₂	Pr ₂ O ₃	Сумма
6	26,19	16,88	26,59	12,74	13,59	2,75	99,74
19	32,68	18,38	33,72	12,43	2,25		99,46

Химические составы минералов ряда уранинит-торианит и торита (масс., %)

Анализ	SiO ₂	ThO ₂	UO ₂	Сумма
1	17,61	80,54		98,15
16		40	58,3	98,3
17		78,19	20,2	98,21
20		62,26	36,15	99,38
75		66,2	33,8	100

Среди минералов платиновых металлов чаще всего встречаются железо-платиновые сплавы - ферроплатина. Зерна ферроплатины представлены изометрическими слабо окатанными зернами со следвами волочения на поверхности частиц (рисунок). Размеры частиц ферроплатины от 50–70 мкм до 1500 мкм. По химическому составу ферроплатина чаще всего приближается к формуле изоферроплатины Pt₃Fe (см. табл. 10). Однако, наряду с такими составами минерала, отмечаются и другие соотношения железа и платины. Отмечаются зерна с равными содержаниями металлов (тетраферроплатина), а также платиносодержащее железо – аваруйт (PtFe₃) (табл.10).

Кроме сплавов в немагнитной фракции обнаружены зерна сперрилита, который образует ксеноморфные зерна неправильной формы размерами до 150 мкм, по химическому составу сперрилит отвечает формуле PtAs₂. Другой характерный минерал фракции – мертиит, который отличается небольшими примесями меди и теллура (табл. 11).

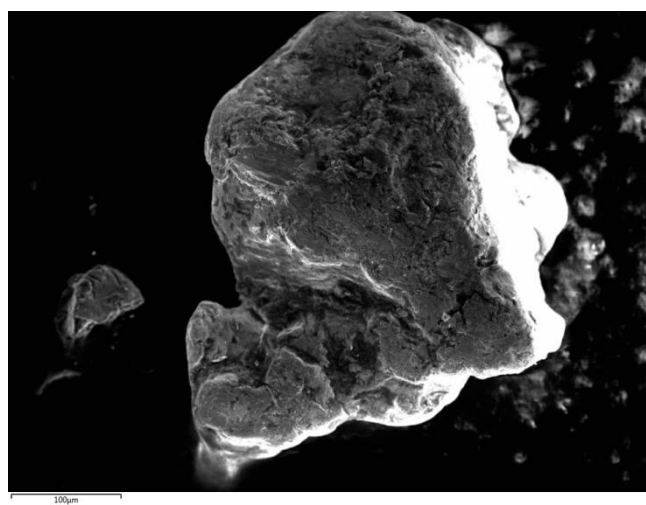
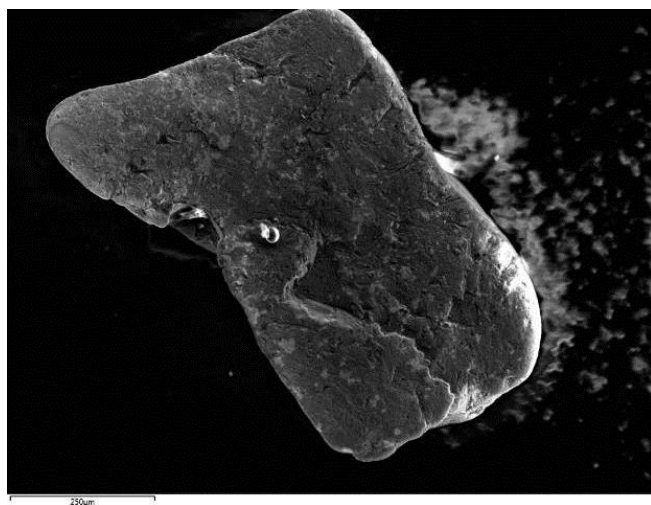


Рисунок. Изометрические слабо окатанные зерна ферроплатины из немагнитной фракции хвостов ШОФ. Изображение SE.

Химический состав железо-платиновых сплавов (масс., %)

Анализ	Fe	Cu	Pt	Сумма
95	46,95	0,8	52,02	99,7
89	44,1	1,23	52,74	98
86	50,07	1,59	48,34	100
112	14,97		85,03	100
83	17,04		82,96	100
107	15,27		84,73	100
111	13,35		86,65	100
74	10,09		84,51	98,2
52	9,5		89,89	99,39
50	9,32		87,46	98,91

Химический состав мергита $Pd_8(Sb,As)_3$ (масс., %)

Анализ	Cu	As	Pd	Sb	Te	Сумма
13		4,55	71,25	22,9	1,3	100
18	3,32	9,56	70,32	16,79		99,99

Выводы. В результате проведенных исследований установлена принципиальная возможность извлечения платиноидов из хвостов шлихообогатительной фабрики прииска Уоргалан гравитационным методом с предварительным доизмельчением материала до класса -3 мм. Суммарное извлечение металла в гравитационные концентраты составляет не менее 90%. Характерно наличие в пробах минералов составляющих главную ценность коренных платинометаллических руд Кондерского массива [2]. Другой важной составляющей концентратов является присутствие минералов щелочного комплекса массива – это в основном радиоактивные минералы. Кроме минералов массива Кондёр нами встречены не типичные для него виды – минералы вольфрама и олова, самородное золото.

Благодарности. Авторы выражают благодарность директору прииска «Кондёр» С. Г. Голодникову, главному геологу прииска В. В. Желудкову, а также президенту компании «Русская платина» М. А. Галаеву, без поддержки которого посещение месторождения и прииска были бы не возможны. Также авторы глубоко признательны руководителю лаборатории пробирного анализа ЗАО «РАЦ МИА» Л. А. Ушинской.

Работа выполнена при поддержке НИР СПбГУ шифр №3.0.113.2010 и №3.38.690.2013.

Литература

1. PGM placer deposits and their sources in the ultramafic and alkaline rocks of the concentrically zoned Kondyor massif, Far East, Russia. Mochalov A.G., Golovkin S.A., Petrov S.V., Borozdin A.P., Yakubovich O.V., Safay A.A., Prikhodko V.S., Antonov A.A., Korneev S.I., Saint-Petersburg, 2014.
2. Лазаренков В.Г., Петров С.В., Таловина И.В. Месторождения платиновых металлов. – «Недра», 2002. – 298 с.
3. Розенблюм А.К., Петров С.В., Бороздин А.П. Технологические свойства отвалов шлихообогатительной фабрики прииска Кондер-Уоргалан (Хабаровский край) // Актуальные проблемы геологии докембрия, геологии и геофизики /XXV Молодежная конф. посв. 100-летию чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца, 2014. – Р. 209–214.

РЕЗУЛЬТАТЫ ПРОВЕДЕНИЯ НАЧАЛЬНОГО ЭТАПА КОМПЛЕКСА ПОИСКОВЫХ МЕТОДОВ НА УЧАСТКЕ ЛОГРОСАН (ЗАПАДНАЯ ИСПАНИЯ)

Черемазова Е.В.

Национальный минерально-сырьевой университет «Горный» (Горный университет),
г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: kate@kareliangold.com

Территория центральной зоны Иберийского массива представляет исключительный интерес, как с точки зрения геологического изучения, так и относительно оценки рудного потенциала отдельных участков по целому ряду элементов. Обширное проявление магматизма в процессе поздней стадии Варисского орогенеза послужило источником образования оруденений различного типа (Sn-W, P, Pb-Zn, Pb-Zn-Cu, Pb-Ag, Sb, Au). В 2014 г. компанией Mineral Exploration Network Ltd. был проведен первый комплекс работ с целью поисков месторождений Au, W и полиметаллических руд (Ag-Zn-Pb-Sb). В пределах участка Логросан был выявлен ряд контрастных, зональных литогеохимических аномалий и подтверждено наличие коренного источника золота. Предложенный комплекс методов позволил в короткие сроки выявить и оконтурить приоритетные участки для проведения поискового бурения.

PRIMARY PROSPECTING WORKS RESULTS IN THE LOGROSAN AREA (WESTERN SPAIN).

Cheremazova E. V.

National Mineral Resources University (University of Mines), Saint Petersburg, Russia,
e-mail: kate@kareliangold.com

Central Iberian Zone represents an exceptional geological interest and has great exploration potential for a number of minerals (Sn-W, P, Pb-Zn, Pb-Zn-Cu, Pb-Ag, Sb, Au). Metallogeny within the area is mainly related to magmatic activity and tectonic architecture occurred during late Variscan orogeny. In 2014 junior company Mineral Exploration Network Ltd. has carried out an extensive complex of prospecting field works in Logrosan area with a view to discover Au, W and polymetallic ores (Ag-Zn-Pb-Sb). Designed exploration program allowed delineating significant geochemical anomalies and confirmed gold evidence within the region. Suggested scope of work proved to be efficient to assess potential of mineralization and design exploration drilling program.

С момента рассвета цивилизации на Пиренейском полуострове горнодобывающая промышленность была одним из важнейших факторов в экономическом развитии региона Эстремадура (Западная Испания). Начиная с бронзового века, различные народы разрабатывали богатые месторождения железа, меди, свинца, цинка, золота, серебра, вольфрама и олова. С середины 20-го столетия важность вклада горнорудной отрасли в валовый национальный продукт Эстремадуры неуклонно сокращалась, и на сегодняшний день производство металлов в регионе практически прекратилось.

Однако, территория центральной зоны Иберийского массива представляет исключительный интерес, как с точки зрения геологического изучения, так и относительно оценки рудного потенциала отдельных участков по целому ряду элементов. Обширное проявление магматизма в процессе поздней стадии Варисского орогенеза послужило источником

образования более 1000 известных оруденений различного типа (Sn-W, P, Pb-Zn, Pb-Zn-Cu, Pb-Ag, Sb, Au) [3].

В период с 15 октября 2013 г. по 15 апреля 2014 г. в регионе Эстремадура геологоразведочной компанией Mineral Exploration Network Ltd. были проведены интенсивные полевые работы с целью поисков месторождений Au, W и полиметаллических руд (Ag-Zn-Pb-Sb). Исследования осуществлялись в пределах группы лицензий Логросан (общей площадью 148,7 км²).

Участок работ расположен в южной части Центральной Иберийской Зоны. Иберийская складчатая система является юго-западным звеном Европейских Варисцид и сложена неопротерозойскими и палеозойскими метаосадочными толщами. Породы Центральной Иберийской Зоны представлены граувакками, сланцами, кварцитами и в меньшей степени песчаниками (так называемый «Сланцево-Граувакковый Комплекс») [4]. Участок располагается на пересечении региональной надвиговой зоны северо-западного простирания и серии разломов юго-западной ориентировки [5].

Основной геологический интерес представляет район небольшого гранитного купола Логросан (4 км на поверхности) и предполагаемого «слепого» гранитного массива Сорита (приблизительный радиус – 3 км) [6]. Купол Логросан сложен кислыми двуслюдяными гранитами S-типа, внедрение которых привело к образованию зоны контактового метаморфизма и формированию в ней кварцевых жил, минерализованных W и P. К самим гранитам приурочена грейзеновая Sn жильная минерализация (рис. 1).

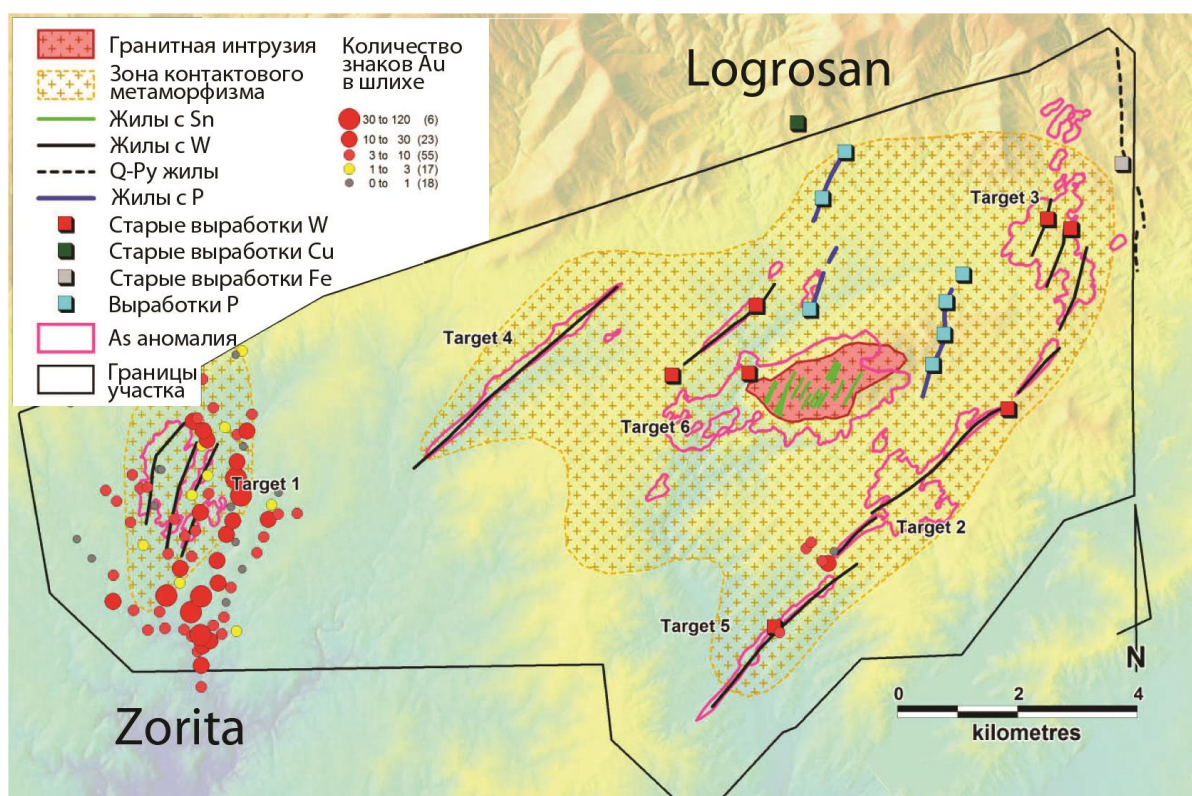


Рисунок 1. Комплексная карта расположения минерализованных жил, исторических выработок и геохимических аномалий As (литогеохимическое опробование).

Обоснованием для выделения данного участка послужило наличие исторических горных выработок Sn, W, P и Cu. Кроме того, в районе зоны контакта было найдено несколь-

ко самородков золота, которые в настоящее время хранятся в Горном музее города Логросан.

Фосфатная минерализация представляет собой отдельные кварц-апатитовые жилы и прожилки субвертикального залегания шириной от нескольких см до 3 метров. Второстепенные минералы представлены сульфидами (арсенопирит, халькопирит, пирит, марказит), кальцитом, Fe–Mg карбонатам и Fe–Mg оксидами [7].

Внутригранитный жильный комплекс имеет касситерит-кварц-турмалин-амблигонитовый парагенезис (жилы шириной от нескольких см до 1 метра). Второстепенные минералы представлены станнитом, арсенопиритом и в небольших количествах халькопиритом, пиритом и сфалеритом [2].

Был выбран и использован комплекс геохимических и геофизических методов поисков, позволивший в короткие сроки уточнить границы известных минерализованных зон и выявить новые высокоперспективные участки.

Основным методом являлось геохимическое опробование поверхностных рыхлых отложений по сети 100x20 м, позволившее за период работы исследовать площадь более 50 км² и отобрать более 40 тысяч проб, которые в свою очередь оперативно анализировались на портативном рентгенофлуоресцентном анализаторе InnovX Alpha.

Для подтверждения наличия золотой минерализации на участке работ было проведено шлиховое опробование по потокам рассеяния и отобрано 115 образцов. Для шлиховых проб был проведен качественный минералогический анализ и подсчитано количество зерен золота.

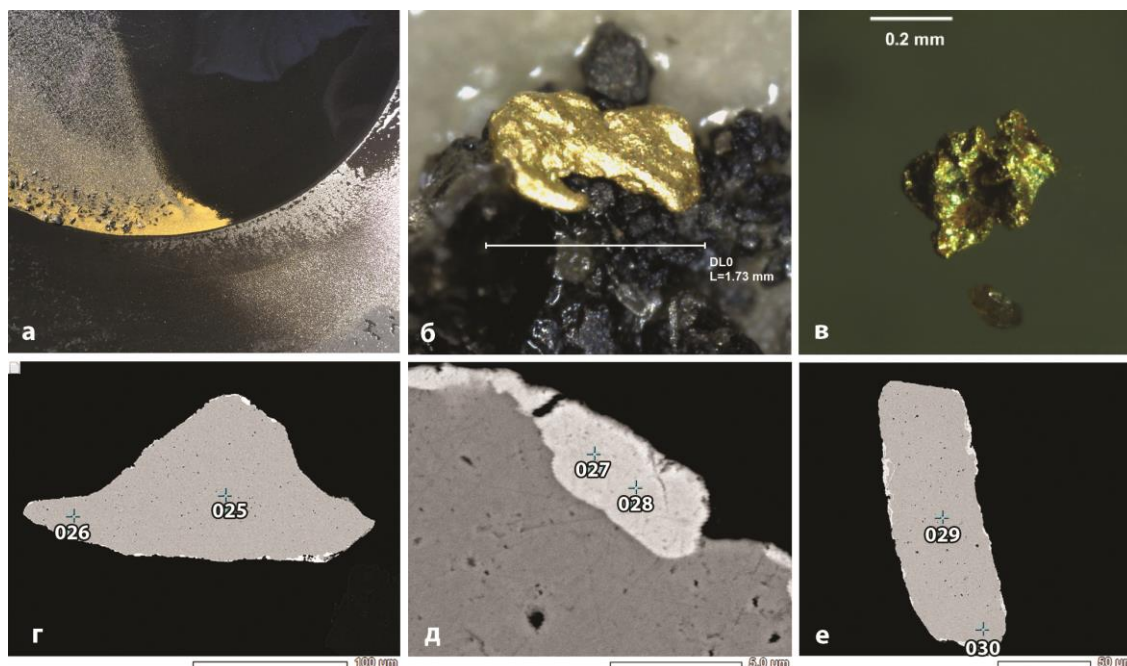


Рисунок 2. а) видимое шлиховое золото в лодке; б) крупное зерно желтого золота (длина 1,73 мм); в) комковатая частица серебристого золота; г) изображение BSE частицы серебристого золота, составы в аналитических точках 025, 026 – Au_{0.60}Ag_{0.40}; д) увеличение каймы зерна с рис. 2 г, составы в аналитических точках 027, 028 – Au_{0.97}Ag_{0.03} и Au_{0.99}Ag_{0.01} соответственно; е) изображение BSE частицы серебристого золота, составы в аналитических точках 029, 030 – Au_{0.74}Ag_{0.26}.

Зерна золота представлены исключительно свободными частицами. Золото в виде включений или сростаний с другими минералами на настоящий момент не обнаружено. Размер золотин составляет преимущественно 0.1–0.5 мм, крайне редко встречаются зерна более 1 мм (Рис. 2б). По форме, большинство имеет рудный облик, остальная часть характеризуется как хорошо окатанное. Уже в лотке отчетливо различаются желтое и белое золото. Желтое золото преобладает, однородно по составу и соответствует электруму (пробность 800–850 ‰).

Белое золото представлено сильно серебристой разновидностью (пробность 600 ‰) с каймами и пятнами чистого золота (рис. 2 г, д, е). Иногда в нем наблюдается ноздреватое строение (рис. 2 в). Обнаружение в аллювиальных отложениях слабо окатанных золотин рудного облика фракции более 0,25 мм низкой и средней пробности указывает на близость коренного источника [1].

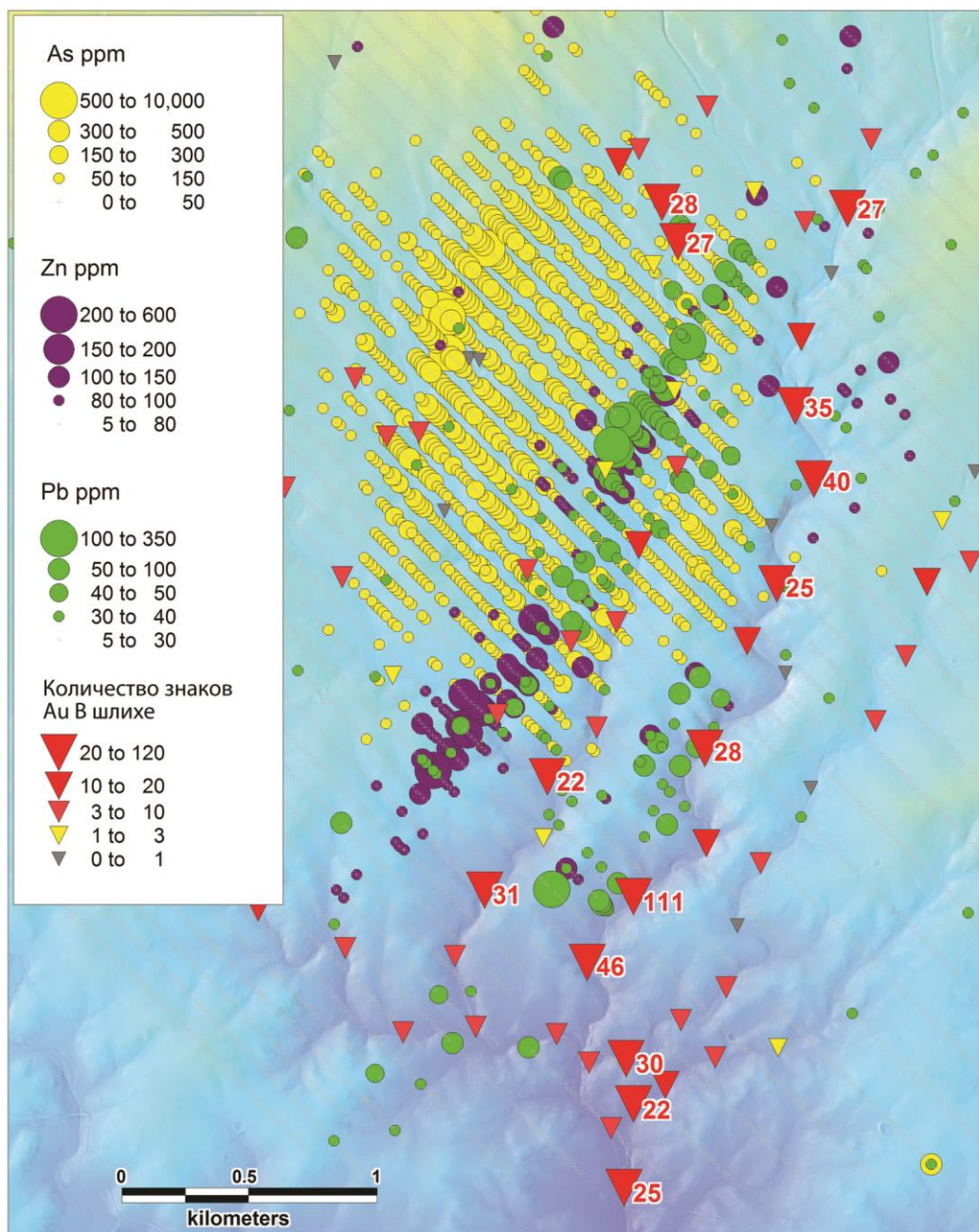


Рисунок 3. Комплексная геохимическая аномалия, оконтуренная в пределах участка Сорита.

Был выявлен ряд интенсивных аномалий по мышьяку и другим элементам индикаторам, таким как W, Zn и Pb. В районе купола Логросан локализованы пространственно совпадающие контрастные аномалии мышьяка и вольфрама. Комплексная геохимическая аномалия на участке Сорита, характеризуется отчетливой зональностью и сопровождается наличием золота в потоках рассеяния (рис. 3).

Предложенный комплекс методов позволил в короткие сроки выявить и оконтурить приоритетные участки для проведения поискового бурения.

Литература

1. Глушкова Е.Г., Никифорова З.С. Сравнительная характеристика типоморфных признаков самородного золота из русловых отложений бассейна средней Лены (юго-восток сибирской платформы). Тихоокеанская геология. 2010. т. 29. № 3. С. 39.
2. Chicharro E. et al. Geology and gravity modeling of the Logrosán Sn–(W) ore deposits (Central Iberian Zone, Spain). *Ore Geology Reviews*. 2015. Vol. 65. P. 294–307.
3. Dallmeyer, R.D., Garcia, M.E. Pre-Mesozoic Geology of Iberia. Berlin: Springer-Verlag. 1990. P. 399–409.
4. Dias, G., Leterrier, J., Mendes, A., Simões, P.P., Bertrand, J.M. U–Pb zircon and monazite geochronology of post-collisional Hercynian granitoids from the Central Iberian Zone (Northern Portugal). *Lithos*. 1998. Vol. 45. P. 349–369.
5. Locutura J. and Alcalde C. (Eds.). Mapa Metalogenético de Extremadura a escala 1 : 250.000. Junta de Extremadura. Inst. Geol. Min. España, Madrid. 2007.
6. Matas A. Díez F. Moreno F. Leyva, Mapa Geológico de España, Escala 1 : 50.000 Zorita. Inst. Geol. Min. España, Madrid. 2004. P. 60–61.
7. Vindel E., Chicharro E., Villaseca C, Hydrothermal phosphate vein-type ores from the southern Central Iberian Zone, Spain: Evidence for their relationship to granites and Neoproterozoic metasedimentary rocks. *Ore Geology Reviews*. 2014. Vol. 62. P. 143–155.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПРИЛЕГАЮЩИХ К ЖЕЛЕЗОРУДНОМУ МЕСТОРОЖДЕНИЮ ТЕРРИТОРИЙ

Шайтанов А.В., Куриленко В.В.

Санкт-Петербургский государственный университет (СПбГУ), г. Санкт-Петербург, Россия,
e-mail: *napetre@mail.ru*

В работе выполнена комплексная эколого-геохимическая оценка состояния территории техногенного воздействия железорудного предприятия на площади 230 км², включая территории, примыкающие к карьерам и хвостохранилищу, включающая в себя эколого-геохимическую оценку состояния наземных мхов, органического горизонта почвы A_0 (на глубине 0–10 см), минерального почвенного горизонта C/BC (на глубине 70–100 см).

По результатам работы выделены зоны (№ 2, 4, 5) аномальных концентраций As, Cd, Cr, Cu, Ni, Zn, S, Fe, основным источником притока поллютантов в которых являются отходы предприятия (отвалы горных пород и пульпа хвостохранилища). Отходы предприятия в этих зонах производят в среднем 70% от суммарной техногенной нагрузки на окружающую среду. Общая площадь аномальных зон по минимальным оценкам составляет 50 +/- 5 км². На этой территории населением ведётся активный сбор грибов и ягод, которые в дальнейшем используются для производства продуктов.

В целях снижения антропогенного влияния на окружающую среду автором работы в будущем предлагается изучение отходов предприятия и способов их утилизации.

ECOLOGICAL - GEOCHEMICAL ASSESSMENT OF THE ADJOINING AREA OF THE IRON-ORE DEPOSIT

Shaytanov A. V., Kurilenko V. V.

Saint Petersburg State University (SPbU), Saint Petersburg, Russia, e-mail: *napetre@mail.ru*

The article shows ecological and geochemical assessment of the territory with quarries and tailings of 230 square kilometers situating in a zone of anthropogenic influence from iron ore's factory. The research includes eco-geochemical assessment of terrestrial mosses, organic's horizon of soil A_0 (depth = 0–10 cm), mineral's horizon of soil C / BC (depth = 70–100 cm).

The results of research are the abnormal concentration zones (№ 2, 4, 5). The main source of pollutants As, Cd, Cr, Cu, Ni, Zn, S, Fe is the waste (dumps of rocks and the tailings dam pulp). Wastes in these zones produce an average 70% of the total anthropogenic impact on the environment. The total area of abnormal zones on conservative estimates equals 50 +/- 5 km². In this area people is actively gathering mushrooms and berries to use for food's production.

In order to reduce human impact on the environment in the future, the author proposed to study the waste and methods of recycling.

Для выполнения эколого-геохимической оценки были решены задачи:

- по математической обработке данных опробования в программе Statistica и выделению на их основе «фоновых» и аномальных зон;
- по построению собственных (оригинальных) карт интерпретации данных и уточнению имеющихся цифровых моделей картографических материалов. В том числе, автором в программе ArcMap построены и проанализированы синтезированные карты категорий

загрязнения в зависимости от концентрации элемента (рис. 1) и зон (ареалов) загрязнения с выделением набора поллютантов, наиболее характерного для каждой зоны;

- по статистическому обоснованию степени влияния различных источников загрязнения на изучаемую территорию.

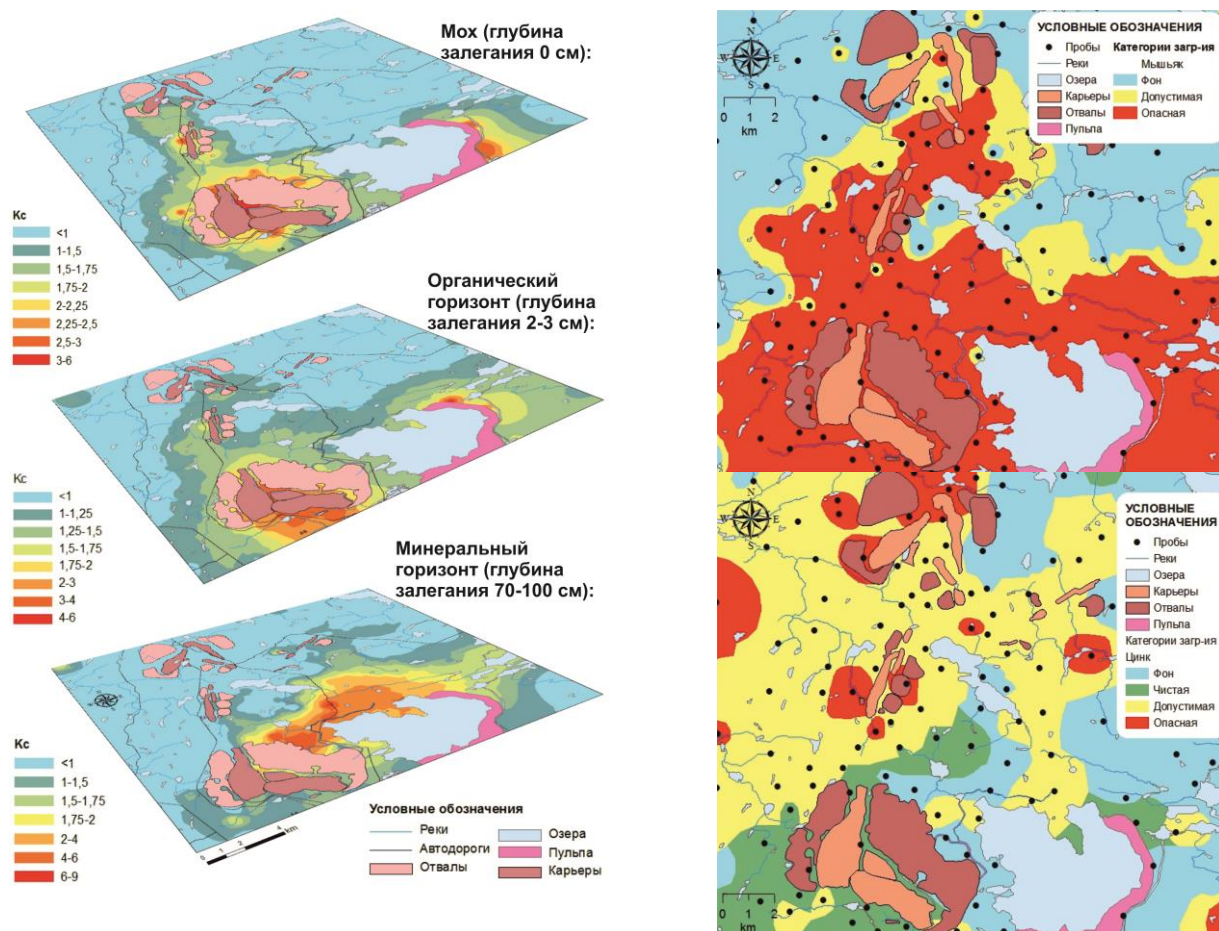


Рис. 1. Распределение коэффициента концентрации As по глубине (слева), категорий загрязнения As (справаверху) и Zn (справа внизу).

Пробы отбирались по неравномерной сетке в 125 точках в соответствии с российской методикой многоцелевого геохимического картирования (МГХК). Плотность опробования в среднем составила 1 точка на 2 км². Аналитические исследования проводились в аккредитованной лаборатории.

Полученные данные прологарифмированы, что позволяет приблизить функцию плотности распределения значений концентраций к нормальному распределению по Гауссу. Для интерпретации данных и построения карт используется метод обратно взвешенных расстояний.

Фоновые территории в соответствии с «Методика...» [2] определены как территории, не подверженные антропогенному влиянию производства. Фоновые значения концентраций рассчитаны как не превышающие средние значения среднего геометрического концентраций на однотипных участках. В работе выполнен расчёт и построены карты распределения коэффициента концентрации Kс и коэффициента ПДК Кпдк. В случае, когда для одного вещества предусмотрено два норматива, из двух карт для каждого поллютанта синтезируется одна путем объединения территории с одинаковой категорией загрязнения.

Таким образом, из двух оценок загрязнения почв выбирается наиболее опасная. Наиболее опасные элементы-загрязнители: As, Cd, Cr, Cu, Ni, Zn, S, Fe. На рис.2 показано какие из них создают аномальные зоны.

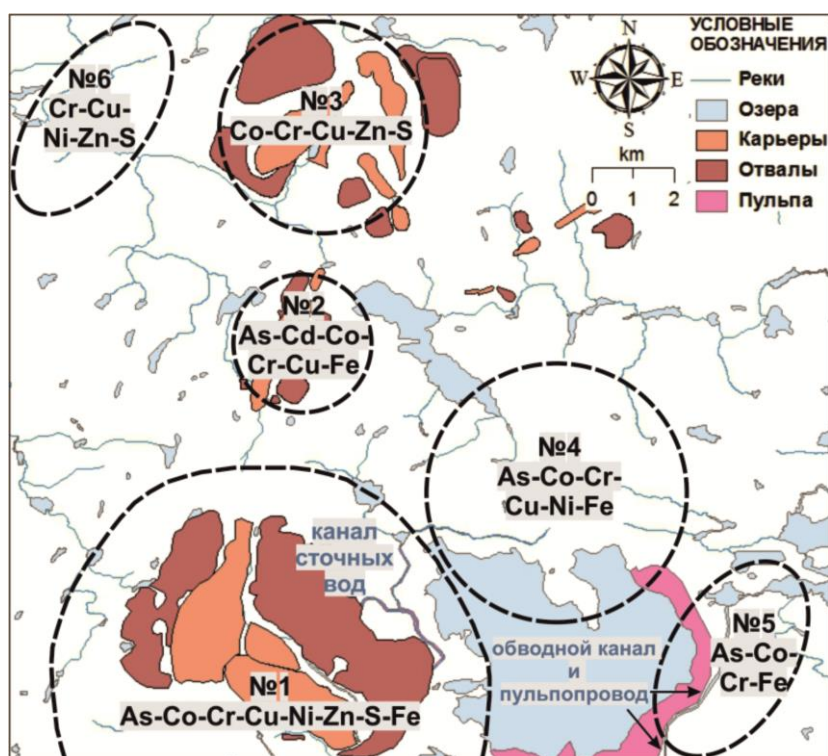


Рис. 2. Аномальные зоны (№1-6) и их границы, проведённые штрих-пунктиром.

Рассчитаны коэффициенты радиальной миграции (Кр.м.) поллютантов из горизонта А в С. Наиболее миграционно способны Cr, Cu, Fe, Ni, Zn (Кр.м. ≤ 1). As, Cd, S (Кр.м. $\gg 1$) накапливаются преимущественно в верхних горизонтах почв.

С помощью факторного анализа для каждой аномальной зоны выявлено 2 основных фактора (источника) воздействия и степень их значимости.

В зоне №2 основным источником загрязнения являются карьер (взрывные работы и рудничные воды) и пылящие отвалы, побочным – автотранспорт (Cd и Cu) (рис. 3). Загрязнение в этой зоне объясняется постепенно оседающей из атмосферы пылью, разносимой ветром во время взрывных работ по добыче сульфидной руды и с отвалов горных пород, содержащей изоморфные замещения и минералы-примеси As, Ni, Co, Cu, Fe, Cr.

В зоне №4 целая группа элементов (As, Ni, Co, Cu, Fe, Cr) контролируется основным фактором – миграция растворённых форм элементов, содержащихся в изоморфных замещениях и минералах-примесях горных пород и в отвалах горных пород, по каналу сточных (рудничных и подотвальных) вод и по обводному каналу, через систему озёр в область аномалии. Подтверждением являются повышенные концентрации поллютантов в донных отложениях каналов. Отрицательная нагрузка по фактору 2 для Fe и Cr объясняется влиянием ГОКа. Cd характеризуется аэрогенным переносом (рис. 4).

Основное загрязнение зоны №5 создаёт обводной канал. Cd распространяется ветром с частицами пульпы, Cu – за счет водной миграции из подходящей вплотную к берегу пульпы хвостохранилища.

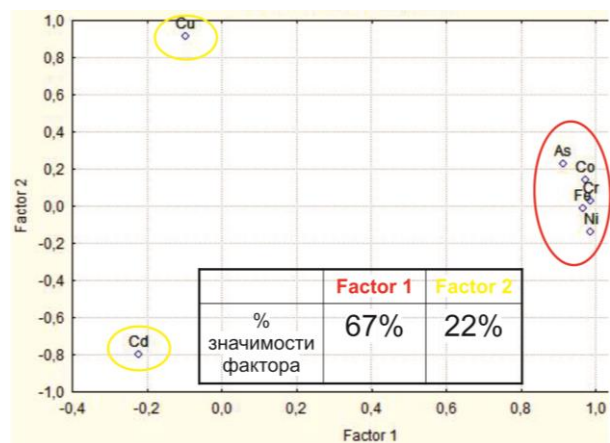
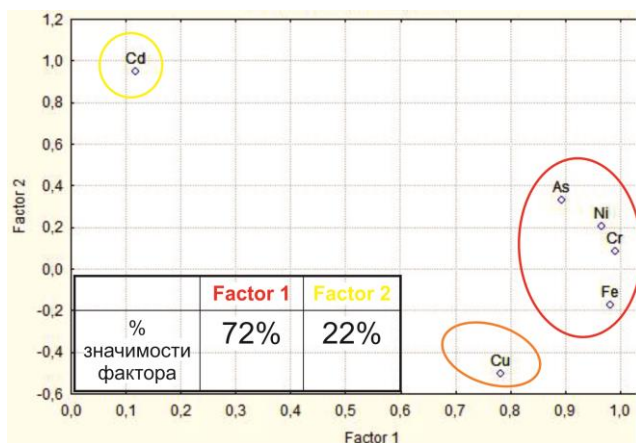


Рис. 3. Результаты факторного анализа мха (слева) и органического горизонта (справа) для аномальной зоны № 2.

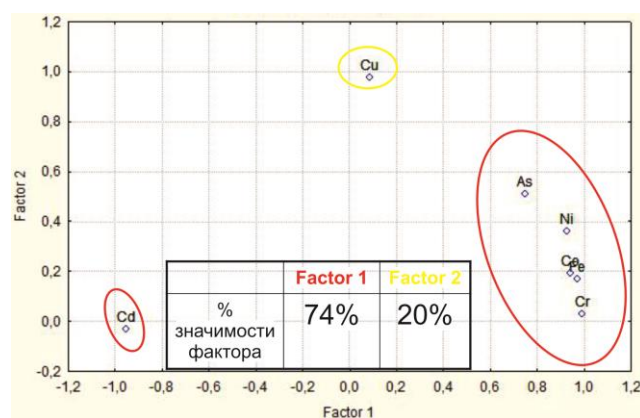
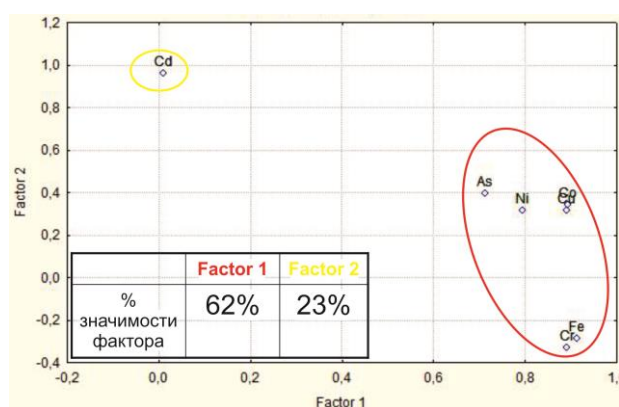


Рис. 4. Результаты факторного анализа органического слоя в аномальных зонах №4 (слева) и №5 (справа).

В среднем по зонам значимость основного источника загрязнения (отходы производства) составляет 70%.

По результатам настоящей работы автором предлагается дальнейшее исследование одного из основных источников загрязнения - шламовых и отвальных отходов производства - с целью их утилизации.

Литература

1. Программа мониторинга состояния геологической и окружающей среды *** горнопромышленного района. ГГУП «Минерал». Санкт-Петербург, 2012.
2. Ильяш В.В. Методика обработки данных литогеохимических съемок. ВГУ, 2004.
3. СП 11-102-97. Инженерно-экологические изыскания для строительства.

ГЕОХИМИЯ И ПЕТРОГРАФИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНО ИЗМЕНЕННЫХ ПОРОД РЯБИНОВОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ) КАК ОСНОВА ПРОГНОЗА ЗОЛОТО-МЕДНО-ПОРФИРОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Шатова Н.В.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ФГУП «ВСЕГЕИ»), г. Санкт-Петербург, Россия, e-mail: nadezhda_shatova@vsegei.ru

Осуществлена вещественная (классификационная) идентификация магматических пород и метасоматитов Рябинового рудного поля на основе современных петрографических, минералогических, геохимических и изотопно-геохронологических методов исследований. Показано, что большая часть объема пород, участвующих в строении Рябинового массива, принадлежит ультракалиевым щелочнополевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и нордмаркитам алданского комплекса ($K_2O/Na_2O > 2-5$) и лампрофирам тобукского комплекса. Проведено описание основных типов гидротермальных изменений и околорудных метасоматитов - фенитов, скарнов, пропилитов и гумбеитов, обусловленных процессом внедрения и длительного становления Рябинового массива, и дана их развернутая петрогеохимическая характеристика. Показано, что породы алданского и тобукского комплексов, а также связанные с ними метасоматиты, характеризуются ярко выраженной литохалькофильной геохимической специализацией на Au, Ag, Pb, Cu, Mo, W, Ba и Sr. Установлено, что основная масса пород Рябинового массива и связанных с ними метасоматитов была сформирована в интервале 120–147 млн лет назад, а рудной минерализации – в интервале 129–130 млн лет.

PETROGRAPHY AND GEOCHEMISTRY OF HYDROTHERMALLY ALTERED ROCKS OF THE RYABINOV OE ORE FIELD (SOUTH YAKUTIYA) AS THE BASIS FOR FORECASTING PORPHYRY STYLE COPPER-GOLD MINERALIZATION

Shatova N.V.

FSUE “A.P. Karpinsky Russian Geological Research Institute” (VSEGEI), Saint Petersburg, Russia, e-mail: nadezhda_shatova@vsegei.ru

Identification of alkaline magmatic rocks and metasomatites of the Ryabinovoe ore field in South Yakutiya shows that intrusive rocks of the Aldan suite prevailing in the Ryabinovy stock structure belong to aegirine-augite alkali-feldspathic syenites, syenite-porphyrtes, and nordmakites. They are characterized by pronounced high potassium alkalinity ($K_2O/Na_2O > 2-5$). Rocks of the Aldan intrusive suite and Tobuk hypabyssal suite of lamprophyres, as well as hydrothermally altered (fenitic, skarn, propylitic, and gumbaitic/potassic alteration) and mineralized rocks from the Ryabinovoe and Novoe Au-Cu-porphyry deposits distinguished in the Ryabinovy stock are very close to each other after the geochemical specialization type shown by super-clarke accumulation of the same spectrum of elements (Au, Ag, Cu, Pb, W, Mo, Ba, and Sr). Most rocks and metasomatites of the Ryabinovy ore field were formed in the interval of 120–147 Ma, whereas the sulfide ore mineralization of Ryabinovoe and Novoe Au-Cu-porphyry deposits were formed in the interval of 129–130 Ma.

Рябиновый щелочно-сиенитовый массив является одним из типичных представителей «провинции щелочных пород Алданского щита» [1, 2]. К северо-восточной эндоконтактовой части Рябинового массива приурочено одноименное медно-золотое порфировое ме-

сторождение, отличающее прожилково-вкрапленным характером проявления сульфидной минерализации.

Исследованиями Т.В. Билибиной и соавторов (1967) [3], Г.П. Дворника (2009) [4], А.Я. Кочеткова (2006) [7, 8], А.А. Ким (1981) [5], А.Н. Угрюмова (1983) [11], Д.В. Утробина и соавторов (2002) [12], В.И. Уютова (2003) [13], а также Е.П. Максимова, В.А. Подкопаева, Л.М. Реутова и других геологов была доказана многофазность формирования Рябинового массива и показана контрастность состава пород, участвующих в его строении.

Однако, несмотря на высокую изученность территории Рябинового рудного поля и одноименного сиенитового массива ряд принципиальных вопросов, касающихся его происхождения, возраста, минералого-петрографической и петрогеохимической характеристики пород остается до сих пор открытым и не до конца исследованным.

Результаты проведенных петрографо-геохимических и изотопно-геохронологических исследований щелочных интрузивных пород и метасоматитов Рябинового рудного поля позволили сделать ряд следующих выводов.

1. Интрузивные породы алданского комплекса, преобладающие в строении Рябинового массива, по вещественным и структурно-текстурным особенностям относятся к эгириин-авгитовым щелочнополевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и нордмаркитам, характеризуясь ярко выраженной ультракалиевой природой щелочности ($K_2O/Na_2O > 2-5$). Факты преобладания в строении массива нефелиновых сиенитов, на что указывалось в целом ряде публикаций [7-9], не нашли своего подтверждения. По мнению этих авторов, нефелин в породах массива подвергся почти полному замещению мусковитом и сохранился только на отдельных участках пород. Однако по материалам проведенного исследования мусковитизация и серицитизация проявлены на площади Рябинового массива исключительно локально и, главным образом, в пределах штока Рябинового месторождения. В основном теле интрузии мусковит и серицит, развивающиеся по альбитизированным фрагментам ортоклаза, в сумме редко достигают содержаний в 2–3%. При этом ни в одном из 404 изученных шлифов нефелин не был встречен, что также подтверждается микрозондовыми исследованиями.

2. Выделяемые в строении Рябинового массива породы алданского плутонического щелочно-сиенитового комплекса и тобукского гипабиссального комплекса лампрофиров чрезвычайно близки друг к другу по типу геохимической специализации, выраженный в сверхкларковых накоплениях в породах одного и того же спектра элементов - Au, Ag, Cu, Pb, W, Mo, Ba и Sr, а также по характеру распределения редких земель. Для большинства разновидностей пород, участвующих в строении массива, характерен в целом пониженный (в лучшем случае близкларковый) уровень концентраций элементов редкометальной и редкоземельной (REE, Ta, Nb, Sn, U, Th, Be, Li) групп, что хорошо согласуется с ультракалиевым профилем щелочности пород массива. Тогда как накопление редкоземельно-редкометальной группы элементов является, как известно, наиболее характерным для щелочных нефелиновых сиенитов.

3. Установленная в пределах Рябинового рудного поля концентрически-зональная упорядоченность ореолов *фенитизации, скарнирования, пропилитизации и гумбеитизации* вокруг Рябинового сиенитового массива и выявленные факты прямой унаследованности этими ореолами морфологии и площадных параметров самой интрузии, свидетельствует о том, что гидротермально-метасоматическая зональность (ГМ-зональность) рудного поля была сформирована в тесной взаимосвязи с процессом внедрения и длительного становления Рябинового сиенитового массива. Гумбеиты, как наиболее приближенные по времени к процессу рудообразования гидротермалиты, отличаются ярко выраженным накоплением Au, Ag, Cu, Mo, Bi и в меньшей степени Ba, Pb, Sb и As. Скарны и пропилиты ха-

рактризуются многократным (сверх фоновых значений) накоплением Li, а также Sr, Ba, сидерофильных (Co, Ni, Cr Mn, Ti) и редкоземельных элементов. Фениты, наиболее масштабно проявившиеся, как внутри самой интрузии, так и в ближайшем ореоле ее контактового воздействия, по сравнению с другими ГМ-образованиями отличаются незначительными накоплениями редкоземельно-редкометальной (Nb, Zr, Sn, Be, Y, LREE, MREE, HREE) и радиоактивной (U, Th) групп элементов. Выявленные элементы строения аномального геохимического поля во многом унаследуют закономерности строения ГМ-зональности с концентрически-зональным мотивом в распределении положительных геохимических ореолов. Ядро этой зональности в пределах интрузии слагают комплексные геохимические ореолы Au+Ag+Cu+Bi и Ba+Mo состава, а ее периферию – в приконтактовой области массива среди вмещающих пород докембрия – геохимические ореолы Nb+Zr+Y+REE+U+Th, Co+Ni+Cr и Sb+Hg+As составов, что обусловлено проявлением здесь процессов фенитизации и сменяющих их во времени процессов скарнирования и пропилитизации.

4. В породах Рябинового массива, а также в минерализованных сиенитах и рудах связанного с ним золото-медно-порфирового месторождения, тенденцию к концентрированию испытывают одни и те же элементы - Ba, Sr, W, Mo, Au, Ag, Cu и Pb. Однако уровни концентрации элементов на месторождении достигают промышленных значений, в сотни и тысячи раз превышающих их кларковые значения. При этом процесс рудообразования шел на фоне привноса в среду минералообразования калия (до 12–14%) и многократного уменьшения содержаний натрия (0.2–0.7%). То есть ультракалиевый характер щелочной специализации пород массива хорошо согласуются с ультракалиевой специализацией гидротермалитов микроклин-серицит-карбонатного состава, вмещающих Au-Cu-Mo порфировую минерализацию на Рябиновом месторождении.

5. Впервые на основе использования двух независимых геохронометров U-Pb и Rb-Sr по аксессуарным цирконам и апатитам, а также по пороодообразующим минералам сиенитов и лампрофиров (калиевым полевым шпатам, эгиринам, оливинам и биотитам) показан практически идентичный (нижнемеловой) возраст их кристаллизации, находящийся в интервале 120–147 млн лет. Датирование рудоносных гумбеитов Рябинового месторождения двумя независимыми геохронометрами (Rb-Sr и Re-Os) по калиевым полевым шпатам, серицитам и сульфидам (пиритам и халькопиритам) дало возраст их формирования, находящийся в интервале 129–130 млн лет. На этом основании делается вполне обоснованный вывод о том, что выявленная в пределах рудного поля гидротермально-метасоматическая зональность и Au-Cu рудная минерализация в гумбеитах Рябинового месторождения парагенетически связаны друг с другом и с процессом внедрения и длительного становления Рябинового сиенитового массива.

6. Все вышеприведенные петрографические, петрохимические, геохимические и геохронологические данные свидетельствуют о единстве и глубокой взаимообусловленности процессов магматизма и гидротермальной деятельности, проявившихся в пределах щелочно-сиенитового Рябинового массива и связанного с ним одноименного месторождения. Выделяемые в строении массива комплексы интрузивных пород, включая эруптивные брекчии, принадлежат единой антидромно развивавшейся во времени бимодальной магматической серии ультракалиевых пород сиенитового и лампрофир-габбромонцонитового состава. Формирование массива носило антидромный характер и, видимо, было обусловлено процессом взаимодействия мантийного расплава базальтового состава с докембрийскими породами верхней части земной коры Алданского щита с возникновением промежуточного внутрикорового магматического очага высококалиевого расплава на мезозойской стадии тектоно-магматической активизации.

Таким образом, в результате проведенных исследований осуществлена вещественная (классификационная) идентификация магматических пород Рябинового массива на основе современных петрографических, минералогических, геохимических и геохронологических методов исследований. Показано, что большая часть объема пород, участвующих в строении Рябинового массива, принадлежит ультракалийевым щелочнополевошпатовым сиенитам, сиенит-порфирам и нордмаркитам [6, 10], характеризующимся ярко выраженной литохалькофильной геохимической специализацией на Au, Ag, Pb, Cu, Mo, W, Ba и Sr.

Литература

1. Билибин Ю. А. Послеюрские интрузии Алданского района.— М.- Л.: Изд-во АН СССР, 1941.
2. Билибин Ю. А. Петрография Алдана. Послеюрские интрузии Алданского района. Избр. Труды. т. I, М, Л., Изд-во АН СССР, 1958, с. 264–432.
3. Билибина Т.В., Дашкова А.Д., Донаков В.И., Титов В.К., Щукин С.И. Петрология щелочного вулканогенно-интрузивного комплекса Алданского щита (мезозой). Л., Недра, 1967, 264 с.
4. Дворник Г.П. Серицит-микроклиновые метасоматиты и золотое оруденение Рябиновского рудного поля (Алданский щит). Литосфера, 2009, № 2, с. 56–66.
5. Ким А. А. Минералого-геохимические особенности оруденения одного из щелочных массивов Центрального Алдана. Минералого-геохимические особенности рудных месторождений Восточной и Южной Якутии. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1981, с. 93–108.
6. Классификация магматических (изверженных) пород и словарь терминов. Рекомендации Подкомиссии по систематике изверженных пород Международного союза геологических наук. М., Недра, 1997, 248 с.
7. Кочетков А.Я. Рудоносность щелочных массивов алданского щита. Рябиновское медно-золото-порфировое месторождение. Тихоокеанская геология, т. 25, № 1, 2006, с. 62–73.
8. Кочетков А.Я. Мезозойские золотоносные рудно-магматические системы Центрального Алдана. Геология и геофизика, т.47, № 7, 2006, с. 850–864.
9. Кочетков А.Я., Пахомов В.Н., Попов А.Б. Магматизм и метасоматизм Рябинового рудоносного щелочного массива (Центральный Алдан). Магматизм медно-молибденовых рудных узлов. Новосибирск, Наука, 1989. с. 79–110.
10. Петрографический кодекс. Ред. Богатиков О.А., Петров О.В., Шарпенко Л.Н. СПб, Изд-во ВСЕГЕИ, 2008, 194 с.
11. Угрюмов А.Н., Дворник Г.П. Щелочные рудоносные метасоматиты Рябинового массива (Алданский щит). 1983.
12. Утробин Д.В., Шевченко В.И., Воробьев К.А., Шумбасова Г.А. Объяснительная записка к государственной геологической карте Российской Федерации масштаба 1 : 200 000. Издание второе. Серия Алданская. Лист О-52-VII (Томмот). ГУГГП «Алдангеология», СПб, 2002.
13. Уютов В.И. Мезозойские рудоносные магматогенные системы Алдано-Станового щита (по теме: Мезозойские магматогенно - рудные системы зоны АЯМ и перспективы связанного с ними эндогенного оруденения). Отчет, Алдан, 2003.

ПЕРСПЕКТИВЫ ИЗУЧЕНИЯ ИЗОТОПОВ УРАНА НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ АЛМАЗОВ

Яковлев Е.Ю., Киселев Г.П.

Институт экологических проблем Севера УрО РАН (ИЭПС УрШ РАН), Архангельск, Россия,
e-mail: yakov24lev99@mail.ru

В работе показано, что в выделенном радиохимическим путем суммарном уране образцов из кимберлитовой трубки Карпинского-1 наблюдается существенное отклонение значений отношения альфа-активностей изотопов урана от равновесного, при том, как в сторону избытка, так и в сторону дефицита урана-234. Обсуждены современные теоретические модели, описывающие нарушение радиоактивного равновесия в твердых фазах пород. Предложены основные векторы дальнейшего изучения эффектов нарушений радиоактивного равновесия на месторождениях алмазов, направленные на исследования изотопного состава урана отдельных минеральных фракций.

PROSPECTS FOR THE STUDY OF URANIUM ISOTOPES ON THE FIELDS OF DIAMONDS

Yakovlev E.U., Kiselev G.P.

Institute of Ecological Problems of the North UB RAS (IEPN UB RAS), Arkhangelsk, Russia,
e-mail: yakov24lev99@mail.ru

It is shown that in radiochemical total uranium samples from Karpinski-1 kimberlite pipe there is a significant value deviation of uranium isotope alpha activity from equilibrium as uranium-234 upward bias so downward bias. The current article discusses contemporary theoretical models describing radioactive disequilibrium in solid phases of formations. Research guidelines of radioactive disequilibrium effects in diamond deposits, focused on study of uranium isotopic composition of individual mineral fractions were also suggested.

Актуальность данной темы определяется тем, что изучение изотопного состава урана на месторождениях алмазов необходимо, главным образом, для наиболее полного понимания комплекса ядерных и геохимических природных процессов, приводящих к пространственному перераспределению изотопов урана в рудах и вмещающих горных породах. Это в свою очередь позволит открыть путь к пониманию закономерностей миграции радионуклидов в пределах рудных месторождений, позволит определить механизмы и скорости преобразования рудного вещества на современном этапе.

Первые исследования изотопного состава урана проводились на заре развития ядерной индустрии в районах урановых месторождений, где считалось нормой равновесное отношение ^{234}U и ^{238}U , как в самих рудах, так и в подземных водах омывающих рудные тела. Такое положение дел сохранялось до момента открытия Чаловым П.И. и Чердынцевым В.В. эффекта разделения четных изотопов урана [11].

Радиоактивное равновесие между продуктами распада и родоначальником ряда устанавливается за небольшие (по сравнению с деятельностью геологических процессов) периоды: примерно 1 млн. лет для уранового ряда, 100 тысяч лет для актино-уранового и 100 лет для ториевого ряда. Поэтому в природных соединениях возникших 1 миллион лет

тому назад и не подвергшихся за период своего существования вторичным изменениям наблюдается радиоактивное равновесие во всех радиоактивных семействах [9].

Последовавшими за открытием эффекта естественного разделения четных изотопов урана исследованиями изотопного состава в минералах, рудах и горных породах были установлены значительные отклонения изотопных отношений от равновесных. Одними из первых работ, в которых объяснялось наблюдаемое нарушение радиоактивного равновесия в ряду урана, были труды советских физиков П.И. Чалова и В.В. Чердынцева [9,10]. Обогащение современных осадочных отложений ураном-234, они объяснили воздействием природных вод и захватом неравновесного урана из жидкой фазы. Надо сказать, что и в последующих работах, направленных на изучение неравновесного урана твердых фаз [3, 4, 7], в том числе и в кимберлитовых породах [8], господствовало убеждение, что единственной причиной природного фракционирования урана является взаимодействие в системе «вода-порода».

Интересными, с точки зрения вклада в развитие идей нарушения радиоактивного равновесия в минералах и горных породах, являются работы зарубежных исследователей, теоретические модели которых, обобщены в работе [2]. Но, по мнению Р.В. Богданова [1, 2] в рамках ни одной этих моделей нельзя дать непротиворечивое объяснение наблюдаемым значениям неравновесного урана в твердых фазах по причине того, что объекты литосферы представляют собой сложные многофазные гетерогенные системы.

В последние годы важная роль в области изучения механизмов образования неравновесного урана в твердых фазах принадлежит работам Г.П. Киселева [5, 6]. Многочисленными исследованиями изотопного состава урана на примере различных рудных месторождений были продемонстрированы широкие пределы изменения величины отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}=\gamma$ в кристаллических структурах пород, руд и минералов. Обобщенные результаты этих исследований показаны в виде графика на рисунке 1.

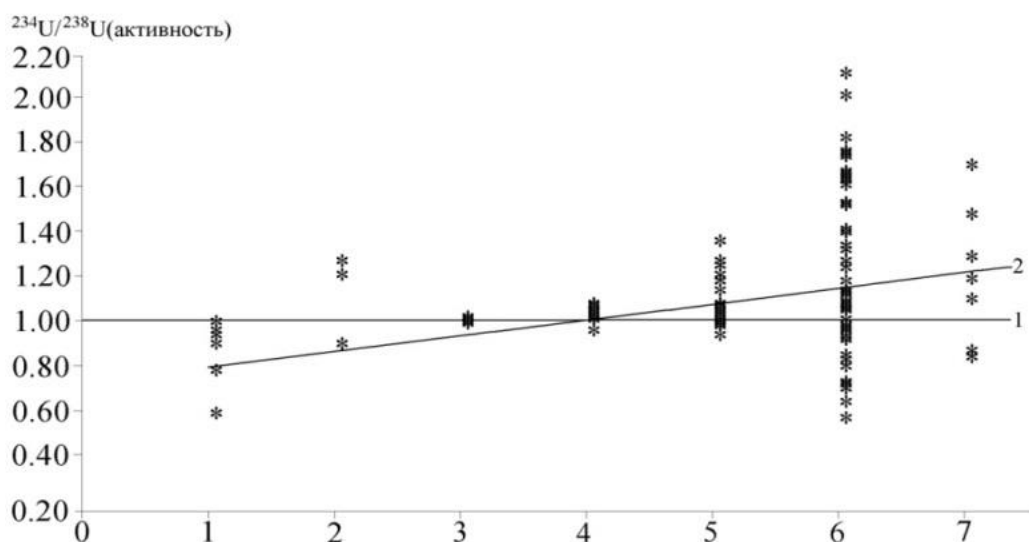


Рис. 1. Распределение изотопного отношения $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ в кристаллических структурах горных пород, руд и минералов по [9]: 1 – слюдистые сланцы, 2 – песчаники, 3 – массивные известняки, 4 – гранитные массивы, 5 – кристаллические рудовмещающие сланцы, 6 – полиметаллические, сурьмяные, ртутные руды, кимберлиты, 7 – минералы.

Установленные закономерности в пространственном распределении величины (γ) позволили автору показать модель образования неравновесного урана в твердой фазе (рис. 2)

и сделать вывод о быстром современном изменении геологической среды в пределах развития оруднения, которое характеризует интенсивность проявления геохимических процессов в миграции элементов.

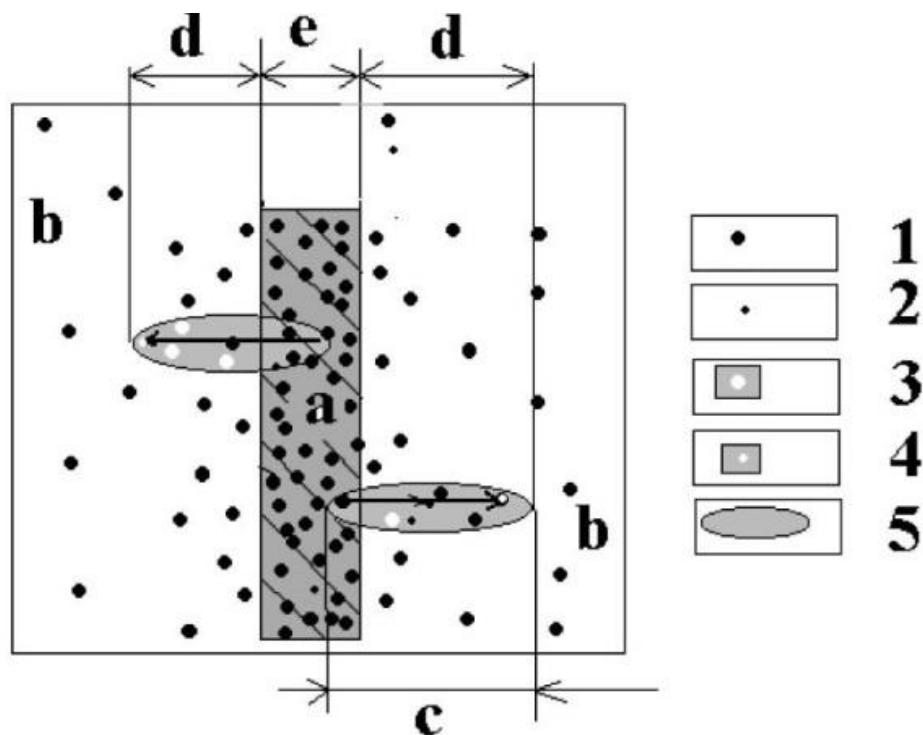


Рис. 2. Модель образования неравновесного урана на границе двух минералов по [9]: 1 – атомы ^{238}U ; 2 – атомы ^{234}U ; 3 – выбитые атомы урана из минерала а; 4 – ядро отдачи; 5 – дефектная область; а – минерал с высокой концентрацией урана; б – минерал с низкой концентрацией урана; с – расстояние пробега ядра отдачи; d – область образования избытка ^{234}U ; е – область образования дефицита ^{234}U .

В таблице представлены данные определения изотопного состава и концентрации урана в пробах алмазоносных и вмещающих пород трубки Карпинского-1 месторождения им. М.В. Ломоносова.

Приведенные данные указывают на существенные различия в содержании урана и величине γ в изученных образцах. Они так же свидетельствуют о значительном отклонении изотопного отношения урана, как в сторону избытка, так и в сторону дефицита изотопа урана-234. Как следует из рассмотренных выше теоретических положений, единственной причиной нарушения радиоактивного равновесия между четными изотопами урана столь древних пород (с возрастом значительно большим, чем период наступления векового равновесия) являются процессы вторичного преобразования вещества, приводящие к пространственному перераспределению дочернего изотопа в пределах массива горной породы состоящей из множества минеральных композиций. Судя по значительным отклонениям от равновесного величины γ в изученных образцах, эти процессы происходят на современном геологическом этапе.

Изотопный состав и концентрация урана в алмазоносных и вмещающих породах трубки Карпинского-1

Проба	Краткое описание пробы	Масса, г	Радиохимия, дата	Концентрация урана, г/г	$^{234}\text{U}/^{238}\text{U} \pm 0.02$, Бк/Бк
Кар-1	Туффит (руда)	10.00	05.11.14	$1.50 \cdot 10^{-7}$	0.96
Кар-2	Туффит (руда)	10.00	07.11.14	$7.80 \cdot 10^{-7}$	1.22
Кар-3	Песчаник красный	10.00	08.11.14	$8.10 \cdot 10^{-7}$	1.45
Кар-4	Песчаник коричневый в контакте с туффитом	10.00	11.11.14	$1.08 \cdot 10^{-6}$	1.16
Кар-5	Песчаник в контакте с туффом	10.00	14.11.14	$1.39 \cdot 10^{-6}$	0.96
Кар-6	Алеврит зеленый	10.00	16.11.14	$1.17 \cdot 10^{-7}$	1.10
Кар-7	Песчаник	10.00	24.11.14	$9.81 \cdot 10^{-7}$	1.60

Таким образом, следующим этапом изучения процессов нарушения равновесия изотопов урана в твердых фазах пород на месторождениях алмазов по модели Г.П. Киселева [6], является исследования обмена атомов отдачи, возникающих при альфа-распаде урана-238 между отдельными минеральными фракциями с различным содержанием урана.

Литература

1. Богданов Р.В., Пучкова Е.В., Парников Н.Г., Сергеев А.С. Радиогенный уран в парагенетических минеральных ассоциациях // Радиохимия. 2011. Т. 53. № 6. С. 549–558.
2. Богданов Р.В. Феноменология межфазового разделения изотопов ^{234}U и ^{238}U в закрытых минеральных системах. // Вестник СПбГУ. 2005. Сер. 4. Вып. 4. С. 77–83.
3. Зверев В.Л., Кравцов А.И., Илупин И.П. и др. Изотопы урана в кимберлитовом магматизме Восточной Сибир // Докл. АН СССР. 1979. Т. 245. № 4. С. 946–950.
4. Иванов К.Е., Кудряшова Р.Г. Эффект разделения изотопов урана в природе и перспективы его использования в геохимических исследованиях / В. сб.: Вопр. прикл. радиогеоол. М., 1963. С. 244.
5. Киселев Г.П. Четные изотопы урана в геосфере. (Институт эколог. Пробл. Севера УрО РАН). Екатеринбург. 1999. – 220 с
6. Киселев Г.П. Прогноз месторождений полезных ископаемых и загрязнения геологической среды уран-изотопными методами. Автореферат дис. на соиск. уч.ст. д. г-м н., Архангельск, ИЭПС УрО РАН, 2005. – 50 с.
7. Сыромятников Н.Г. О межфазовом изотопном обмене $^{234}\text{U}/^{238}\text{U}$ // Геохимия. 1960. № 3. С. 268–273.
8. Титаева Н.А. Использование изотопных отношений тория и урана при изучении процессов вулканизма // Эволюция системы кора-мантия. – М.: Наука, 1986. С. 103–116.
9. Чалов П.И. Изотопное фракционирование природного урана. – Фрунзе: Илим, 1975. – 236 с.
10. Чердынцев В.В. Уран-234. – М.: Атомиздат, 1969. – 299 с.
11. Чердынцев В.В., Чалов П.И. Естественное разделение ^{234}U и ^{238}U // Открытия в СССР. М.: УНИИПИ, 1977. С. 28–31.