

**ТИПОМОРФИЗМ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЛЬНЫХ МИНЕРАЛОВ  
ПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОРОД И AG- И AU МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
(ПРИТАШКЕНТСКИЙ РАЙОН РУЗ)**

*Абдумоминов Ш.А.<sup>1</sup>, Игамбердиев Э.Э.<sup>2</sup>, Азизов А.М.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>Государственная пробирная палата Агентства Драгметаллов РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан,

<sup>2</sup>Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан, E-mail: *erkin.67@inbox.ru*,

<sup>3</sup>Комплексная геолого-съёмочная поисковая экспедиция Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан, E-mail: *azizov\_ahathon@mail.ru*

**TYPOMORPHISM PRECIOUS METAL MINERALS PLUTONIC BREEDS  
AND AG – AND AU DEPOSITS  
(PRITASHKENTSKY AREA, REPUBLIC UZBEKISTAN)**

*Abdumominov Sh.A., Igamberdiev E.E., Azizov A.M.*

**Oro-accessories mineral isolations in mafit – both ultracores and moderately sour plutonic breeds (alloys on the basis of Fe, Ti, Cr, etc.; mineral connections Au-Pd-Fe structures, etc.), and also precious metal minerals of hydrothermal and other deposits contain the disseminated platinum-bearing. Workings out of modern technological schemes of "division-extraction" metals of platinum group are necessary For their development, manufacture and consumption (extraction).**

На серебро – и золоторудных месторождениях Приташкентского района палладиостое золото [1-4] является постоянным носителем Pd (типоморфного). В.И. Вернадский [5] обращал внимание исследователей на обычные присутствия металлов платиновой группы (МПП) в составах природного Au (преимущественно из Pd, Pt, Rh). Он рассматривал, что МПП в Au «растворяются» во всех пропорциях. Исследованиями [2] руд и рудных минералов, преимущественно самородных золота и серебра Ag- и Au формаций были установлены процессы накопления в них МПП. Содержания МПП в образцах самородного Au достигают от значений следы до 15 вес. % (при участиях Pt, Pd и Rh). Более значимые количества Pd формируются за счет частичной или полной компенсации им содержаний серебра.

Примесь Pd в самородном Au в количествах от 3 и более процентов [5] формирует порпечит (AuPd). Содержание примеси Pd в самородном Au на Ag- и Au- ных месторождениях (Кочбулак, Актурпак и др.) достигает значения от 1 % и более. На Ангренском плато (Жызылташсайское рудное поле, Срединный Тянь-Шань) [6] была произведена первая находка порпечита (AuPd). Рудное поле сложено монцодиоритами, гранодиоритами и адамеллитами (карамазарский комплекс, С<sub>2</sub>). Пробность порпечита варьирует от 750–900 до 950. В порпечитах устанавливается типоморфный набор примесей: Fe, Cr, Pt, Pd, Cu, Bi, Hg и др. В минерале примесь Fe достигает до 9-10%, Pd до 2-3% и др.

Повышенные содержания Fe (до 0,1%) в аксессуарных Au – Ag сплавах компенсируются вхождением Pd. В Au-Fe и Au-(Fe,Pd) сплавах относительно высокие содержания Pd рассматриваются как продукты структурного распада (частичного или полного) Fe- и Au-Fe минеральных сплавов (аксессуариев). В результате происходит образование новых минеральных фаз с участием Au- ( $\alpha$ -Fe), Cr и др. В минеральном составе феррита ( $\alpha$ -Fe) (обр. 1049) примеси Co, Ni, P, S и другие благоприятствуют концентрациям Au, Ag и МПГ. В Fe растворимость Au и МПГ достигает до 1,5 ат. % при 850 °С. В ферритах ( $\alpha$ -Fe) некоторый избыток Au и МПГ провоцируют образованиям новых минеральных (включений) форм Au-Ag и др. составов. Господство восстановительных реакций в сравнительно глубинных магматических расплавах обуславливает “загрязнение” исходных горных пород аксессуарными интерметаллидами (наноминеральные формы нахождения Au-Fe, Au-Fe-Pd, Au-Pd и других составов, включая Fe и, возможно, Cr)

Крупные гранитоидные плутоны (монцодиориты, адамеллиты, гранодиориты, карамазарский комплекс,  $C_2$ ) и лампроитовые диатремы (мафит-ультрамафитовый комплекс с повышенной калиевой щелочностью,  $P_1$ -K) содержат [6] рудно-аксессуарные минеральные обособления (сплавы, интерметаллиды Au-Pd-Fe составов). На Ag- и Au месторождениях постоянно сопутствуют МПГ. Для освоения практически значимых концентраций аксессуарных благороднометалльных обособлений, производства и их потребления (извлечения) необходимы разработки современных технологических схем “разделения-извлечения” МПГ.

*Актепинское рудное поле (Ag-Co-Ni с Bi-U).* Серебро-полисульфидная (Ag-As) формация. Состав руд: до 4 kg/t Ag; до 2,9% As; 0,1% Co; 0,07% Ni; 0,4% Pb; 0,11% Zn; 0,18% Sb; 0,012% Bi; включая U, Th и др. В рудах суммарные количества МПГ (Pd, Rh, Ru и др.) достигает до 1,10 g/t (в среднем). Относительные концентрации МПГ выражают следующие соотношения:  $Pd \geq Rh \geq Pt \geq \dots$ . В самородном серебре образует родий минеральные выделения (самородный родий). Самородное серебро служит ведущим минеральным концентратом МПГ (Rh, Pd). Порпечит (AuPd) находится в минеральной ассоциации с самородными металлами из Ag, Rh, Ni, включая скуттерудит, лёллингит, раммельсбергит и др.

*Кочбулакское рудное поле.* На рудном поле распространены верхнепалеозойские породы трахиандезит-дацитовый формации (трахиандезиты, туфы, автомагматические брекчии трахиандезитов, дацитов и др.,  $C_3 - P_1$ ). Породы покровной фации формируют кальдерные формы залегания, крылья которых на юге и востоке центриклинально падают под углами 25-30°. По минералого-геохимическим особенностям рудные тела относятся к Au-Te формации с мало- и умеренно сульфидными составами. Теллуриды Au, Ag, Bi, Pb, Sb, Hg, Ni получили необычайно широкое распространение. В самородном Au, кроме основных Au и Ag присутствуют следующие примеси (%): Au (65-98), Ag (от 1-15), Se (0,1), Mo (0,0001), Pd (до 0,0006), Pt (0,0001), Bi (0,1), Pb (0,0926), Hg (0,01), Ra (0,0023), Th (0,1332), U (0,0616). Корреляции между Au, Ag, Pt, Pd практически отсутствуют [1]. В ассоциации с Bi, Te, Se, Cu, Hg, Fe, Sb, Pt, Pd содержание Pt достигает от < 100 до 550 г/т, Pd от < 100 до 300 г/т. Теллуриды Au, Ag, Bi, Sb, Hg, Pb, сульфотеллуриды Bi, сульфостаннаты, сульфовисмутиды, включая самородные (Bi, Te, Ag и др.), твердые растворы и интерметаллиды на основе Au, Ag, Pd и др. рассматриваются показателями видового минерального разнообразия руд.

Палладистое золото без разложения частично или полностью замещается петцитом [1, 3]. В.И. Вернадский [5] для порпецита подметил, что выделения минерала находятся в губчатых формах, а также образуют шарообразные конкреции, пленки, пластинчатые выделения, полиэдры и простые зерна. Порпецит на месторождениях Au-Te формаций образует сложные сростки (монокристаллы, кубооктаэдрической формы) с размерностями от менее 0,05 до 0,1-0,3 мм. Минерал соломенно-желтый, находится в ассоциации с петцитом, алтаитом, гесситом, теллурантимоном, блеклорудными минералами и др. В составе порпецита в низких концентрациях присутствуют Fe, Cu и некоторые другие примеси (примерно, 0,01 вес. %), примесь Pt вероятно обусловлена за счет минеральной формы платинистого Au (AuPt). Порпецит в рудах Au-Te, реже Au-Ag и Ag-As формаций образует более тесные связи с золотом высокой пробы (от 750 до 900 ‰ и более). В рудах и рудных минералах Ag- и Au месторождений [1] постоянно присутствуют МПГ. На Pt, Pd и Rh приходятся практически интересные количества МПГ. Палладий в самородном золоте месторождения Кочбулак (Au<sub>3</sub>Ag, Au<sub>2</sub>Ag, Au<sub>8</sub>Au и др.) растворяется частично (от 3 и более %) [5] или полностью (Актурпак, Актепа).

В кристаллической решетке самородного Au допускается изоморфное замещение Au серебром. Не исключается "сродство" Au с Ag, Pd, Rh. Корреляционные зависимости Au, Ag и Pd выражают следующие соотношения:

$$q^+ [(Au, Ag) + Pd] = - 0.074;$$

$$q^- [(Au, Ag) - Pd] = + 0.728,$$

Освобожденное Ag от природного самородного Au накапливается в составах петцита, гессита, пираргирита и других рудных благороднометалльных минералов.

#### Выводы

1. В рудах Ag- и Au месторождений характерно присутствие аксессуарных выделений палладистого золота (Кочбулак, Актурпак, Актепа и др.). Тесные минеральные ассоциации Au и МПГ "легкого ряда" (Pd, Pt, Rh) служат показателями платиноносности объектов. В составах руд промышленных месторождений постоянно присутствуют тонкопримесные содержания Pd, Rh и Pt.

2. Самородное золото Ag- и Au месторождений накапливает Pd (порпецит) и другие примеси Pt, Fe и др. (изоморфные или кластерные формы). Самородное Ag (Лашкерек, Актепа, Реваште и др.), в отличие от самородного Au служит носителем повышенных концентраций Rh, Pd.

3. На Ag- и Au месторождениях в минеральных формах присутствуют МПГ "легкого ряда" (порпецит, аллопалладий, палладий, платина, родий и др.). На этих месторождениях практически отсутствуют МПГ "тяжелого ряда" и их минеральные формы (сперрилит, куперит, поликсен, лаурит, иридарсенит, самородные рутений, осмий и др.).

4. На месторождениях Ag- и Au формаций совместно с основными рудослагающими (Au Ag) компонентами присутствуют примесные Pt, Pd, Rh, обуславливая комплексность минерального состава руд.

#### Литература

1. Тимофеева Т.С., Мансуров М.М., Голошуков М.М. и др. О палладистом золоте Кочбулака // Узб. геол. ж., 1978, №5, с. 40–42.
2. Тимофеева Т.С. Порпецит // Минералы Узбекистана. Ташкент: Фан, 1975, Т. I, с. 44.

3. Тимофеева Т.С. Особенности минерального состава руд месторождения Курутегерек// Зап. Узб. отд. ВМО, Ташкент: Фан, 1976, вып. 29, с. 33–35.
4. Юсупов Р.Г., Тимофеева Т.С., Мусаева М.М. Платиноносность Тянь-Шаня // Геохимическое изучение использования недр. – 1995, №5, с. 3–18.
5. Вернадский В.И. Избранные сочинения М.: изд-во АН СССР, Т. II, 1955. 615 с.
6. Юсупов Р.Г. Геохимия пород интрузивного магматизма. Ташкент: Фан, 1983, 143 с.
7. Уклонский А.С. Проблемы минералогии и геохимии Ташкент: Фан, 1982, 200 С.

## САМОРОДНОЕ ЗОЛОТО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛИСТВЕНИТОВОГО ТИПА МУРАШКИНА ГОРА (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

*Артемьев Д.А., Блинов И.А., Анкушев М.Н.*

ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия, E-mail: [artemyev@mineralogy.ru](mailto:artemyev@mineralogy.ru)

На месторождении золота Мурашкина гора в ультрабазитах Главного Уральского разлома золоторудная минерализация часто связана с сульфидами (пирит, халькопирит и галенит) в лиственитах, талькитах и кварцевых жилах. Золото из различных вмещающих пород имеет достаточно однородный и выдержанный состав, в котором выделяются 3 типа: I тип имеет средние содержания золота 71.6%, II тип – 80.0% Au, III тип – 97.7% Au. Первые два типа золота встречаются совместно в талькитах и лиственитах, но для талькитов больше характерен II тип, а для лиственитов – I тип. Временное соотношение первых двух типов не установлено, однако третий тип, представленный высокопробным золотом, является более поздним, поскольку встречается в виде прожилок и кайм в золоте первых двух типов.

## NATIVE GOLD FROM MURASHKINA GORA LISTVENITE-TYPE DEPOSIT

*Artemyev D.A., Blinov I.A., Ankushev M.N.*

IMin UB RAS, Miass, Russia, E-mail: [artemyev@mineralogy.ru](mailto:artemyev@mineralogy.ru)

Gold mineralization from Murashkina Gora deposit in ultrabasites of the Main Urals Fault zone is associated with sulfides (pyrite, chalcopyrite, galena) in listvenites, talcites and quartz veins. Gold from different host rocks has often homogeneous composition and forms three types: I type with average Au contents 71.6 mas. %, II type – 80.0 mas. % Au, III type – 97.7 mas. % Au. I and II gold types are typical for talcites and listvenites, and II Au type is more representative for talcites, than I Au type – for listvenites. Time correlation of I and II types is unidentified, however, III type of high-grade Au is later and presented as veins and framings in I and II Au types.

Месторождение золота Мурашкина гора расположено в 0.5 км к северу от пос. Архангельский. Оно входит в состав Архангельской золоторудной площади, которая располагается в южной части Миасского золоторудного района. На этой территории известно около десятка месторождений и рудопроявлений золото-лиственитового, золото-талькитового и золото-сульфидно-кварцевого типов [2]. Архангельская золоторудная площадь локализована в самой западной полосе серпентинитов Главного Уральского разлома, относящейся к Таловско-Кемпирсайскому сутурному поясу ультрабазитов. Пояс является частью Присакмаро-Вознесенской структурно-формационной зоны, в северной части ограничивая вулканогенно-осадочные отложения круглогорского аллохтона Ирландыкской палеоостровной дуги.

Месторождение Мурашкина гора было открыто в 1930 г. и до 1949 г. обрабатывалось карьерами и шахтами. В настоящее время законсервировано и отнесено к перспективным с балансовыми запасами 1352 кг золота, прогнозные запасы для открытой добычи оцениваются более чем в 3 т [1]. Рудная зона месторождения представлена 3 золотоносными линзами лиственитов и несколькими линзами талькитов, сформировавшимися по тальк-карбонатным метасоматитам и серпентинитам. Породы рассечены

многочисленными кварцевыми и карбонатными жилками. Протяженность рудной зоны составляет около 400 м при ширине до 60 м, простирание субмеридиональное. На месторождении выделяется три типа золотоносных пород: 1) талькиты, 2) листвениты, 3) сульфидно-кварцевые жилы, сопряженные с лиственитами [4]. Целью работы явилось установление состава и морфологии золота из разных вмещающих пород и его распределения по рудному полю месторождения Мурашкина гора.

Тела лиственитов имеют субвертикальное падение в длину достигают 150–200 м при мощности до 40 м. Листвениты обычно окаймлены тальк-карбонатными породами и карбонатизированными серпентинитами на всем протяжении рудной зоны.

Они приурочены к контакту дайки плагиогранитов, известняков и туфов каменноугольного возраста. Дайка имеет субмеридиональное простирание при мощности 30–60 м и ограничивает рудную зону с севера и северо-востока. Плагиограниты представлены светлыми березитизированными разностями с высоким содержанием кварца. Вдоль контакта в них равномерно распределена вкрапленность пирита, представленного псевдоморфозами лимонита по пириту, размером до 7 мм. Контакты плагиогранитов с лиственитами сильно расланцованы и содержат тальк.

На рудном поле выделено нескольких типов лиственитов с различным соотношением кварца, карбонатов, талька, фуксита и сульфидов, а также секущих их кварцевых жил и прожилков. Вмещающие золото листвениты содержат прожилково-вкрапленную пиритовую и халькопиритовую минерализацию, часто окисленную. Содержание золота в лиственитах неравномерное «кустовое», извлечение при добыче гравитационными методами варьирует в пределах 1.6–3.1 г/т [2].

Тальк-карбонатные метасоматиты, включая сильно до слабо оталькованные породы, располагаются вдоль контакта серпентинитов с плагиогранитами, известняками и туфами. Породы серого, светло-желтого до светло-коричневого цвета сложены тальком, магнезитом, доломитом и кальцитом и содержат включения магнетита, хромита, гематита и лимонита. Соотношение породообразующих минералов сильно варьирует. Часто тальк-карбонатные породы ожелезнены включениями псевдоморфоз лимонита по пириту. К западу они сменяются карбонатизированными, а затем и неизменными апогарцбургитовыми серпентинитами, которые, в свою очередь, ограничиваются полосой расланцованных туфов и туфопесчаников с прослоями слюдисто-кремнистых и кремнистых сланцев.

На контактах лиственитов с тальк-карбонатными породами развиты линзовидные тела талькитов, также наблюдающиеся в лиственитах в виде прослоев небольшой мощности. Длина зон с талькитами достигает 100 м, мощность – от нескольких сантиметров до 10 м. В талькитах отмечена различная степень расланцованности и вкрапленности сульфидов, которые практически всегда окислены. Тальк изменяется от белесых, светло-серых, рыжеватых, желтоватых мелкозернистых до серых, светло-зеленых, благородных крупнокристаллических разностей. По данным извлечения при добыче содержания золота в талькитах составляют 3.1 г/т [2], а по данным химических анализов – достигают 9.6 г/т [5].

Листвениты и талькиты рассечены кварцевыми и карбонатными жилами и прожилками, мощностью от первых миллиметров до 2–3 м. Кварц в жилах – молочно-белый, реже серый и желтоватый. Мощные жилы молочно-белого кварца часто не содержат видимых сульфидов, лишь на контактах развиваются железистые охры. Небольшие

кварцевые жилы и прожилки сетчатого типа содержат включения фуксита, а также гнезда и вкрапления пирита, халькопирита, галенита и золота. Содержания золота в кварцевых прожилках из тальцитов по данным химических анализов составляют 6.5 г/т [5].

Сульфиды представлены пиритом и, в меньшей степени, халькопиритом и галени- том. Пирит встречается во всех типах пород на всем протяжении рудного поля в виде гнездовидных стяжений размером до 2–3 см, прожилковидных и вкрапленных выделе- ний размером до 3 мм. Окисленный до лимонита пирит образует вкрапленность в лист- венитах, тальк-карбонатных породах, плагиогранитах и кварцевых жилах в централь- ной и северной частях рудного поля и мелкие гнезда с охрами – в талькитах и тальк- карбонатных породах, а также на контактах многочисленных кварцевых жил. Халько- пирит выявлен в виде сильно окисленных мельчайших вкраплений и малахитовых ко- рочек в лиственитах центральной части рудного поля, часто связанных с кварцевыми прожилками. Галенит обнаружен в виде скоплений размером до 2 мм в молочно-белых кварцевых прожилках в центральной части рудной зоны. По данным Н. И. Бородаевского [2] наибольшая кустовая золоторудная минерализация связана с галенитом и халькопиритом.

При опробывании были отобраны и промыты золотоносные рыхлые отложения из северной, центральной и южной части рудной зоны месторождения. В первой пробе (МГ-10) массой около 35 кг, отобранной из рыхлых бурых охр на контакте кварцевой жилы с гранитами и прослоями лиственитов в северной части рудного поля, знаков зо- лота не обнаружено.

В шлиховой пробе МГ-11 массой около 60 кг, отобранной из рассланцованных ожелезненных тальцитов в центральной части рудного поля, обнаружено 20 знаков зо- лота размером от 0.1 до 0.4 мм. Золото характеризуется удлиненной, пластинчатой, ка- вернозной и дендритоподобной морфологией (рис. 1).

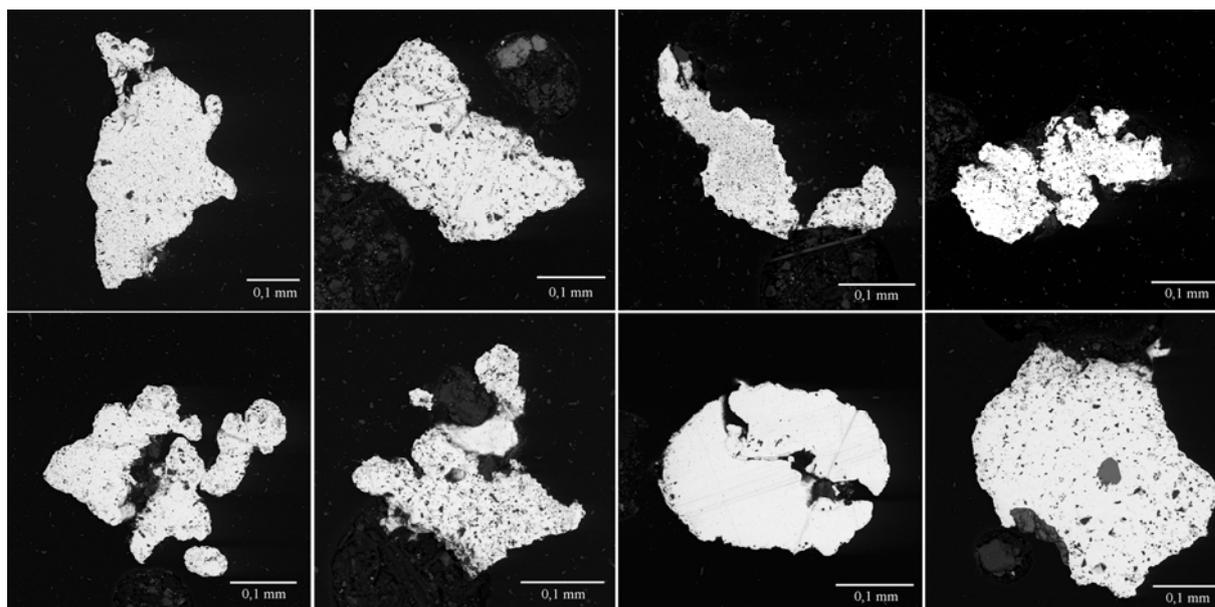


Рис. 1. Морфология зерен золота из элювиальных шлиховых проб месторождения Мураш- кина гора.

В кавернах содержится бурый охристый материал. Золото имеет многочисленные включения кварца размером 1–25 мкм. По содержаниям серебра в химическом составе, золото можно разделить на два типа: I тип – с содержаниями золота варьирующими в пределах 71–74% (пик на гистограмме составов в среднем приходится на 72.5% Au); II тип – с содержаниями в пределах 76–84% Au (пик на гистограмме составов в среднем приходится на 80.0% Au). Причем количественно второй тип преобладает над первым в несколько раз. В некоторых зернах золота наблюдаются мелкие прожилки мощностью от 1 до 5 мкм и каймы по краям зерен высокопробного золота, с содержаниями варьирующими в пределах 94.1–99.4% Au (табл. 1).

Таблица 1

**Составы золота из различных пород месторождения Мурашкина гора**

№ п.п.	Проба	Характеристика пробы	Тип золота	Состав, мас. %		Количество анализов
				Au	Ag	
1	МГ-11	Рыхлый субстрат из контакта кварцевой жилы с талькитами. Талькиты (элювий)	I тип	70.9–74.3	25.7–29.1	7
				72.5	27.5	
			II тип	75.7–84.1	15.9–24.3	28
				80.0	20.0	
			Прожилки в золоте (III)	94.1–99.4	0.6–5.9	3
96.3	3.7					
2	МГ-12	Рыхлый субстрат из выработки с лиственитами и кварцевыми жилами. Листвениты (элювий)	I тип	66.0–73.7	26.3–34.0	9
				70.8	29.2	
			II тип	79.3–81.1	18.9–20.7	6
				80.0	20.0	
			Прожилки в золоте (III)	98.0–98.4	1.6–2.0	2
98.2	1.8					
3	МГ-27	Золото в тальк-карбонатной породе на контакте с кварцевой жилой (in situ)	I тип	69.8–72.8	27.2–30.2	10
				71.6	28.4	
			Вкрапление	91.1	5.8 *	1
4	Итого по месторождению		I тип	66.0–74.3	25.7–34.0	26
				71.6	28.4	
			II тип	75.7–84.1	15.9–24.3	34
				80.0	20.0	
			Прожилки в золоте (III)	94.1–99.4	0.6–5.9	5
97.7	2.3					

Примечание: анализы выполнены на СЭМ Tescan Vega 3 sbu с ЭДС Oxford Instruments X-act (аналитик И. А. Блинов). В столбце «Состав» сверху – разброс значений, внизу – среднее. Составы нормализованы на 100 %. \* – в анализе определены содержания меди 3.1 мас. %

В пробе рыхлых отложений МГ-12 массой около 35 кг из глубокой выработки в карьере, пройденном в лиственитах, было обнаружено 8 знаков золота размером от 0.05 до 0.3 мм. Состав золота аналогичен золоту из пробы МГ-11 (см. табл. 1). Здесь также выделяются два типа составов золота с содержаниями 66–74% (среднее 70.8% Au) и 79–81% (среднее 80% Au), где первый тип несколько преобладает над вторым. Золото пробы МГ-12 также характеризуется каймами обрастания и прожилками высокопробного золота (98–99% Au). Наличие высокопробного золота в зернах, не зависит от типа золотин, они встречаются как в I, так и во II типе. В одном из зерен золота было обнаружено включение никельсодержащего пирита (Ni до 1.43 мас.%) и окисленного пирита.

На контакте кварцевой жилы мощностью 3.5 см с тальк-карбонатным метасоматитом и серым лиственитом в южной части месторождения было обнаружено зерно самородного золота размером 0.35 мм в тальк-карбонатной породе среди тонких зеленых примазок малахита (обр. МГ-27). Зерно характеризуется округлой формой, кавернозной поверхностью с охристым материалом. По данным электронной микроскопии золото содержит многочисленные нерудные включения размером от 1 до 30 мкм. Состав золота в зерне целом выдержан (см. табл. 1) и варьирует в пределах 71.9–72.8% Au и близок I типу золота из шлиховых проб. Вокруг видимого золота в тальк-карбонатной породе и кварцевой жиле обнаружены многочисленные мельчайшие вкрапления золота размером от 1 до 20 мкм сходного состава, варьирующие в пределах 69.8–72.3% Au.

Таким образом, на месторождении золота Мурашкина гора в ультрабазитах Главного Уральского разлома золоторудная минерализация часто связана с сульфидами (пирит, халькопирит и галенит) в лиственитах, талькитах и кварцевых жилах. Золото из различных вмещающих пород имеет достаточно однородный и выдержанный состав, в котором выделяются 3 типа: I тип имеет средние содержания золота 71.6%, II тип – 80.0% Au, III тип – 97.7% Au. Первые два типа золота встречаются совместно в талькитах и лиственитах, но для талькитов больше характерен II тип, а для лиственитов – I тип. Временное соотношение первых двух типов пока неясно, однако третий тип, представленный высокопробным золотом, является более поздним, поскольку встречается в виде прожилков и кайм в золоте первых двух типов.

Зависимость состава золота от вмещающих пород достоверно не установлена. Возможно, генерации золота связаны с различными стадиями рудоотложения, выраженные разными сульфидными парагенезисами. Сходные данные с несколькими генерациями золота ранее получены по золото-лиственитовым месторождениям Алтын-Таш и Мечниковское [3], расположенные в той же структуре. Задачей дальнейших работ является изучение золотоносности кварцевых жил и гранитоидов, а также выявление зависимости состава золота от вмещающей среды.

Авторы благодарят за помощь и ценные советы профессора В.В. Зайкова и к.г.-м.н. И.Ю. Мелекесцеву.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов РФФИ 12-05-31483 мол\_а и 11-05-00187-а.*

## **Литература**

1. Бабкин В.В., Левит А.И. Отчет Восточно-Уральского ГСО о результатах группового геологического доизучения масштаба 1:50 000 в Чебаркульском и Уйском районах и на территории г. Миасса Челябинской области РСФСР и Учалинском районе Башкирской АССР за 1977–1982 годы. 1982ф.
2. Бородаевский Н.И. Типы золоторудных месторождений, подчиненных ультраосновным породам в Миасском и Учалинском районах Южного Урала // В кн.: 200 лет золотопромышленности Урала, Свердловск, 1949. С. 316–330.
3. Мелекесцева И.Ю., Котляров В.А., Зайков В.В., Юминов А.М.. Минералы золота и серебра Мечниковского и Алтын-Ташского золоторудных месторождений в лиственитах, Южный Урал // Минералогия Урала – 2011. VI Всероссийское совещание. Миасс-Екатеринбург: УрО РАН, 2011. С. 111–115.
4. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А. Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами (на примере Урала) // Литосфера, 2002. № 4. С. 63–77.
5. Трофимова В.А., Обухова В.С. Объяснительная записка к карте золотоносности масштаба 1:200000 по Челябинской области (Уфалейско-Миасский р-н). 1965ф.

## ЗОЛОТО-ТЕЛЛУРИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В КВАРЦЕВЫХ ЖИЛАХ ХАРБЕЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ПОЛЯРНЫЙ УРАЛ)

*Астахова И.С.*

ИГ КомиНЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия, E-mail: [astakhova@geo.komisc.ru](mailto:astakhova@geo.komisc.ru)

**Золото-теллуридная минерализация обнаружена в рудоносной зоне Харбейского месторождения в кварцевых жилах в виде прожилков и в трещинах в ассоциации с халькопиритом и сульфовисмутами свинца и меди. В рудных зонах Харбейского месторождения установлено 11 минералов из группы сульфотеллуридов висмута. Золото-висмут-теллуридная минерализация является наиболее чувствительной к изменению геологической обстановки. Смена парагенетических ассоциаций указывает, что поздняя гидротермальная деятельность на Харбейском месторождении происходила в диапазоне температур 240–300°C с варьирующими фугитивностями серы, теллура и висмута.**

## GOLD-TELLURIUM MINERALIZATION IN QUARTZ VEINS IN THE KHARBEYSKOE DEPOSIT (POLAR URALS)

*Astakhova I.S.*

IG Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia, E-mail: [astakhova@geo.komisc.ru](mailto:astakhova@geo.komisc.ru)

**Gold-tellurium mineralization has been found in ore-bearing zone of the Kharbeyskoe deposit in quartz veins as veinlets and in cracks, associated with khalkopyrite and sulphobismuths of lead and copper. In the ore zones of the Kharbeyskoe deposit 11 minerals from the group of bismuth sulphotellurides have been determined. The gold-bismuth-telluride mineralization is the most sensitive to the change of geological environment. The change of paragenetic associations specifies to that late geothermal activity in the Kharbeyskoe deposit occurred within temperature range 240-300°C with varying fugacities of sulphur, tellurium and bismuth.**

Открытое в 1944 году Харбейское месторождение является достаточно хорошо изученным объектом. Геологическое строение, особенности тектонического районирования, магматизм и метаморфизм изучались А.К. Поляковым, А.А. Юсуповым, В.Н. Охотниковым, Т.А. Фомиченко, А.А. Пыстиным [5, 6]. Наиболее детальное описание минералогической организации месторождения дано в работах В.Н. Охотникова, Д.Н. Литошко и В.И. Силаева [2, 3]. Однако, современные научные подходы и аналитические методы позволяют расширить и дополнить новыми геологическими данными уже исследованные объекты.

В научной литературе накоплен огромный материал по описанию новых минеральных видов, минеральных ассоциаций теллуридов в месторождениях различного генетического типа и металлогенической специализации, так как данный тип минерализации является наиболее чувствительным к изменению геологической обстановки [4, 7, 8, 10]. Особый интерес представляют золото-теллуридный тип месторождений, богатый не только теллуридами, но и промышленными запасами золота. В генетико-информационном плане наиболее интересны минеральные ассоциации с участием теллуридов висмута и свинца [4].

Рассматриваемая минерализация обнаружена в рудоносной зоне Харбейского месторождения в кварцевых жилах в виде прожилков мощностью до 2 мм и в трещинах в ассоциации с халькопиритом и сульфовисмутами свинца и меди. В рудных зонах Харбейского месторождения известно к настоящему времени восемь минералов: теллуrowисмутит, тетрадимит, цумоит, сульфоцумоит, хедлейит, жозеит, ингодит.

Наибольшим распространением пользуется жозеит. Предыдущими исследованиями установлено, что на месторождении встречаются жозеит-А, жозеит-В и «промежуточный» жозеит [2, 3]. В исследованных образцах нами обнаружен лишь жозеит-А. Минерал встречается в виде отдельных удлиненных зерен, игольчатых выделений размером 0,2–0,3 мм, заполняет трещины или находится в интерстициях минерального пространства. В галените встречены включения жозеита-А неправильной изометричной формы, размер которых достигает от 0,002 до 0,01 мм. По жозеиту чаще всего развиты англезит и чилуит. Соотношение  $Te/Te+S$  в составе жозеита-А варьирует в пределах 0,29–0,33. В качестве элементов-примесей в жозеите присутствуют свинец и медь, в одном из образцов установлен торий. Наиболее высокие концентрации достигает свинец (до 10 масс. %) [1].

Впервые на Харбейском месторождении из группы тетрадимита обнаружены баксанит и строкаит. Баксанит ассоциирует с сульфосолями свинца, меди и висмута и с другими теллуридами. В образце баксанит представлен отдельными изометричными кристаллами размером до 0,6 мм. Состав баксанита нестехиометричен ( $Bi_{5,39-5,78}Pb_{0,48-0,80}Cu_{0,02-0,03}Te_{1,78-1,81}S_{2,73-3,16}$ ). Минерал отличается дефицитом висмута и теллура. Важным дополнительной примесью для баксанита является свинец, содержание которого достигает 10 масс. %. Данный элемент компенсирует недостаток катионов, но только по данным структурного исследования может быть однозначно определена роль Pb в баксаните.

В тонком срастании с баксанитом установлен строкаит. Микрозондовые исследования установили стехиометричность в составе минерала  $Bi_{2,81-2,91}Pb_{0,20-0,23}Te_{0,89-0,91}S_{1,94-2,22}$ . В одном из анализов содержание свинца достигает 5 масс. %. Ввиду единичного обнаружения и небольшого размера выделений данные исследования требуют дополнительного изучения.

В результате предыдущих исследований на Харбейском месторождении из данной серии установлены теллуrowисмутит и хедлейит [2, 3]. В исследованных образцах диагностирован лишь хедлейит. Минерал прослежен в срастании с галенитом, сульфовисмутитами, самородным висмутом в виде микроагрегатов и отдельных выделений размером от 0,06 до 0,1 мм. Химический состав минерала близок к теоретическому  $Bi_4Te_6$ .

Микрозондовый анализ установил самородный висмут в ассоциации с сульфосолями и сульфотеллуридами. Висмут встречается в виде таблитчатых и неправильных форм выделений, локализованных в кварце. Размер выделений достигает до 0,05 мм. Состав висмута характеризуется незначительными примесями золота, свинца, меди, сурьмы. Наиболее часто присутствует сера до 1%. При окислении зерен самородного висмута обнаружены реакционные каемки преимущественно сложенные бисмитом. Зачастую данная ассоциация сопровождается кехлинитом, который выполняет трещины или развивается по бисмиту.

Из самородных элементов в исследованных образцах обнаружено золото. В кварцевой матрице зерно золота овальной формы, размер которого достигает 15 мкм. Обнаружено тесное сростание золота с самородным висмутом. Химический состав золота практически постоянен с узким диапазоном содержания примеси Ag (до 22.37 масс.%). Пробность золота колеблется от 852 до 859 ед.

Последовательность кристаллизации минерализации на Харбейском месторождении происходит по следующей схеме: сульфовисмуты → висмут → жозейты+тетрадимит+алексит → хедлейит+верлит+теллуrowисмутит → галенит+Ag-Te минералы [2, 3].

Большая часть минеральных сообществ принадлежащих к системе Au-(Cu) – Pb – Bi – S кристаллизуются в интервале между 200 и 400 °С [9]. При изменении окислительно-восстановительных условий, химического потенциала серы и кислотно-основных свойств растворов (от кислых к нейтральным – слабощелочным) идет разложение сульфосолей. Растворы насыщаются висмутом, свинцом и медью. В этих условиях происходит отложение самородного висмута при температуре ниже 271 °С [10]. Как установлено исследованиями, теллуридная минерализация является более поздней. С привнесом теллуросодержащих растворов кристаллизуются сульфотеллуриды Bi-Pb и висмутсодержащий галенит. Сосуществование висмута, хедлейита и висмутина считается характерными для золотоносных месторождений скарнового типа [9]. Экспериментальные исследования установили, что данная ассоциация существуют ниже 266 °С. Тот факт, что хедлейит и висмутин показывают максимальное содержание Bi и соотношение  $Te/(Te+Se+S) \geq 1$ , свидетельствует о высокой активности Bi и низкой фугитивности Te в гидротермальном растворе [4, 8].

Для скарнов, в парагенезисе которых находятся халькопирит, молибденит, пирротин, пирит, сфалерит, галенит и второстепенные минералы (золото, арсенопирит, висмут, висмутин, борнит, теллуриды) установлено, что при температуре 241 °С с участием H<sub>2</sub>O и CO<sub>2</sub> образуется ассоциация висмута и золота [9, 10]. Отсутствие серебро-теллуридной ассоциации свидетельствует о снижении фугитивности теллура и снижении температуры.

Таким образом, на фоне регрессивной направленности температурных условий формирования минерализации Харбейского месторождения поздняя редкометалльная стадия Харбейского месторождения характеризуется сменой минеральных парагенезисов в диапазоне температур 240–300 °С с варьирующими фугитивностями серы, теллура и висмута.

## Литература

1. Астахова И.С. Рудная минерализация Харбейского месторождения Полярного Урала // Материалы 20-й научной конференции: Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента. Сыктывкар, 2011. С. 15–18.
2. Литошко Д.Н. Топоминералогия медно-молибденовой рудной формации Полярного Урала. Л: Наука, 1988. 212 с.
3. Силаев В. И. Эволюция минералообразования в гидротермальных палеосистемах. Л: Наука, 1989. 264 с.
4. Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А. Минералы системы Au-Ag-X, где X=S, Se, Te в эпитеpмальных обстановках как индикаторы условий минералообразования // Матер. Годичного собрания РМО, 2008 с. 1–6.
5. Уляшева Н. С. Термодинамическая эволюция метаморфизма пород харбейского комплекса (Полярный Урал) // Вестник Институт геологии КомиНц УрО РАН, №9. 2011. С. 2–6.

6. Юшкин Н.П., Фишман М. В., Голдин Б. А. и др. Металлогенетический очерк вольфрамовой минерализации севера Урала. Л., Наука. 1972. 195 с.
7. Cook N., Ciobanu C., Stanley C. Compositional data for Bi–Pb tellurosulfides. *The Canadian mineralogist*, 2007. Part 3. Vol. 45. P. 417–435.
8. Dimitrova D., Kerestedjian T. Bismuth minerals in the postkarn sulphide-arsenide mineralization in the Martinovo iron deposit, NW Bulgaria // *Geochemistry, mineralogy and petrology*. Sofia 2006, Vol. 44, P. 19–32.
9. Mladenova V., Kerestedjian T., Dimitrova D. Ag-Cu-Pb-Bi mineralization from the Svishti Plaz gold deposit, Central Balkan Mountain, Bulgaria. *Geochemistry, mineralogy and petrology*. Sofia. 2001, Vol. 38, P. 55–66.
10. Tomkins A., Pattison R.M., Ronald Frost B. On the Initiation of Metamorphic Sulfide Anatexis. *Journal of petrology*. 2007. Vol. 48, № 3. P. 511–535.

## ЭТАПЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ ГЕТКАНЧИКСКОГО МОЛИБДЕН-ВОЛЬФРАМОВОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ВЕРХНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

*Гиль В.А.*

ФГУП «ВИМС», г. Москва, Россия, E-mail: [vgil@vims-geo.ru](mailto:vgil@vims-geo.ru)

**Дана характеристика молибден-вольфрамовому оруденению Гетканчикского рудного поля. Рассмотрена модель эволюции орудения в связи с процессами кремнещелочного метасоматоза**

## STAGES OF MOLYBDENUM-WOLFRAM MINERALIZATION OF GETKANCHIKSKOE ORE FIELD (VERKHNEE PRIAMURIE REGION)

*Gil V.A.*

Federal state unitary enterprise "All-russian scientific-research institute of mineral resources named after N.M.Fedorovsky", Moscow, Russia, E-mail: [vgil@vims-geo.ru](mailto:vgil@vims-geo.ru)

**The characteristic of molybdenum-wolfram mineralization of Getkanchikskoe ore field is given. Model of mineralization's evolution related with silica-alkaline metasomatism processes is study.**

Гетканчикское рудное поле (Г.р.п.) находится в центральной части Желтулакской шовной зоны – глубинного разлома, отделяющего Селенгино-Становой орогенный пояс от Становой гранит-зеленокаменной области. Шовная зона представлена серией разломов и проявлением процессов динамометаморфизма по породам Г.р.п. Рудное поле сложено гранитоидами тукурингского интрузивного комплекса (ТИК), часть которых условно выделяется в вольфрамоносные интрузивные массивы (ВИМ) и сланцами желтулакской серии, на контакте которых локализовано молибден-вольфрамовое оруденение.

В истории рудобразования *Г. р. п.* выделяются 2 этапа, тесно пространственно и генетически связанные с гранитоидами ТИК: а) рудоподготовительный б) рудоформирующий.

*Рудоподготовительный этап.* В пределах *Г. р. п.* гранитоиды ВИМ имеют ряд схожих черт, одна из них – характерный набор метасоматитов. Так, внедрение массива сопровождается образованием скарноидов (“скарнов неполного профиля”) по сланцам желтулакской серии. Скарноиды четко приурочены к контакту, не имея заливов и апофиз в граниты или сланцы, несмотря на наличие хрупких разломов и зон дробления. Это позволяет говорить о биметасоматическом (диффузионном) механизме формирования скарноидов. Термин “скарноиды” используется автором в толковании Д.С. Коржинского [2], по которому к скарноидам относятся породы, образовавшиеся без значительного переноса Са и Si за счет материнских известково-силикатных пород, отличаются от скарнов отсутствием правильной метасоматической зональности и полиминеральностью.

Скарноиды представлены кварц-диопсидовой минеральной ассоциацией с тремоли- том, актинолитом, эпидотом, оливином, плагиоклазом, калиевым или барий-калиевым полевым шпатом.

Диопсид образует мелко – среднезернистые сростки, иногда друзы призматических кристаллов размером до 20 см бледно-зеленого цвета. Химический состав характеризуется низким содержанием железа (1–3%).

Диопсид замещается тремолитом, реже актинолитом, образующим небольшие гнездообразные скопления призматических (тремолит) или игольчатых (актинолит) кристаллов по периферии обособлений диопсида или по трещинам его спайности.

*Рудоформирующий этап.* Дальнейшее развитие (кристаллизация) ВИМ привело к отделению пневматолито-гидротермальных кремнещелочных растворов. По мере снижения температуры и щелочности растворов происходит образование кварц-полевошпатовых метасоматитов с молибденитом. Дальнейшая эволюция растворов приводит к повышению кислотности, и, в участках наложения растворов на скарноиды, грейзенизации последних с образованием шеелитовых руд.

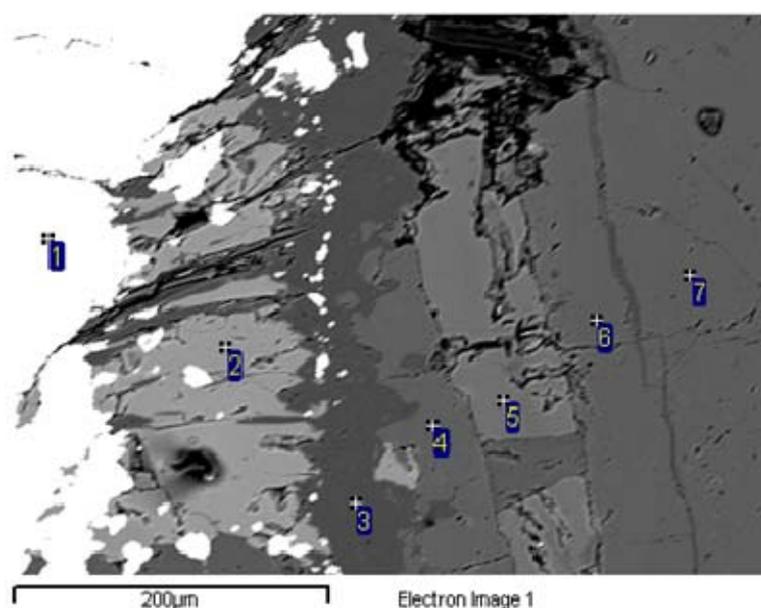


Рис. 1. Грейзеновая минеральная ассоциация: 1 – шеелит, 2 – флюорит, 3, 4, 6, 7 – диопсид, 5 – Ва-полевой шпат. Изображение в обратно-рассеянных электронах [3].

Таблица 1

**Химический состав минералов грейзенизированных в вес. %**

Processing option : Oxygen by stoichiometry

Spectrum	F	Na	Mg	Al	Si	K	Ca	Mn	Fe	Mo	Ba	W	O	Total	
1							13,84					63,04	22,09	98,97	шеелит
2	44,05						52,41							96,46	флюорит
3			12,82	0,56	26,63		10,10		2,92				44,15	97,19	диопсид
4			9,91		25,54		18,39		1,90				43,50	99,24	диопсид
6			10,08		25,85		18,47		1,78				43,96	100,13	диопсид
7			10,06		25,25		18,58	0,09	1,79				43,34	99,11	диопсид
5		0,42		10,14	27,96	11,55					4,7	43,93		98,70	Ва-КПШ

Кварц-полевошпатовые метасоматиты пространственно ассоциируют с юго-западным крутопадающим контактом и образуют линейные штокверковые зоны в сланцах, редко в гранитах. Характерной особенностью этих пород является наличие околожильных зон грейзенизации до 10 см мощностью, представленных мусковитом. В минеральном составе метасоматитов КПШ резко преобладает над плагиоклазом (60–70% КПШ, 10–20% плагиоклаза), кварца менее 10%, порода разномзернистая, часто с пятнистыми структурами. Порода сложена агрегатами крупных зерен решетчатого микроклина, между которыми развит мелкозернистый плагиоклаз, кварц, биотит, сульфиды и вторичные минералы.

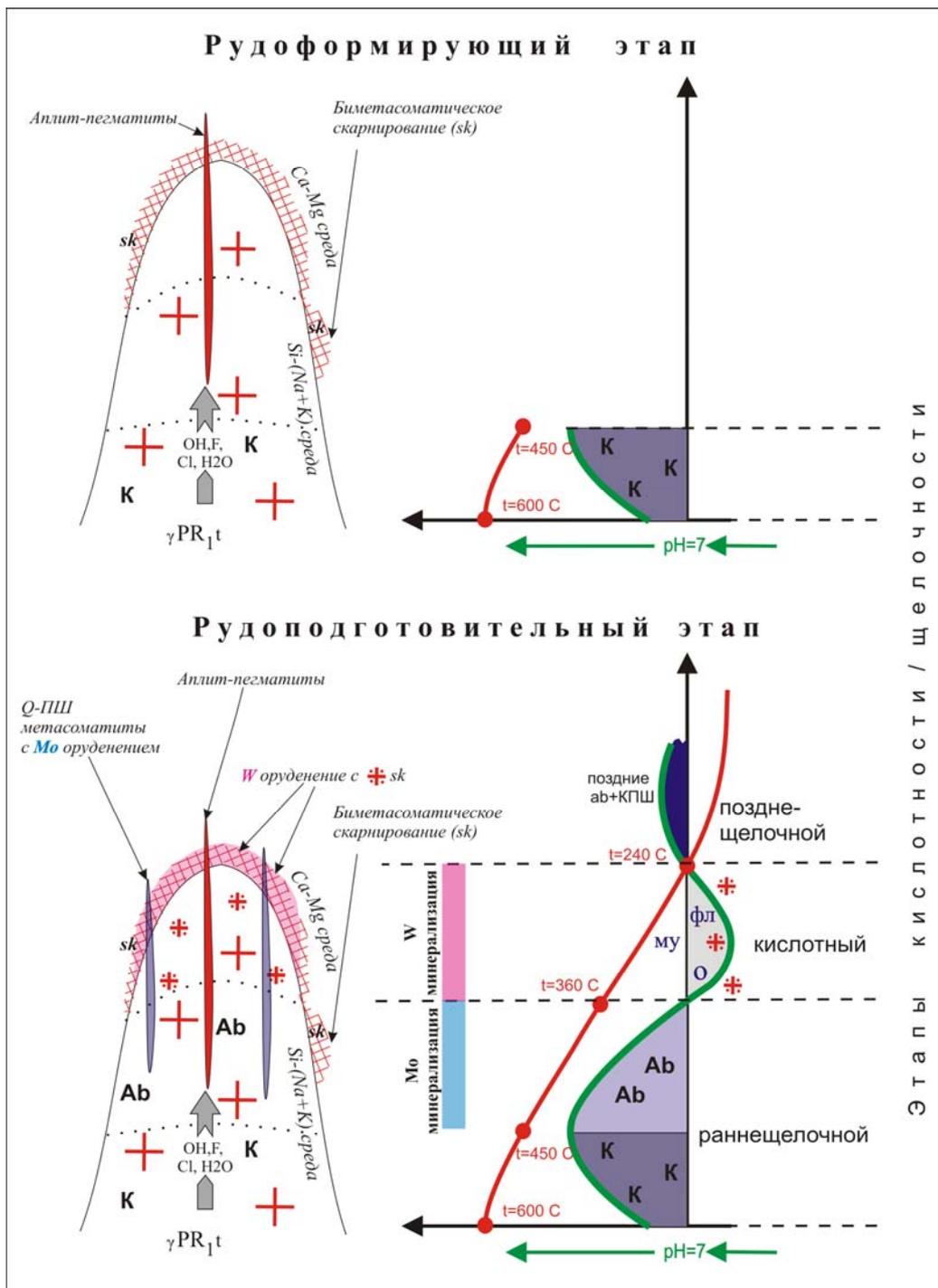


Рис. 2. Схема интерпретации эволюции кварц-полевошпатовых метасоматитов рудоформирующего этапа.

Грейзенизация скарноидов выражается в образовании флюорит-мусковит (флогопит) – кварцевой ассоциации, которая сопровождается присутствием шеелита, апатита, гроссуляра. Процесс грейзенизации не является площадным и имеет в основном апо-скарновую приуроченность и лишь изредка бывает проявлен в гранитах и сланцах.

По Жарикову [1] выделяется три зоны интенсивного кислотно-щелочного метасоматоза – 1) кварц-калиевополевошпатовая (кварц-микроклиновой) 2) кварц – плагиоклазовая (кварц-альбитовая) 3) кварцевая.

Наблюдаемые кремнещелочные метасоматиты рудоформирующего этапа хорошо укладываются в модель эволюции пневматолито-гидротермальной системы, предусматривающую волны кислотности-щелочности растворов. Так, блоковый микроклин относится к ранней, более высокотемпературной (600–450 °С) первой зоне метасоматоза, а находящийся в интерстициях и краевых частях тел метасоматитов кварц-плагиоклазовый агрегат, соответствует второй зоне (450–360 °С). Грейзенизация скарноидов относится к кварцевой зоне и протекала в диапазоне температур 360–240 °С.

### **Литература**

1. Жариков В. А., Омеляненко Б. И., Классификация метасоматитов, в кн.: Метасоматизм и рудообразование, М., 1978. С. 9–28.
2. Коржинский Д.С. 1953. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР. С. 332-352.
3. Рахманов Н.Л. Изучение структурно-вещественных комплексов, особенностей локализации и состава вольфрамового и молибден-вольфрамового оруденения Гетканчикского рудного поля с целью оценки промышленных перспектив; информационный отчет / Н.Л. Рахманов и др. – Москва, 2010. – 20 с.

# ВЛИЯНИЕ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ И СТРУКТУРНО-МИНЕРАЛОГИЧЕСКИХ ФАКТОРОВ НА ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИЕ СВОЙСТВА ПОРОД ЛЮБАВИНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Демина Ю.А.

МГУ, г. Москва, Россия, E-mail: [demmo4k@mail.ru](mailto:demmo4k@mail.ru)

Забайкалье, одна из старейших горнорудных провинций, вот уже более 300 лет остается крупнейшим источником важнейших видов минерального сырья России – золота, олова, вольфрама, молибдена, свинца, цинка, редких металлов, флюорита и др. [3]. Одним из старейших объектов добычи золота в Забайкалье является Любавинское месторождение [1]. В последнее время, с целью освоения этого месторождения, проводятся геологоразведочные работы, включающие инженерно-геологические исследования.

Baikal, one of the oldest mining provinces, for more than 300 years, is still the largest source of major mineral resources of Russia – gold, tin, tungsten, molybdenum, lead, zinc, rare metals, fluorite, etc. [3]. One of the oldest objects of gold mining in Transbaikalia is Lyubavinskoe field. [1] Recently, in order to develop this field, conducted exploration work, including geological engineering investigations.

В геологическом строении Любавинского месторождения принимают участие интрузивные и метасоматические породы юрского возраста, метаморфические породы пермо-триасового возраста. Основной целью данной работы является детальное изучение вмещающих пород месторождения и изучение влияния геологических и структурно-минералогических факторов на их физико-механические свойства. Исследовались три вышеуказанные группы пород, отобранные из 8 скважин с различной глубины (до 108 м).

1. Интрузивные породы представлены гранодиоритами (10 образцов). С увеличением степени выветрелости наблюдается заметное снижение прочных и деформационных свойств, что вполне закономерно и связано с повышенной трещиноватостью выветрелых пород. Степень выветрелости проявляется также в количестве вторичных изменений.

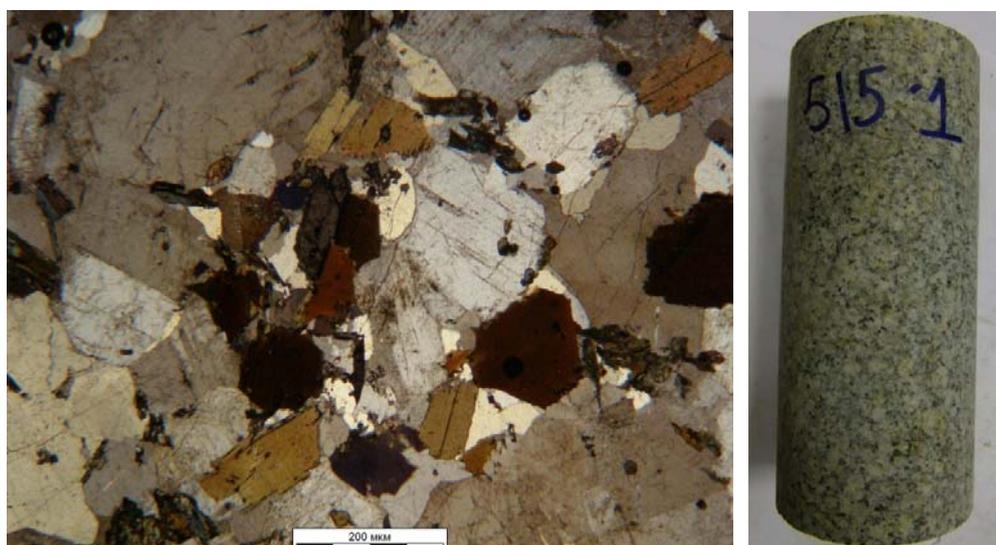


Рис. 1. Невыветрелый среднетрещиноватый гранодиорит, обр.515-1 (а – микростроение Н+, б – фото образца).

**2. Метаморфические породы** представлены серицит-хлоритовыми микросланцами (филлитами) с различной трещиноватостью (30 образцов).

Все образцы пересечены разноориентированными различными по степени открытости микротрещинами жилами и прожилками, заполненными кварцем

Образцы метаморфической группы представляют собой переслаивание слоев различной зернистости и/или различного состава (рис. 2), определяются изменением цвета и размера; прослои в большинстве случаев расположены наклонно к оси керна, однако в некоторых образцах наблюдается вертикальная слоистость.

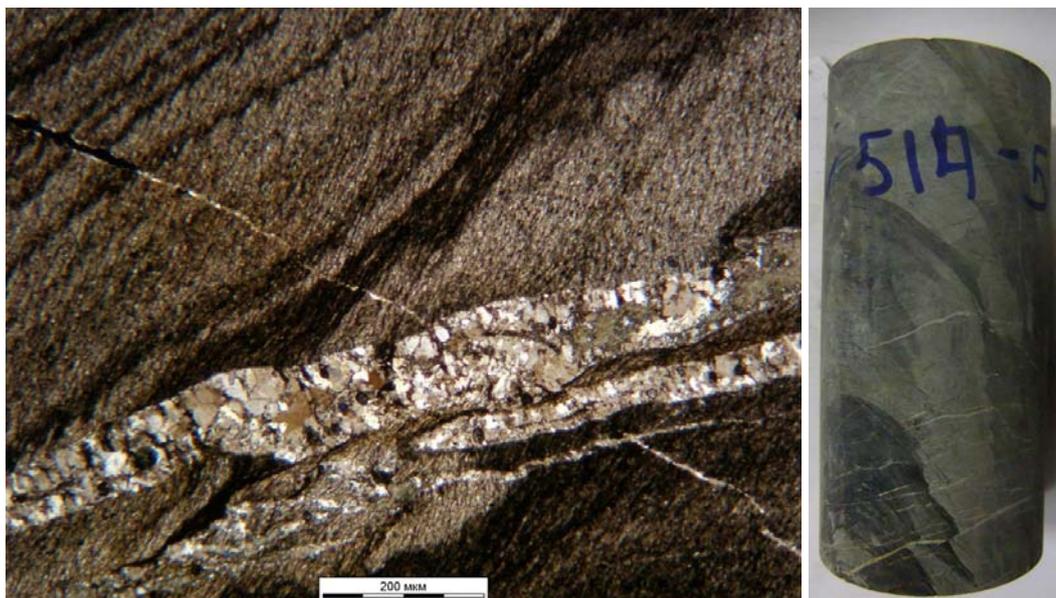


Рис. 2. Очень сильнотрещиноватый серицит-хлоритовый сланец, обр.514-5 (а – микро-строение Н+, б – фото образца).

**3. Метасоматические породы** представлены березитами, образованными по гранитоидам -7 образцов (рис. 3.)и по сланцам -1 образец (рис. 4).

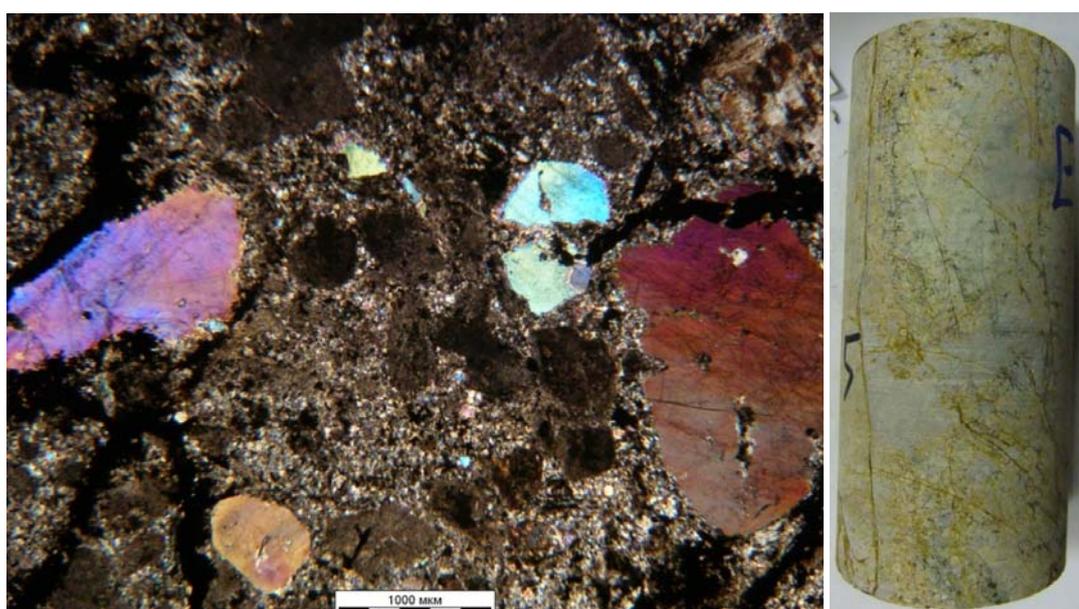


Рис. 3. Очень сильнотрещиноватый березит, образованный по граниту, обр. 520-3 (а – микро-строение Н+, б – фото образца).

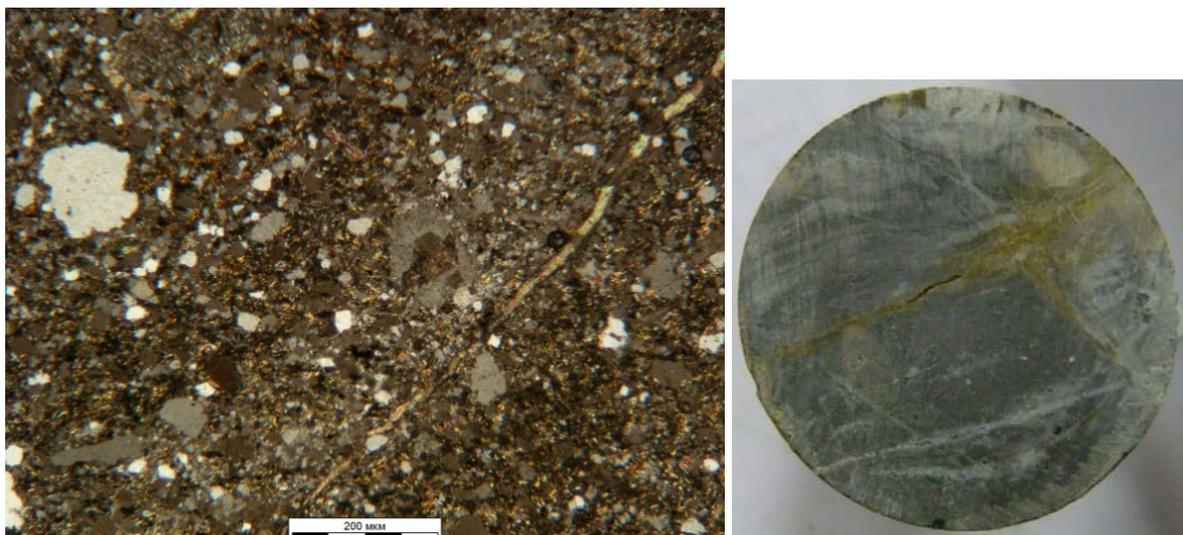


Рис. 4. Сильнотрещиноватый березит, образованный по сланцу, обр.520-1 (а – микростроение Н+, б – фото образца).

Установлено, что все образцы различны по степени трещиноватости. По коэффициенту трещиновой пустотности среди пород данной группы выделяются слабо ( $<2\%$ ), средне- ( $2-5\%$ ), сильно- ( $5-10\%$ ) и очень сильнотрещиноватые ( $>10$ ) [2]. В данной работе речь идет о микротрещиноватости. Все породы характеризуются содержанием рудных минералов в количестве до  $10\%$ .

Исследованные образцы имеют широкий диапазон значений физических и физико-механических в связи с их структурно-минералогическими особенностями, такими, как макро- и микротрещиноватость, однородность строения, степень выветрелости. Кроме того, физические свойства оказывают большое влияние на показатели физико-механических свойств. Так, при увеличении пористости и уменьшении плотности снижаются показатели прочностных и деформационных свойств.

Наименее плотными и прочными являются интрузивные скальные грунты. Максимальными значениями физико-механических характеристик и плотности обладают грунты метаморфического происхождения.

В ходе исследования пород изучены их состав, структура, текстура и микротрещиноватость, включая детальное изучение шлифов и аншлифов с помощью оптического микроскопа. Также определены физические и физико-механические свойства пород: плотность, плотность твердой фазы, пористость, скорости распространения продольных и поперечных волн, модуль деформации динамическим и статическим методами и магнитная восприимчивость.

### Литература

1. Биндеман Н.Н. Геологическое строение Любавинского золоторудного месторождения// Разведка и охрана недр. – 1968. №10. С. 6-8.
2. Ломтадзе В.Д. Инженерное геология. Инженерная геодинамика. Л., «Недра», 1977.
3. Спиридонов А.М. Золотоносные рудно-магматические системы Забайкалья// Академическое изд-во «Гео», 2006. – 108 с.

## ЗОЛОТОВИСМУТСОДЕРЖАЩАЯ АССОЦИАЦИЯ РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ПИИЛОЛА (ВОСТОЧНАЯ ФИНЛЯНДИЯ)

*Ермолина О.С., Новоселов К.А., Белогуб Е.В.*

ИМин УрО РАН, г. Миасс, Россия, E-mail: *A\_lira@rambler.ru*

**Описаны породы и рудная минерализация рудопроявления Пиилола, расположенного в центральной части зеленокаменного пояса Кухмо (Восточная Финляндия). Породы представлены метаморфизованными вулканитами и вулканогенно-осадочными породами (от хлоритовой до эпидот-актинолитовой и низов амфиболитовой фаций метаморфизма) и комплекс пород, связанных с интрузиями. Выявлена метаморфическая зональность участка. По текстурно-минералогическому признаку в пределах рудопроявления Пиилола выделено четыре группы руд. Впервые на данном рудопроявлении установлены самородный висмут и мальдонит.**

## GOLDBISMUTHBEARING MINERALIZATION OF PIILOLA ORE OCCURRENCE (EASTERN FINLAND)

*Ermolina O. S., Novoselov K.A., Belogub E.V.*

IMin UB RAS, Miass, Russia, E-mail: *A\_lira@rambler.ru*

**Rocks and ore mineralization of Piilola ore occurrence were described. There are metamorphosed volcanic rock and volcano-sedimentary rocks (from the chlorite-actinolite to epidote and lower amphibolite facies of metamorphism) and rock associated with intrusions. Metamorphic zoning was detect. Base on textural and mineralogical characteristics ore of Piilola ore occurrence subdivided into four groups. For the first time in Piilola ore occurrence native bismuth and maldonite were described**

С докембрийскими зеленокаменными поясами связаны месторождения золота орогенного мезотермального типа в сдвиговых дислокациях, в том числе и такие гиганты как месторождения Калгурли, Тимминс-Поркьюпайн и др. Поэтому потенциальная золотоносность архейских зеленокаменных поясов Восточной Финляндии является объектом внимания геологов.

Одним из зеленокаменных поясов Восточной Финляндии является пояс Кухмо, в пределах которого известно 15 рудопроявлений [4]. Нами наиболее детально изучено рудопроявление Пиилола.

Целью работы является характеристика рудной минерализации рудопроявления Пиилола. Задачи: характеристика вмещающих пород, определение минеральной ассоциации, определение морфологии золота, изучение химического состава золота и сопутствующих минералов.

В целом, участок имеет спокойное моноклиналиное строение с восточным падением. В центральной части участка залегание пород нарушено многочисленными жилами гранитов, зонами гранитизации и милонитизации.

В пределах рудопроявления Пиилола были изучены метаморфизованные вулканиты и вулканогенно-осадочные породы (от хлоритовой до эпидот-актинолитовой и низов амфиболитовой фаций метаморфизма) и комплекс пород, связанных с интрузиями гра-

нитов – среднезернистые биотитовые плагиограниты, пегматиты, грейзенизированные граниты, гранит-аплиты и кварц-полевошпатовые жилы, в меньшей степени распространены скарновые ассоциации. Выявлена метаморфическая зональность участка. С запада на восток уровень метаморфизма повышается от хлоритовой субфации к гранат-биотитовой, крайние восточные скважины вскрывают породы, измененные в экзоконтакте гранитно-гнейсового ядра структуры [5].

Температурный диапазон образования пород этого пояса, установленный при помощи ряда геотермометров (Перчук Л. Л., Hammarstorm and Zen и др.), составил 400 – 590°C.

По текстурно-минералогическому признаку в пределах рудопроявления Пиилола можно выделить следующие группы руд:

1) *Вкрапленные пирротиновые, пирит-пирротиновые руды*, которые являются фоновой разновидностью и распространены широко вдоль всего разреза. Преобладающим сульфидным минералом в них является пирротин, количество которого варьирует от рассеянной вкрапленности до густовкрапленных агрегатов

2) *Вкрапленные арсенопирит-пирротиновые руды*, являющиеся продуктивными, поскольку с ними связана золотая минерализация. Наряду с пирротином и арсенопиритом здесь диагностированы халькопирит, пирит, сфалерит, самородное золото, самородный висмут и мальдонит.

Самородное золото присутствует как в составе силикатной матрицы, так и в виде включений в кристаллах арсенопирита. Отмечены сростания с самородным висмутом и мальдонитом. Размер агрегатов изменяется от 0,09 до 0,30 мм. Химический состав самородного золота отличается исключительной чистотой, содержания серебра составляют 0.04-0.06 ф.ед, содержания меди – 0.01 ф.ед. Самородное золото, извлеченное из тяжелых концентратов проб-протокочек, имеет комковатую, комковато-уплощенную форму, иногда с элементами кристаллической огранки (рис. 1).

Впервые на рудопроявлении Пиилола установлены самородный висмут и мальдонит. Самородный висмут встречается в виде включений в арсенопирите [1,2]. Агрегаты характеризуются угловатой формой. Размер индивидов достигает 50 мкм. Образует сростки с самородным золотом. В отраженном свете проявлена бледно-серая окраска с розоватым оттенком, изотропия.

Совместно с висмутом нами был установлен мальдонит, который также встречается в виде включений в арсенопирите. Агрегаты, размер которых составляет 10 мкм, имеют угловатую форму. В качестве примесей установлены серебро и медь, которые входят в позицию золота.

Примеси, выявленные в самородном висмуте и мальдоните, вероятнее всего, обусловлены тем, что подсвечивает матрица (таблица 1 и 2).

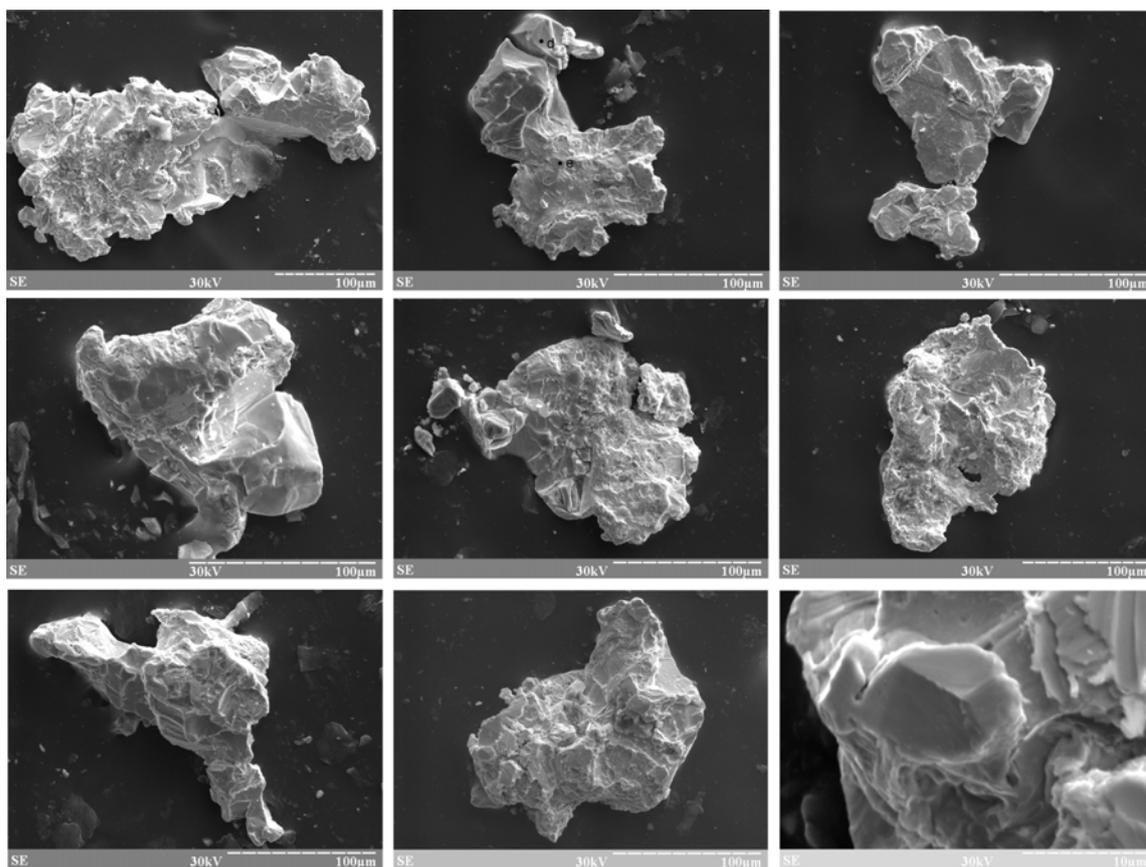


Рис. 1. Морфология золотин. СЭМ РЭММА – 202. Аналитик В.А. Котляров. ИМин УрО РАН.

Таблица 1

**Химический состав самородного висмута, шл. R425/33.1 (вес. %)**

Sample	S	Bi	Fe	As	Sb	Summ
18232f	0	99.9	0	0	0	99.9
18232j	0.05	92.89	1.99	4.38	0.6	99.91
18232a	0	92.96	0	4.49	1.97	99.41
18232a	0	91.65	2.08	4.42	1.8	99.95
18231d	0,09	94.58	1.43	3,5	0	99,6

Примечание: анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН (аналитик В.А. Котляров, РЭММА-202М).

Таблица 2

**Химический состав мальдонита, шл. R425/33.1 (вес. %)**

Sample	As	Bi	Fe	Cu	Ag	Au	S	Summ
18232b	3.41	31.94	2.26	0.17	0.69	61.41	0	99.87
18231e	4.12	30.68	2.75	0.21	0.48	60.57	1.18	99.99

Примечание: анализы выполнены в Институте минералогии УрО РАН (аналитик В. А. Котляров, РЭММА-202М).

1) *Брекчиевидные руды с пирротиновым цементом* тяготеют к контакту сланцев с гранитоидами. В них массивный пирротиновый агрегат цементирует обломки брекчиевой размерности нерудных фаз (кварца, боковых пород)

2) *Сульфидные гнезда в составе жил и прожилков кварца* представлены преимущественно пирротином, образующим крайне невыдержанные по размерам и форме скопления, интерстициальные выделения. Часто наблюдается пористость, включения пентландита.

Таким образом, золото ассоциирует с арсенопиритом, пирротином, халькопиритом, пиритом, сфалеритом, самородным висмутом и мальдонитом. Угловатая ксеноморфная форма выделений агрегатов золота и висмута может быть обусловлена кристаллизацией относительно низкотемпературного расплава среди термически более устойчивых силикатных фаз [1,4].

Авторы признательны Mineral Exploration Network (Finland) за помощь.

### **Литература**

1. Ермолина О.С., Новоселов К.А. Золотосодержащая минеральная ассоциация рудопроявления Пиилола (Восточная Финляндия) // Уральская минералогическая школа – 2011. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2011. С. 66-68.
2. Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Ермолина О.С., Михайлов А.Б. Золотое оруденение зеленокаменного пояса Кухмо (Восточная Финляндия) // Металлогения древних и современных океанов – 2012. Миасс: ИМин УрО РАН, 2012. С. 194-198.
3. <http://en.gtk.fi/index.html>
4. Tomkins A.G., Pattison D. R. M. and Frost B. R. On the Initiation of Metamorphic Sulfide Anatexis // Journal of Petrology Advance Access originally published online on December 6, 2006.

### **Фондовая литература**

5. Новоселов К.А., Белогуб Е.В., Ермолина О.С. Отчет по результатам ревизии скважин поисковых площадей Mineral Exploration Network (Finland) Ltd. Институт минералогии УрО РАН. Миасс, 2012.

## АНАЛИЗ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ РЕСПУБЛИКИ БЕЛАРУСЬ С ВЫЯВЛЕННЫМИ ПРИЗНАКАМИ НАЛИЧИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ РОССЫПНЫХ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

*Зубрицкая Ю.Г.<sup>1</sup>, Пожарицкая А.Е.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> ГГУ, г. Гомель, Республика Беларусь, E-mail: *Yule4ka3093@mail.ru*,

<sup>2</sup> ГГУ, г. Гомель, Республика Беларусь, E-mail: *antik.p93@mail.ru*

**В данной статье рассмотрены проявления на территории Республики Беларусь признаков россыпных полезных ископаемых. К ним относятся золото, алмазы, янтарь, титан – циркониевые россыпи и некоторые другие. В основном перечисленные виды получили распространение в южной части территории. Россыпные месторождения приурочены в основном к новообразованиям различных формационно – генетических типов. Также о перспективности территории можно судить по наличию тех или иных признаков.**

**В настоящее время россыпи редких элементов не получили широкого распространения в Беларуси, но перспектива их наличия изучается и ведётся подсчёт предполагаемых запасов вследствие наличия их неоднократного проявления на территории Республики.**

## THE ANALYSIS OF THE PROMISING AREAS OF BELARUS WITH IDENTIFIED SIGNS OF THE PRESENCE OF ALLUVIAL DEPOSITS OF MINERALS

*Zubrytskaya Y.G., Pozharitskaya A.E.*

<sup>1</sup> GSU, Gomel, Republic of Belarus, E-mail: *Yule4ka3093@mail.ru*,

<sup>2</sup> GSU, Gomel, Republic of Belarus, E-mail: *antik.p93@mail.ru*

**This article describes the symptoms in Belarus signs of placer mining. These include gold, diamonds, amber, titanium – zirconium placers and several others. Most of these species have become widespread in the southern part of the territory. Placer deposits are confined mainly to tumors of different formational – genetic types. Well as the prospects of the territory can be judged by the presence of certain features.**

**Currently placer rare elements are not widespread in Belarus, but the prospect of having studied and possible reserves are counted due to the presence of multiple manifestations of the Republic.**

Месторождений россыпных полезных ископаемых в Беларуси как таковых нет, но всё же им уделяется большое внимание. К таким полезным ископаемым относятся золото, алмазы, янтарь, титан-цирконовые россыпи и некоторые другие.

### *Алмазы*

Несколько лет назад белорусские геологи приступили к поиску алмазоносных трубок в южных регионах республики. Поиски велись методом аэромагнитной съемки, которая выявляла участки магнитных аномалий. Затем ученые выявляли наличие связи этих аномалий с геологическим строением земной коры. Основным фактором проявления алмазоносности являются трубки взрыва. Предполагают, что они могут находиться в краевых частях Припятского прогиба, Оршанской и Брестской впадин. По результатам этих исследований на отдельных участках были найдены минералы – спутники алмазов и отдельные вкрапления алмазов, таким образом подтверждается наличие на территории республики, хоть и немногочисленных, алмазоносных трубок. Вероятность их обнаружения составляет 1 к 100. Основные пороодообразующие минералы пород трубок

взрыва – оливин, клинопироксен, мелилит, нефелин, лейцит и флогопит – полностью или частично замещены вторичными минералами и в подавляющем большинстве случаев определяются только по морфологии зёрен, реликтовой спайности, специфической трещиноватости, характерным продуктом изменения и минеральным парагенезисом. Первые трубки взрыва на территории Беларуси выявлены в 1980-х годах. Они прорывают девонскую осадочную толщу в пределах Северо – Припятского плеча и Жлобинской седловины. Выделены Жлобинское, Стрешинское и Стародорожское поля диатрем [1].

#### *Янтарь*

Янтарь – это аморфная смесь высокомолекулярных органических соединений, представляющая собой ископаемую смолу голосеменных растений четвертичного этапа развития. Используется янтарь в качестве ювелирного и поделочного камня.

В мире известны две крупнейшие янтароносные провинции: Евразийская и Американская. К первой из них относятся крупнейшие месторождения янтаря Балтийско – Днепровского региона, куда территориально входит и Беларусь.

В Беларуси присутствие янтаря выявлено в глауконитово – кварцевой формации палеогена, неогеновых песках, в меж- и постледниковых четвертичных отложениях. Глауконитово – кварцевая янтароносная формация занимает весь юг Беларуси и продолжается на территории Украины, где существуют промышленные карьерные разработки янтаря. На севере она ограничивается зоной размыва палеоген – неогеновых отложений, переходящей в служившую область сноса холмистую равнину верхнемелового возраста.

Отмечается приуроченность янтаря к верхним пластам глауконитово – кварцевой формации. Россыпи размещены в пределах фаций донных течений, приливно – отливного побережья, отмелей. Они представлены песками, в которых отмечается присутствие алевролитов и глин (Минерагенические..., 1992). В контурх отложений Киевской свиты на территории Беларуси выделяют 3 янтароносные минерагенические зоны: западная, центральная и восточная.

Западная зона включает в себя 3 перспективные площади: Осиповская (Брестская), Кобринская и Дрогичинская площади.

Центральная янтарная зона занимает всю область распространения мелководных отложений палеогена и неогена от Слуцка и Старых дорог на севере до границы с Украиной на юге и от Пинска на западе до Мозыря на востоке. Включает в себя следующие перспективные площади: Лунинецкую, Житковичско-Слуцкую, Лельчицкую и Заозёрную.

Восточная зона представлена Речицко – Лоевской перспективной площадью.

Предполагается, что источником поступления янтаря послужили коренные месторождения и россыпи Балтики. Но не исключено, что часть янтаря образовалась за счёт местной прибрежной растительности [2].

#### *Благородные металлы*

Самостоятельных золото- и сереборудных объектов на территории Беларуси не обнаружено. По средствам попутной оценки золотоносности пород кристаллического фундамента и её платформенного чехла определена нередкая встречаемость повышенных и высоких содержаний золота в новообразованиях различных формационно – генетических типов.

Золотоносность дорифейских пород установлена на Скидельской площади в зоне Щучинского разлома, в полосе распространения поречанских кварцитов и кварцевых метасоматитов, на площадях Униховского и Рубеживичского колчаданных проявлений, на Ельской, Слонимской, Выгоновской, Бобовнянской и других площадях.

Геологические обстановки и типы золотосодержащих новообразований имеют признаки, характерные для золоторудных объектов золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-сульфидной формации. В раннем докембрии они встречаются в основном в структурах типа зеленокаменных поясов, развитых в пределах архейских кратонов по периферии гранитогнейсовых куполов, а также в зонах раннепротерозойской активизации.

В железорудных формациях золото приурочено к интервалам сульфидных или сульфидно-карбонатных фаций. Такая связь с зеленокаменными поясами указывает на исходные базитовые лавы в качестве возможного источника золота.

С докембрийскими месторождениями связано 75% мировой добычи золота. Золоторудная минерализация приурочена к наложенным тектоническим зонам катаклаза и гидротермальной деятельности. Наличие таких зон на территории Беларуси подтверждается пересечением их скважинами. Наиболее перспективной металлогенической областью для поисков золота является Околовская. К настоящему времени здесь установлены лишь мелкие проявления, ассоциирующие с железорудными и колчаданными.

Поисковый интерес по аналогии с Украинским щитом представляют экзо- и эндо-контактные области Мостовского, Выгодского и других массивов. Признаки золотоносности пород установлены в восточном экзоконтакте Выгодского массива гранитов (концентрация золота 0,2 г/т) и в области влияния кольцевых дизъюнктивов на западе Бобовнянского гранитового купола (0,165 г/т).

В Южной Беларуси, как и на северных склонах Украинского щита, повышенные содержания фиксируются в эозонтактах гранитоидных массивов, в зонах дробления и метасоматоза. Концентрации золота составляют максимум десятые доли грамма на тонну. В рудном поле редкометально – редкоземельного месторождения Микашевичско – Житковичского выступа кристаллического фундамента в зонах брекчирования, катаклаза и кремнещелочного метасоматоза в диабазовой дайке нагорновского комплекса установлены концентрации золота 0,4 г/т.

Платформенных чехол Беларуси, как и всей Русской плиты, никогда не относился к перспективным для формирования золоторудных месторождений. В процессе ревизионного опробования, проведенного в 1970 г., были выявлены наиболее перспективные зоны: базальные горизонты осадочного чехла, палеоген – неогеновые аллювиально – делювиальные и прибрежно – морские отложения. Данные предположения подтверждаются результатами анализов на золото проб, отобранных в процессе геолого – съёмочных работ. В одной пробе (скв. № 37, д. Мостки) из цемента базальных конгломератов вендского возраста концентрация золота составила 0,6 г/т.

В районе оз. Сельва в алевролитах и песчаниках подошвы среднего девона и кровли верхнего протерозоя выявлены аномально высокие (до 1,0–1,5 г/т) содержания золота.

Единичные знаки золота выявлены также в крупно объёмных пробах четвертичных отложений вскрыши Микашевичского и Глушовичского карьеров строительного камня.

Объективные геологические данные свидетельствуют о том, что в платформенном чехле Беларуси можно ожидать наличия тонкодисперстной золоторудной минерализа-

ции, связанной с базальтоидным магмизмом и черносланцевыми формациями, а также погребённых россыпей.

#### *Титан – циркониевые россыпи*

Перспективна на россыпи титана и циркония алевролитно-песчаная глауконито-кварцевая формация палеогена. Концентрации рудных минералов в настоящее время установлена в трёх районах: на территории Брестской впадины, на площади, сопряжённой с Микашевичско – Житковичским выступом фундамента, и на северном склоне Украинского щита. В Брестской впадине выделяют 4 площади с повышенными содержаниями ильменита, рутила и циркона. В центральной части впадины, в окрестностях Кобрин, такая площадь протягивается в северо-восточном направлении на 70 км, при ширине 7–10 км. Наиболее богатые россыпи выявлены к югу от Кобрин, где слои с суммарной линейной продуктивностью на 1 м более 200 кг/м<sup>3</sup> выделены в Кобринское проявление титана и циркония. Россыпи на Микашевичско – Житковичском горсте и его обрамлении прослежены в песчаных отложениях палеогена. Мощность продуктивных горизонтов варьирует в пределах 1–19 м при мощности вскрыши 15–35 м. Россыпи ильменита, рутила и циркона выявлены на Глушковичской площади, захватывающей не только выходы пород кристаллического фундамента, но и краевую часть Припятского прогиба.

#### *Кремень*

Кремни на территории Беларуси распространены в основном в мергельно-меловых отложениях верхнемелового возраста, где образуют конкреции и стяжения размером от нескольких сантиметров до 0,5 метра. Кремни представляют собой ксеногенные и желваковые разности силицитов. При выветривании кремневмещающих пород они накапливаются в коре выветривания, а также на денудационной поверхности мергельно-меловой толщи. Кремни присутствуют практически во всех разрабатываемых карьерах мела как в самом меле, так и в основании вскрышных пород. Размыв коренных пород и отторженцев мела приводит к вторичному накоплению кремней в четвертичных озёрно-аллювиальных и флювиогляциальных отложениях. В отдельных районах на юге Брестской и Гомельской областей кремни образуют настоящие россыпи. Наиболее часто встречаются серые, тёмно-серые, чёрные, а также различных желтоватых и бурых оттенков кремни однородной или мозаичной расцветки. Снаружи конкреции покрыты светло-серой, белесой рубашкой.

#### *Редкие элементы*

Установлен ряд проявлений полиметаллических руд колчеданного типа, а также отдельные геохимические аномалии редких элементов (вольфрам, тантал, бериллий). Наиболее широко распространены колчеданные рудопроявления – Мир, Унихово, Рудьма, Раевщина, Рубежовичи и др. Определённый интерес представляет проявление Пуховщина с повышенными содержаниями меди, цинка, серебра, платины и содержанием графита до 2–8% и более [2].

### **Литература**

1. Махнач А.А. Введение в геологию Беларуси / А.А. Махнач; Науч.ред.А.В. Матвеев. – Мн.: Ин-т геол. наук НАН Беларуси, 2004. –198 с.
2. Хомич П.З. Полезные ископаемые Беларуси К 75 – летию БелНИГРИ. – Мин. Адукацыя і выхаванне, 2002. – 528 с.

**О СООТНОШЕНИИ ЗАПАСОВ, ДОБЫЧИ,  
ИЗВЛЕЧЕНИЯ ПОЛЕЗНЫХ КОМПОНЕНТОВ И ИХ ПОТРЕБЛЕНИЯ  
В РОССИЙСКОЙ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЕ  
(НА ПРИМЕРЕ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ)**

*Иванов Д.Н.*

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: [ivanov\\_dmitrii@bk.ru](mailto:ivanov_dmitrii@bk.ru)

**Значительная часть запасов полезных ископаемых России безвозвратно теряется при добыче и переработке руд разрабатываемых месторождений. Особенно это характерно для руд редких, рассеянных, редкоземельных элементов. Пока в России этот вопрос мало актуален, в связи со слабым развитием высокотехнологичного промышленного производства. Но в будущем, при осуществлении декларируемых планов по развитию российского производства, эти важные стратегические полезные ископаемые могут стать остро необходимыми, о чем надо позаботиться заранее.**

**ABOUT A RATIO OF RESERVES, PRODUCTION,  
EXTRACTION OF USEFUL COMPONENTS  
AND THEIR CONSUMPTION IN THE RUSSIAN MINERAL RESOURCES  
(ON AN EXAMPLE OF RARE-EARTH METALS)**

*Ivanov D.N.*

VSEGEI, Saint Petersburg, Russia, E-mail: [ivanov\\_dmitrii@bk.ru](mailto:ivanov_dmitrii@bk.ru)

**The considerable part of reserves of minerals of Russia is irrevocably lost at production and processing of ores of developed deposits. Especially it is characteristic for ores of rare, dispersed, rare-earth elements. While in Russia this question is a little actual, in connection with a poor development of hi-tech industrial production. But in the future, at implementation of declared plans on development of the Russian production, these important strategic minerals can become sharply necessary of what it is necessary to think in advance.**

Уровни производства и потребления редкоземельных металлов (РЗМ) служат четкими индикаторами экономического развития и национальной безопасности страны. Основными их производителями являются Китай, США, а также Австралия и Индия. Без преувеличения РЗМ можно назвать металлами будущего.

Применение РЗМ открыло новое направление в автомобилестроении – производство гибридных двигателей, а также электромобилей с литиевыми аккумуляторами, автомобилей на водородном топливе с нитридом лантана, что особенно актуально в свете ужесточения экологических норм в промышленно развитых государствах, особенно европейских. За последние годы многие мировые автомобильные бренды организовали производство в России – и данное направление может стать перспективным для отечественных автомобильных заводов.

Важный этап в развитии атомной энергетики – использование индивидуальных РЗМ (гадолиний, эрбий, диспрозий) в составе ядерного топлива.

Мировая добыча редких земель в последние полтора десятилетия росла весьма быстрыми темпами. За период с 1990 г. по 2004 г. она увеличилась почти вдвое – с 53,2 до 102,0 тыс. т. В 2009 г. мировая добыча РЗМ по оценке USGS составила 124 тыс.т.

Китай обладает самыми большими разведанными запасами РЗЭ – 27 млн т. (Россия, занимающая второе место по этому показателю – 18,4 млн т). Это единственная страна в мире, осуществляющая поставки всех видов редкоземельной продукции – от сырья до готовых продуктов.

РЗМ установили рекорд роста мировых цен в 2009–2011 гг. В частности, для  $\text{TR}_2\text{O}_3$  чистоты 99 % цифры оказались такие: для церия с 3,55 до 60; для лантана с 4,45 до 123; для неодима – с 13,3 до 220; для празеодима с 13 до 215 долл за кг.

К 2015 г мировой дефицит тяжелых РЗМ, к которым относятся неодим, европий, тербий, диспрозий и иттрий, может составить 20 тысяч т на фоне ограничения их поставок Китаем, полагают в аналитической группе *Core Consultants*.

Одна из особенностей российского редкоземельного рынка – наличие множества потребителей с небольшими потребностями, но разнообразными требованиями к качеству товаров. У большинства из них годовое потребление не выходит за рамки нескольких тонн редкоземельных оксидов или металлов и вполне может удовлетвориться импортом.

Возрождение российской РЗМ-промышленности – одна из важнейших задач отечественной экономики, без решения которой невозможно дальнейшее развитие страны [1]. Восстановление роли государства в финансировании работ по возрождению производства РЗМ – настоятельная необходимость, так как без этого невозможна модернизация отечественной экономики.

Россия владеет не менее 20% мировых геологических запасов редкоземельных металлов, однако их добыча составляет примерно 2%, а производство изделий с РЗМ – менее 1%.

Количество запасов РЗМ в недрах России по состоянию на 01.01.2011 г. равно 18,4 млн т  $\sum\text{TR}_2\text{O}_3$  по категории А-С<sub>1</sub> и 9,5 млн т по категории С<sub>2</sub>. Добыча из недр в 2010 г. составила 84,2 тыс. т  $\sum\text{TR}_2\text{O}_3$ . Потери при добыче составили 10,8 тыс. т  $\sum\text{TR}_2\text{O}_3$ . Итого было погашено (изъято из недр) 95 тыс. т  $\sum\text{TR}_2\text{O}_3$ .

Основная часть запасов и вся добыча сосредоточены в Мурманской области в лопаритовых рудах Ловозерского месторождения (14,84% российских запасов А-С<sub>1</sub>, 4,1% добычи) и апатит-нефелиновых рудах Хибинских месторождений (57,75% российских запасов А-С<sub>1</sub>, 95,9% добычи, которая, укажем, забегая вперед, оказывается бесполезной). Лопаритовые руды комплексные: основные компоненты тантал и ниобий, а также они содержат РЗМ, титан и стронций. Апатит-нефелиновые руды образуют пластовые залежи в нефелиновых сиенитах. Руды представляют собой комплексное сырье. Главные компоненты в них – апатит и нефелин, а также сфен, титаномагнетит, эгирин и другие минералы.

Ловозерское месторождение лопаритовых руд разрабатывается ООО «Ловозерский ГОК» (участки Карнасурт и Кедыквырпахк). Переработка руд Ловозерского месторождения производится на Карнасуртской обогатительной фабрике, на которой в конечном счете получается 95%-ный лопаритовый концентрат. Его переработка ведется на Соликамском магниевом заводе по хлорной технологии с получением технических пентоксидов тантала и ниобия, плава хлоридов РЗМ цериевой группы и тетрахлорида титана. Очищенный раствор хлоридов РЗМ является исходным сырьем для получения редкоземельных продуктов. Товарной продукцией завода являются индивидуальные оксиды,

электролитические соли и чистые металлы цериевой группы, металлический самарий, оксиды самария.

Апатит-нефелиновые месторождения разрабатывает ОАО «Апатит» (Юкспорское, Апатитовый Цирк, Плато Расвумчорр, Ньоркпахкское, Коашвинское и Кукисвумчорское). Все апатит-нефелиновые месторождения Мурманской области являются условными частями единой Хибинской апатит-нефелиновой пластовой залежи. Добытые на 4-х рудниках руды перерабатываются на 2-х обогатительных фабриках, где из них методом флотации получают апатитовый и в небольшом объеме нефелиновый концентраты. При существующей технологии РЗМ из них не извлекаются.

Таким образом, из изымаемых из российских недр ежегодно 95 тыс. т  $\sum TR_2O_3$  в составе лопаритовых и апатит-нефелиновых руд извлекается только 3,4 тыс. т  $\sum TR_2O_3$  из лопаритовых руд, что составляет 3,6% всех изъятых из недр РЗМ. 96,4% добытых РЗМ выбрасываются. В 1990 г. в СССР производилось 8,5 тыс. тонн  $\sum TR_2O_3$ .

Что же в перспективе? 58% российских подготовленных запасов РЗМ – это апатит-нефелиновые руды хибинских месторождений, 24% – апатит-карбонатные метасоматиты Селигдарского месторождения в Якутии, менее 1% – коры выветривания редкометальных карбонатитов с пироксеном Томторского месторождения в Якутии (уникальные руды по абсолютному содержанию  $\sum TR_2O_3$  – 8%) – нераспределенный фонд. Из апатитовых руд в России РЗМ не извлекают. Подготовленных запасов лопаритовых руд, из которых РЗМ извлекаются, – менее 15%. Теперешние, весьма невысокие, объемы добычи на Ловозерском месторождении обеспечены подготовленными запасами на период более 60 лет. Прогнозные ресурсы РЗМ в России оцениваются как крупные и составляют 5,2 млн тонн в пересчете на сумму оксидов.

Доказана принципиальная возможность извлечения РЗМ, а также титана, ниобия, тантала из лейкоксен-кварцевых нефтеносных песчаников Ярегского месторождения (1,2% подготовленных российских запасов). В значимом резерве находится подготавливаемое к освоению Катугинское месторождение щелочных метасоматитов в Забайкальском крае. Привлекательные с технологической точки зрения, пригодные для открытой отработки крупные месторождения комплексных руд, содержащих также РЗМ, находятся в нераспределенном фонде недр. Это, прежде всего, Улуг-Танзекское месторождение в Республике Тыва (щелочные граниты) и Белозиминское месторождение в Иркутской области (коры выветривания редкометальных карбонатитов с пироксеном). Основное препятствие к их освоению – недостаточная инфраструктурная подготовка территорий.

Стоимостная оценка месторождений РЗМ в существующих ценах весьма высока, к тому же все они, как правило, комплексные, содержащие и другие редкие металлы. В апатит-нефелиновых рудах стоимость не извлекаемых редких металлов не уступает, а то и превышает стоимость извлекаемых «основных» компонентов (apatита, нефелина) [2]. Но РЗМ и некоторые другие редкие металлы не извлекаются уже **из добытых** руд. Необходимые затраты на их извлечение – только технологические, однократные, но, безусловно, бюджетные, которые после разработки и внедрения схемы извлечения перестанут быть систематическими.

Соотношение запасов, добычи, извлечения и потребления минерального сырья, показанное для РЗМ, характерно для многих других полезных ископаемых России, особенно для редких, рассеянных элементов, потребление которых как раз и характеризует

уровень развития промышленного производства в стране вообще и высокотехнологичного производства, в частности.

Например, стронций. Все имеющиеся в России запасы оксида стронция учитываются в рудах 10 месторождений Мурманской области и Пермского края. В апатит-нефелиновых рудах месторождений Хибинской группы стронций содержится в виде изоморфной примеси в апатите, в рудах Ловозерского месторождения – в лопарите и апатите. Из недр с учетом потерь при добыче ежегодно извлекается порядка 310 тыс. т оксида стронция и весь он в конечном счете безвозвратно теряется в отходах. При этом в Государственном балансе запасов (ГБЗ) спокойно констатируется: «Технологическими исследованиями установлена возможность рентабельного извлечения стронция при азотнокислом способе переработки апатитового концентрата на нитрофосфат калия». Во как! Еще и превосходное тройное (N, P, K) удобрение (нитрофоска) при этом получилось бы.

Мазуевское месторождение Пермского края является крупным объектом целестиновых руд, то есть относится к весьма технологичному типу, но...находится в нераспределенном фонде недр.

Та же картина со многими рассеянными элементами. Характерна ситуация с рубидием и цезием. Запасы рубидия и цезия в качестве попутных компонентов учтены в рудах полутора десятка месторождений, в том числе в рассмотренных выше месторождениях Мурманской области. Всего ежегодно из российских недр из апатит-нефелиновых (Мурманская область) и флюоритовых (Приморский край) руд извлекается порядка 2 тыс. т оксида рубидия и 50 т оксида цезия. В ГБЗ опять констатируется: «При обогащении этих руд рубидий и цезий не извлекаются». Еще один замечательный пример реального погашения запасов в России. Зато вопрос о **воспроизводстве** погашенных запасов нечего и ставить. И воспроизведенные запасы пойдут туда же – «на помойку». И опять же пока небольшие потребности в этих элементах удовлетворяются за счет импорта канадского поллуцита, из которого на Новосибирском заводе редких металлов и получают необходимое количество указанных оксидов.

Подобных примеров можно было бы привести еще много. Но и то, что проиллюстрировано, достаточно ясно показывает и степень развития российского промышленного производства, и заинтересованность государства в его развитии действительную, а не декларируемую.

### Литература

1. Косынкин В.Д., Глебов В.А. Возрождение российского производства РЗМ – важная задача отечественной экономики // Пленарный доклад на III Международной конференции «Функциональные наноматериалы и высокочистые вещества», г. Суздаль, 2010 г.
2. Неженский И.А., Иванов Д.Н. К вопросу освоения комплексных редкометалльных месторождений России // Региональная геология и металлогения, 2012, № 52.

# ПРОГНОЗИРОВАНИЕ РУДНЫХ ЗОН НА ОСНОВЕ НАДКЛАССОВОЙ АГРЕГАЦИИ ЗНАНИЙ ПРЯМЫХ И КОСВЕННЫХ ПОИСКОВЫХ ПРИЗНАКОВ НА ПРИМЕРЕ МЕДНО-КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЮЖНОГО УРАЛА (МОЛОДЕЖНОЕ И ЗАПАДНО-ОЗЕРНОЕ)

*Иванова Ю.Н.*

ИГЕМ РАН, г. Москва, Россия, E-mail: [jnivanova@yandex.ru](mailto:jnivanova@yandex.ru).

**В работе рассматриваются новые подходы к прогнозированию Cu-Zn проявлений, основанные на функциональном анализе комплекса прямых и косвенных поисковых признаков колчеданного оруденения. Обозначены основные недостатки существующих подходов и предлагаются оригинальные пути их устранения.**

## THE PREDICTION OF THE ORE ZONES BASED ON THE TRANSCENDING CLASS AGGREGATION OF DATA ON DIRECT AND INDIRECT SEARCHING ATTRIBUTES FOR AN EXAMPLES COPPER-PYRITE MINERAL DEPOSITS IN THE SOUTHERN URALS (MOLODEZHNOE AND ZAPADNO-OZERNOE)

*Ivanova J.N.*

IGEM RAS, Moscow, Russia, E-mail: [jnivanova@yandex.ru](mailto:jnivanova@yandex.ru).

**In this article consideration new approaches to prediction Cu-Zn occurrence. Methodology is based on the functional analysis of the complex of the direct and indirect searching features of volcanogenic massive sulfide deposits.**

**The main disadvantages of the existing approaches identified offer the original ways for their elimination.**

Для поддержания процесса добычи полезных ископаемых (ПИ) необходимо расширение минерально-сырьевой базы, а также разработка научно-обоснованных методов выявления скоплений ПИ и оптимизации поисковых критериев.

В настоящее время существует ряд современных методов вероятностного прогнозирования зон минерализации, среди которых наиболее информативны: геологические, минералогические, геофизические, геохимические и дистанционные. Для эффективного решения задач поиска и прогнозирования необходимо объединение этих методов, в то же время при ее осуществлении обнаруживаются недочеты, обусловленные рядом причин:

1. Массивы данных разрознены по различным научными государственными организациями (например, РАО «ГазПром», Министерство природных ресурсов РФ, МЧС, МинЭнерго РФ и др.).

2. Массивы данных разнородны (данные представляются в спектральных и радиочастотных диапазонах, в функциональном, векторном и матричном, дискретном, квантованном и динамическом, аналоговом и цифровом видах, а также в виде химической формализации). Существующая парадигма структурирования данных не предполагает их агрегации в надклассы.

3. Существующие математические модели объединения геологических и поисково-оценочных данных не позволяют использовать уже имеющуюся информацию в полном

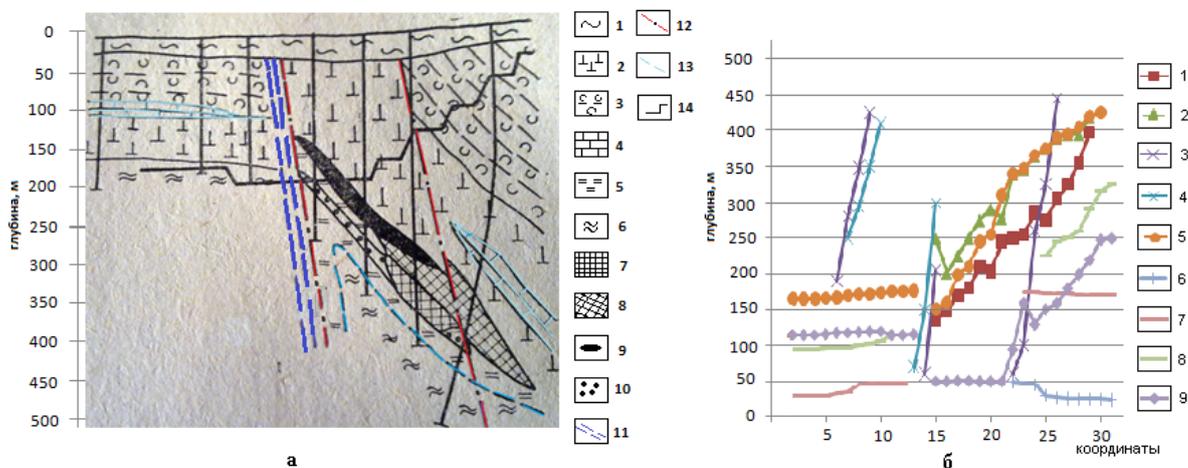
объеме, и в тоже время, имеют большую избыточность, что приводит к высокой трудоемкости процесса поиска месторождения полезных ископаемых.

В разрабатываемом направлении предлагается реализовать выделяемый рядом исследователей, НБИК-подход (нано-био-информационно-когнитивный) путем изучения свойств неравновесных систем различных классов поисковых параметров [1]. Этот подход – результат объединения математических, физических и естественнонаучных технологий сбора, обработки и анализа информации. Кроме того, при решении задач прогнозирования зон рудной минерализации предлагается использовать метод оценки рисков Севиджа, позволяющий осуществить выбор в типовой игровой среде в условиях неопределённости (тип — игра с природой). Отличительная особенность принятия решения состоит в том, что в условиях неопределенности действует только один из участников, а второй игрок – стохастичен [4].

Решение задачи экспериментального прогнозирования рудопроявлений предполагает:

1. Построение базы данных (сбор сведения об объекте исследования, в качестве примера возьмем Молодежное и Западно-Озерное Cu-Zn колчеданные месторождения (Южный Урал) для дальнейшего оперирования с информацией: с целью получения знаний, для решения геологических задач (база знаний); группировка признаков и их последующая формализация). При формализации признаков за основу бралась отметка кровли каждого рудного тела и толщи.

2. Построение разрезов по профилям, интерпретируемых как функции.



Масштабы вертикальный и горизонтальный равны.

Рис. 1а. Геологический разрез по профилю 22. Месторождение Молодежное.

1 – рыхлые отложения; 2 – риолит-дациты; 3 – туфогенно-осадочные отложения; 4 – известняки; зоны рассланцевания; 5 – серицит-кварцевые метасоматиты; 6 – кварц-хлоритовые метасоматиты; 7 – серноколчеданные массивные руды; 8 – медноколчеданные массивные руды; 9 – медно-цинковые массивные руды; 10 – вкрапленные руды; 11 – зоны брекчевания и грубого рассланцевания; 12 – разрывные нарушения; 13 – границы метасоматитов различного состава; 14 – уступы карьера.

Рис. 1б. Разрез по профилю 22, интерпретируемый как функция. Месторождение Молодежное.

1 – кровля рудной залежи; 2 – подошва рудной залежи; 3 – разрывные нарушения; 4 – зоны рассланцевания; 5 – метасоматиты; 6 – андезитовая толща; 7 – туфогенно-осадочная толща; 8 – известняковая толща; 9 – риолит-дацитовая толща. Номер точки на оси абсцисс соответствует определенной координате (например, точке 10 соответствует координата 54° 05' 02" в.д. и 59° 24' 58"с.ш.).

На рисунке 1а приведен геологический разрез по профилю 22 месторождения Молодежное, а на рисунке 1б – разрез по этому же профилю, интерпретируемый как функция. На этом рисунке можно проследить, что местами существует корреляционная связь между толщами (это выражено в параллельности некоторых толщ, например, риолит-дацитовый и известняковой) [2]. На других участках она отсутствует (из-за наличия разрывных нарушений). На рисунке 1б представлены не все отложения и опущено разделение руд по сортам.

Исследование корреляционных соотношений различных поисковых признаков: признак от признака (рис. 2а), функция от признака, функция от функции, образуют новые формальные признаки (математические). Корреляционные соотношения, значения которых располагаются выше линии регрессии, являются значимыми и используются в дальнейших вычислениях (рис. 2б).

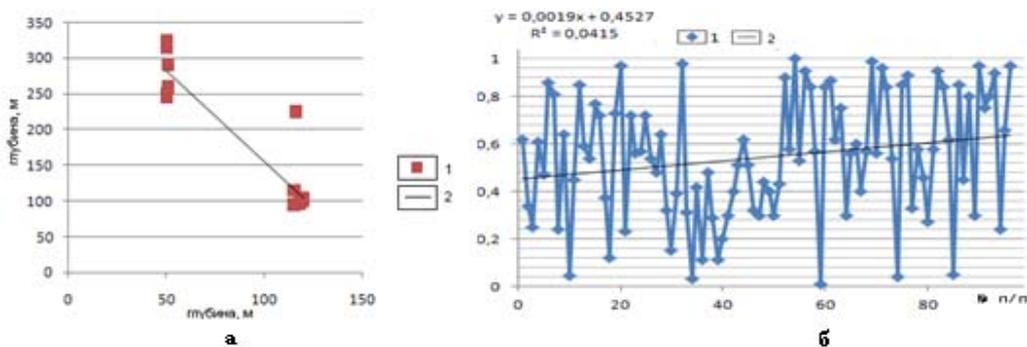


Рис. 2а. Диаграмма рассеяния и график линии регрессии по двум признакам. Месторождение Молодежное.

1 – данные глубин риолит-дацитовый и известняковой толщ; 2 – график линии регрессии. R – коэффициент корреляции, равный -0,9224 (связь – обратная, «сильная»).

Рис. 2б. Диаграмма рассеяния и график линии регрессии по всем признакам. Месторождение Молодежное.

1 – значения корреляционных соотношения всех признаков; 2 – график линии регрессии, его уравнение и значение коэффициента корреляции по всем признакам.

3. Оценка рисков. Они начинаются с построения многомерной матрицы, что является наиболее трудоемким этапом подготовки принятия решения. Ошибки в рисковом матрице практически не компенсируются, и ведут к увеличению погрешностей итогового результата при определении зоны минерализации.

В то же время при верном определении рисков возрастает точность установления зоны минерализации. Поэтому подготовка рисковом матриц должна быть выполнена наиболее тщательно [3].

На рисунке 3 показаны результаты рисковом определения зон оруденения (сплошной черной линией показаны данные эксплуатации и разведки). Зона 1, при этом, соответствует данным геологической разведки при применении существующих методик. Рисковом зоны соответствуют разным уровням вероятности обнаружения рудного тела, сужение поисковой зоны приводит к увеличению рисков, тем самым позволяет идентифицировать вероятностное нахождение небольших рудных тел для дальнейшей корректировки рисковом матриц и повторения цикла поиска.

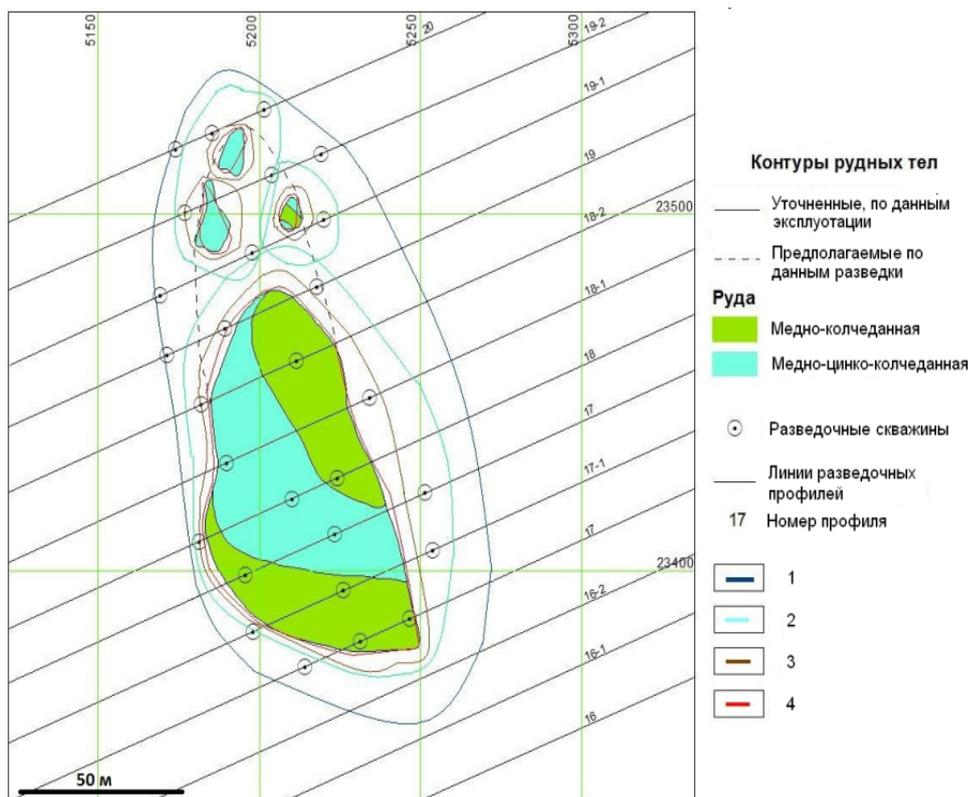


Рис. 3. Прогнозирование рудоносности по косвенным методам на примере 5 рудного тела Западно-Озерного месторождения горизонт карьера 448 м.

1–4 – границы рискованных зон.

4. Построение и исследование свойств бифуркационной диаграммы. Сначала определяют рискованные зоны рудоносности путем конкатенации квазиуниверсального множества  $S$  всех подмножеств косвенных поисковых признаков  $P$  по множеству разведочных профилей  $X$  (рис. 4). На рисунке 4 представлена сглаженная бифуркационная диаграмма идентификации зон рудоносности, получаемая в результате аппроксимации 3-го порядка.

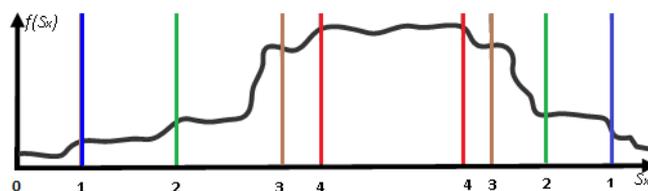


Рис. 4. График идентификации зон рудоносности.

1–4 – границы рискованных зон в профиле через рудное тело.

Из рисунка 4 видно, что различные рискованные зоны соответствуют локальным экстремумам. При этом точка бифуркации (качественный переход — реальная зона рудоносности) приходится на зону 3–4. Зона 4, фактически соответствует данным полевых работ, а погрешность, как правило, вызвана сложным строением месторождения и недостатком статистических данных. При этом из рисунков 4 и 5 видно, что точность об-

наружения при использовании предлагаемой методики существенно выше, особенно для мелких рудных залежей.

Решение практической задачи прогнозирования зон рудной минерализации по косвенным признакам выполняется в несколько этапов:

1. Разработка системы описания данных: сбор информации (косвенные признаки) о предстоящем объекте исследования «удаленными» методами.

2. Математическое моделирование зоны перспективной рудной минерализации по косвенным признакам, путем их конкатенации.

3. Уточнение информации и сбор дополнительных признаков полевыми методами, оконтуривание перспективных рудных зон.

4. Применение интеллектуальной системы для обработки и сопоставления корреляционных параметров и характеристик.

5. Изменение корреляционных весов на дополнительные автокорреляционные.

6. Итоговое математическое моделирование перспективной зоны минерализации.

Определение методики расстановки зон рисков и точек поиска прямых признаков, в соответствии с аппаратом теории принятия решений и теории игр. При этом прямые признаки играют подтверждающую роль.

Проверка прогнозной оценки рудопроявлений осуществляется на базе колчеданного месторождения Молодежное.

Предлагаемая методика позволяет повысить информативность прямых и косвенных поисковых признаков, увереннее определить места заложения скважин и горных выработок. При этом точность обнаружения при использовании предлагаемой методики существенно выше, особенно для мелких рудных залежей.

## **Литература**

1. Ахромеева Т.С., Курдюмов С.П., Малинецкий Г.Г., Самарский А.А. Структуры и хаос в нелинейных средах. М.: Физматлит, 2007. 488 с.
2. Гмурман В.Е. Теория вероятностей и математическая статистика: Учебное пособие для вузов. М.: Высшая школа, 2004. 479 с.
3. Иванова Ю.Н. Искусственный интеллект: философия, методология, инновации // Выявление структурно-тектонических неоднородностей и вероятностное прогнозирование зон минерализаций на основе системы надклассовой интеллектуальной агрегации. Тез. докл. Москва: МГТУ МИРЭА, 2012. Т.1. С. 120-124.
4. Оуэн Г. Теория игр. М.: Наука, 1971. 229 с.

## НЕТРАДИЦИОННАЯ ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ (СРЕДИННЫЙ И ЮЖНЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

*Игамбердиев Э.Э.*

Госкомгеологии РУз, г.Ташкент, Республика Узбекистан, E-mail: *erkin.67@inbox.ru*

Магматогенные месторождения платиноидов Срединного и Южного Тянь-Шаня практически не проявились или крайне ограничены, тяготея к плутонам стадий параксизма палеозойской магматической (базит-гранитоидным магматизмом с калиевым щелочным уклоном) активности в связи с плюмовыми процессами. Платиноносность Ag- и Au месторождений Au-As, Au-Te, Au-Ag, Ag-Pb, Zn и Ag-As и других формаций проявилась в форме повышенной палладиеносности ( $Pd \geq Pt \geq Rh \geq \dots$ ). Месторождения Ag- и Au формаций Алмалык-Ангренского рудного района содержат платиноиды от менее 1 до 2,5-3 г/т (суммарно) и более (в среднем 1,10 г/т). В составах руд попутные «тяжелые» (Os, Ir) платиноиды практически отсутствуют в значимых количествах. Для территории (от Северного в сторону Срединного и далее Южного Тянь-Шаня) характерна категория металлогенической зональности с постепенной сменой наборов «тяжелой» платины на преимущественно элементы «легкой» платины и последовательным падением значимости их собственных форм фиксации при нарастании практически значимых (изоморфно связанных) содержаниях «легких» платиноидов.

## UNTRADITIONAL PLATINIFEROUS ENDOGENOUS ORE DEPOSITS (MIDDLE AND SOUTHERN TIAN SHAN)

*Igamberdiev E.E.*

Magmatic platinoids deposits of the Middle and Southern Tien Shan hardly evident or extremely limited, tending to Pluto paraksizma Paleozoic magmatic stages (basic-granitoid magmatism with alkaline potassium gradient) activity due to the plume processes. Platinum-Ag-Au deposits and Au-As, Au-Te, Au-Ag, Ag-Pb, Zn and Ag-As and other formations manifested in the form of increased palladienosnosti ( $Pd \geq Pt \geq Rh \geq \dots$ ). Deposits of Ag-Au and formations Almalyk-Angren ore district contain platinum from less than 1 to 2.5-3 g / t (total) and more (an average of 1.10 g / t). In the ores passing "hard" (Os, Ir) platinum are practically absent in significant quantities. For the territory (from the North towards the Middle and on the Southern Tien Shan) is characterized by category metallogenic zone-STI with the gradual change of sets of "heavy" elements platinum predominantly the "light" of platinum and the drops the significance of their own forms of fixation with an increase of practically significant (isomorphic related) content of "light" platinum.

Срединный и Южный Тянь-Шань с «Притяньшанской полосой» (Центральный Кызылкумы) с развитием магматических (познемагматических), контактово-пневматолитовых (скарновых), гидротермальных (интрателлурических, вулкано- и плутоногенных), телетермальных и других типов месторождений рассматривается практически значимой территорией [1-9] на нетрадиционную платиноносность в составах руд. Магматические (метамагматические), контактово-пневматолитовые (скарновые), гидротермальные и другие типы месторождений Срединного и Южного Тянь-Шаня будут носителями металлов платиновой группы в тонкопримесной формах нахождения

благоприятствовали формированию собственно платинометалльных проявлений на сопутствующую практически значимую нетрадиционную платиноносность. По содержаниям металлов платиновой группы и условиям извлекаемой ценности полезного компонента (металлы платиновой группы) отчетливо различаются руды собственно платинометалльных и платинусодержащих месторождений и рудопроявлений. На промышленных золото-серебро-платинометалльных объектах Au-Te, Au-Ag и Au-As формаций их минералого-геохимические особенности полно раскрывают практически значимые связи металлов платиновой группы (Pt, Pd, Rh) с Au, Ag, Pb, Cu, U и др.

Исследованиями минеральных форм металлов платиновой группы (**металлы, сплавы и интерметаллиды, сульфиды и арсениды, оксиды и теллуриды**) проводится для рудных месторождений Срединного и Южного Тянь-Шаня с их «Притяньшанской полосой» (Центральные Кызылкумы) оценка физико-химических условий эволюции рудно-магматических систем с сопоставлениями прогнозных сходств каждого отдельного рудного проявления и месторождения (табл.) с их аналогами (Садбери, Канада; Норильск и Мончегорск, Россия; Баузер, Марокко; Большое Медвежье озеро, Канада и др.).

В магматических (метамагматических) месторождениях (Атбаши, Турдук и др., Тебинбулак, Тескудук-Ченгелды и др.) устанавливается постоянная примесь рутения, включая, акцессорно-минеральные формы выделения металла. В составе рутения [4] характерен «поликомпонентность» (Ru, Pt, Pd и др.) нахождения металлов платиновой группы. Платиноиды «тяжелого» ряда (Ru, Os, Ir) сменяются на компоненты «легких» платиноидов от магматогенных и контактово-пневматалитовых (скарновых) в сторону гидротермальных (интрателлурических, плутоно- и вулканогенных) месторождений.

Наборы платиноидов «легкого» ряда (Pd, Rh) типоморфно значимы в минеральной форме (самородный Pt, Чадак; самородный Pd, Кочбулак; самородный Rh, Актепа). В рудах Ag- и Au месторождений единичные знаки порпечита (Кочбулак, Актурпак, Актепа), а также самородных палладия (Актурпак) и платины (Пирмираб, Чадак) показательны формационные особенности на их нетрадиционную платиноносность. Платиноносность Ag- и Au месторождений, как правило, формируется за счет распространения МПГ в тонкопримесной и наноструктурных формах нахождения. В рудах содержание металлов платиновой группы достигает до 2,5–3 г/т (в среднем 1,10 г/т). В составах рудного вещества практически отсутствуют значимые содержания «тяжелых» МПГ (Os, Ir, Ru). Группировка рудных месторождений Срединного и Южного Тянь-Шаня по их платиноносности:

*А. Магмотогенные (позднемагмотогенные).* Промысленно-генетические типы по условной извлекаемой ценности – платинометалльные:

- 1). Мафит-ультрамафиты с хромит-титаномагнетитовой акцессорной платинометалльной нагрузкой (месторождения: Атбаши, Турдук и др.);
- 2). Мафит-ультрамафиты с железо-титаномагнетитовой акцессорной золото-платинометалльной (Тебинбулак) минерализацией;
- 3). Монцодиориты с акцессорной рудной (позднемагматической) платиноносностью (Кызылташсай на Ангреном плато).

**Платиноносные рудные формации Узбекистана (прогнозируемые) (с использованием материалов:  
И.М.Голованов, С.К.Смирновой, В.В.Козлова, Г.А.Прохоренко, А.Г.Лузановского, Н.М.Артемева и др.) [9]**

Группа рудопроявлений и месторождения (по основным полезным компонентам)	Габброиды (Cu-титаномагнетитовые)	Золото-порфировая (платиноносная)	Горючие сланцы	Медистые песчаники
Вмещающие гонные породы	Пироксеновые габбро, габбро С <sub>2</sub>	Туфобрекчии андезито-дацитовых порфиров, С <sub>3</sub> -Р <sub>1</sub>	Алевритые глины (эоцен)	Красноцветные молассы, К
Минерализация (оруденение)	Зоны вкрапленной минерализации	Штокверки	Черные горючие сланцы, мощности 0,1-2,5м	Пластообразные залежи
Металлы платиновой группы	Pt, Pd	Pt, Pd, Ru, Rh, Ir	Pd, Rh	Pt, Pd, Rh
Формы проявлений полезных компонентов (минералы-концентраты, минералы-носители)	Примеси в сульфидах, возможны собственные минералы платиноидов	Изоморфные и наноструктурные примеси в сульфидах	Изоморфные примеси в сульфидах, металлоорганические комплексы (условно)	Вероятно, изоморфные примеси в сульфидах меди
Сопутствующие типоморфные примесные элементы	Fe, Ti, Pt, Zn, Ni, Co	Au, Mo, Cu, Pb, Zn, Sb, As, S	Mo, Cu, V, Cd, Re, Se, In, Co, Zn, W, Sc, TR	Cu, Mo, Re, W, Au, Ag, Pb, Ni, Co
Сопутствующие (типоморфные) минеральные ассоциации	Титаномагнетит, пирротин, пирит, халькопирит, борнит	Кварц, доломит, адуляр, серицит, хлорит, халькопирит, гематит, молибденит, галенит, сфалерит, блеклая руда, золото	Органическое вещество, гидрослюдистые минеральные комплексы	Халькопирит, халькозин, борнит, атакамит, азурит, малахит, самородная медь, куприт, хризоколла
Условные извлекаемые ценности (перспективности)	Неясная, необходимо проведение исследований на минералогическо-геохимической основе	Перспективная (условно), необходимо проведение исследований	Детализация исследований	Детализация исследований
Месторождения, рудопроявления, минерализации	Шаваз, Акчасай, Беляуты, Алычальк	Нижнесарыкольская минерализованная зона, Гавасайская площадь	Кызылкумский, Амударья-Предгиссарский и другие горючие сланцевые бассейны	Акрабат, Аккапчигай, Байсун, Тيوبетаган, Варзык
Аналогии	Ковдор, Монча, Талнах, Садбери	Колорадо, Сан Джоен, Лейк-Сити	Монсфельд, Н.Салезия, Мекка Квори, Юкон	Джезказган

*Б. Контактново-пневматалитовые (скарновые).* Промышленно-генетические типы-платиносодержащие (Курутегерек, Бозымчак и др.):

*В. Гидротермальные (платинометалльные):*

1) Медно-порфиновые (Кальмакирский, Суюксайский и другие типы): Калмакир, Дальнее, Сарычеку, Суюксу на Ангреномском плато; 2) Серебро- и золоторудные: Au-Te (Кочбулак, Самарчук, Актурпак и др.), Au-Ag (Кызылалмасай, Реваште, Чадак и др.), Ag-As (Актепа), Ag-Pb,Zn (Лашкерек) месторождения.

*Г. Экзогенные (платиносодержащие): благороднометалльные (Au, Pd, U):*

1) Верхнеэоцен-нижнеолигоценовые, пляжевые, прибрежно-морские (Юсупташ и др.);

2) Шлихи, делювий (Северный склоны Чаткальского хр., русловые отложения рек Пскема, Чаткала и др.);

3) Шлихи, делювий (Южные склоны Чаткальского хр., русловые отложения р. Касансай).

*Д. Техногенные.* (платинометалльные):

1) отвалы месторождения Мурунтау;

2) отвалы месторождения Калмакир.

### **Выводы**

1. На территориях Срединного и Южного Тянь-Шаня, а также сопредельной «При-тяньшанской полосы» (Центральные Кызылкумы) месторождения Ag- и Au, Cu-Au-Mo формаций по минералого-геохимическим особенностям принадлежат к числу нетрадиционных по платиноносности.

2. В мафит-ультрамафитах металлы платиновой группы образуют акцессорную вкрапленность, шпировые обособления и сегрегации. Минеральные формы нахождения платиноидов: самородные металлы (осмий, иридий, рутений, платина, палладий, родий), сплавы и интерметаллические соединения (осмирид, рутеносмин, иридосмин, ферроплатина, палладистая платина и др.), минеральные соединения с Te (мейченерит, нигглиит, сопчеит и др.), серой (куперит, сульфид родия и др.). Полезные компоненты: платиноиды и сопутствующие наборы из Au, Ni, Co, Cu и др.

3. На контактово-пневматалитовых (скарновых) и гидротермальных месторождениях платиноносность проявилась преимущественно как сопутствующая (комплексная). Промышленным компонентам составов исходных руд сопутствуют металлы платиновой группы. На месторождениях Au (платина) – Cu, Cu-Au-Mo, Au-Te, Au-Ag, Au-As, Ag-Pb,Zn и Ag-As формаций платиноносность проявилась достаточно широко, нежели предполагалось ранее и рассматривается как нетрадиционная (тонкопримесная) с относительно низкими содержаниями собственно минеральных форм МПГ.

4. В породах мафит- и ультрамафитов платиноносность проявилась, преимущественно в рассеянной (акцессорной) форме нахождения. Некоторые особенности отличий:

- мафит- и ультрамафиты в Восточной части Южного Тянь-Шаня в повышенных количествах образует собственные минеральные фазы Ru;

- ультрамафиты Западной части Южного Тянь-Шаня (Тамды, Тебинбулак и др.) содержат «легкие» платиноиды (палладистая платина, спериллит и др.) в акцессорно-минеральных формах;

- месторождения Ag- и Au формаций (Срединный Тянь-Шань) принадлежат к нетрадиционным; в самородных Au, Ag и др. [2]металлы платиновой группы образуют примеси при отсутствии попутных «тяжелых» (Ru, Os, Ir) платиноидов. В рудных минеральных комплексах позднего парагенезиса преобладают в примесных формах платина, палладий и родий.

### Литература

1. Абдурахманов Г.А., Юсупов Р.Г., Саидгариев Р.Х. «Самородные минералообразование в магматических породах Срединного Тянь-Шаня»//Зап.Узб.отд.ВМО, Ташкент: «Фан», 1986, №39. С.3-5.
2. Игамбердиев Э.Э. «Платиноносность серебро-и золоторудных месторождений Алмалык-Ангренского рудного района»//Автореферат дисс. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. наук. Ташкент: ИГиГ им. Х.М. Абдуллаева, 2010, 23 С.
3. Кромская К.М., Баранов В.В. «Акцессорная рудная минерализация Тебинбулакского перидотит-пироксенит-габбрового массива»// Зап. Узб. отд. ВМО. Ташкент: Фан, вып. 28, 1975, С. 164-168.
4. Мусаева М.М. «Геохимия и формы нахождения элементов платиновой группы в ультрамафитах Средней Азии»// Автореф. дисс. канд. г.м. наук. Ташкент: ИГиГ АН РУз, 1998, 21 С.
5. Тимофеева Т.С. «Минералы платины и палладия в рудах золото-колчеданного месторождения»// Зап. ВМО, 1968, ч. 97, вып 4. С. 461-469.
6. Хамрабаев И.Х., Абубекиров И.К., Тимофеева Т.С., Мусаева М.М. «Акцессорные платиноиды и самородные металлы в ультрамафитах Средней Азии»// В сб.: «Самородные металлы в изверженных породах». Тезисы докл. Всесоюз. Конф. «Самородное элементообразование в эндогенных процессах». Якутск: Якутский НЦ СО АН СССР, 1985, ч. I, С. 97–99.
7. Юсупов Р.Г., Тимофеева Т.С., Мусаева М.М. «Платиноносность Тянь-Шаня»// Геологическое изучение и использование недр. Информационный сборник. М.: АОЗТ «Геоинформ-марк», 1995, Вып. 5, С. 3-18.
8. Юсупов Р.Г., Тимофеева Т.С., Мусаева М.М. «Геохимические особенности платиноидов орогенных областей и их акцессорно-минеральные парагенезисы (Срединный и Южный Тянь-шань)»// Геохимия, 1997, №1, С.37-45.
9. Pasava I., Vymazalova A., Kossler I., Koneev R.I., Jukov A.V., Khalmatov R.A. «Platinum – group elements in ores from the Kalmakyr porphyry Cu-Au-Mo deposit, Uzbekistan: bulk geochemical and laser ablation ICP – MS data» // Mineral Deposita (2010) 45: 411–418.

## ТИПИЗАЦИЯ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ УЗБЕКИСТАН

*Игамбердиев Э.Э.<sup>1</sup>, Азизов А.М.<sup>2</sup>, Абдумоминов Ш.А.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup>Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан, E-mail: *erkin.67@inbox.ru*,

<sup>2</sup>Комплексная геолого-съёмочная поисковая экспедиция Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан, E-mail: *azizov\_ahathon@mail.ru*,

<sup>3</sup>Государственная пробирная палата Агентства Драгметаллов РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан

## TYPIFICATION PLATINUM METAL ORE PROCESS TERRITORIES REPUBLICS UZBEKISTAN

*Igamberdiev E.E., Azizov A.M., Abdumominov Sh.A.*

**In Pritashkentsky area platinum metal ore process is present at the form of an absent-minded mineralization in mafit – and ultracores rocks. In medno-porphyrific, Ag – and Au, silver-polymetallic and other deposits platinum-bearing it was showed in admixture to the fixing form at the established presence of mineral forms of a finding of metals of platinum group (Pt, Pd, Rh)**

На территории Республики Узбекистан платинометалльное оруденение (с охватом объектов платинометалльной минерализации) образует магматические, позднемагматические, контактово-пневматолитовые, гидротермальные (плутоногенные, интрателлурические, вулканогенные), экзогенные (прибрежно-морские, литоральные), телетермальные, эпигенетические и гидрогенные, техногенные типы проявлений (табл.).

**I. Мафит-ультрамафиты** обладают хромит-магнетитовой и железотитаномагнетитовой акцессорной золото-платинометалльной (Тебинбулак) минерализациями; **монцодиориты** (метамагматические) представлены акцессорно-минеральной легкоплатинометалльной нагрузкой (Кызылташсай);

**II. Контактново-пневматолитовые месторождения** с тонкопримесной формой нахождения металлов платиновой группы (скарновые, платиносодержащие): Курутегерек, Бозымчак, Сюреньата, Кошмансай и др.;

**III. Гидротермальные:** 1) медно-порфировые месторождения (Кальмакир); 2) Ag-и Au месторождения (Мурунтау, Бесапантау, Рудное, Песчаное, Косманачи, Актепа, Кочбулак, Кайрагач, Самарчук, Кызылалмасай, Чадак, Реваште, Лашкерек и др.);

**IV. Экзогенные:** верхнеэоцен-нижнеолигоценые, прибрежно-морские (пляжевые) образования и делювиальные отложения с благороднометалльной (Au, Pd, U) минерализацией (с платиноидами);

**V. Телетермальные, эпигенетические и гидрогенные:** 1) платинометалльная минерализация Кызылкумского типа (черносланцевого, Косманачи и др.).

Нетрадиционное проявление платиноносности определяют:

1) разведанные и обрабатываемые месторождения: Cu, Mo-Au, МПГ (Кальмакир, Алмалык); Au-Ag, Au-Te и Ag-As (Мурунтау, Кочбулак, Чадак, Кызылалмасай, Актепа и др.);

2) разведанные и подготовленные к обработке: колчеданно-полиметаллические месторождения (Хандиза); серебро-полиметаллические месторождения (Лашкерек и др.);

**Нетрадиционные и перспективные типы платинометалльной минерализации Узбекистана**

Генетические типы месторождений	Руды и условная извлекаемая ценность МПГ		Типовые объекты		Месторождения (аналогия)
	Собственно платинометалльные (УИЦ>50%)	Платиносодержащие (УИЦ<50%)	Собственно платинометалльные	Платиносодержащие	
<b>Магматические, Позднемагматические</b>	<b>Промышленно-генетические типы месторождений</b>				
	<b>Платинометалльные:</b>				
	(тяжелые МПГ: легкие МПГ>10%)	(тяжелые МПГ: легкие МПГ<10%)			
	<b>Шлиры, сегрегации, акцессорно-рудные участки</b>				
	а) мафит-ультрамафиты (Os+Ir+Ru≥Pt≥Pd≥...)		Тебинбулак, Тескудук-Ченгельди, Сентябсай Атбаши, Турдук, Чонкой		Стиллиотер Бушвельд, Великая дайка
	б) габброиды, монцодиориты (карамазарский комплекс, C <sub>2</sub> ) (Pd≥Rh≥Pt≥...)	Бельтау, Кызылташсай на Анренском плато		Монча, Седбери, Талнах	
<b>Контактово-пневматолитовые</b>	<b>Платиносодержащие (золото-платинометалльно-меднорудные)</b>				
		в) монцодиориты (карамарский комплекс, C <sub>2</sub> ) (Pt≥Pd≥...)		Курутегерек, Сулутегерек, Бозымчек, Аксагата, Сюреньата	Биксби, Рудные горы
<b>Гидротермальные (плутоногенные, интрателлурические)</b>	<b>Медно-порфировая (Кальмакир, Алмалык)</b>				
		г) штокверки, зоны прожилково-вкрапленных руд в гранитоидах (медно-порфировые, Pd≥Pt≥Rh≥...)		Кальмакыр, Дальнее, Сарычку (медно-молибденовый)	Коунрад, Моренси, Тюрьинск
	<b>Золото-серебро-мышьяковая (кварц-золоторудная, диарсенидная)</b>				
		д) жилы, жильные зоны (Rh≥Pd≥Pt≥...)		Мурунтау, Бесапантау, Рудное, Песчаное, Косманачи, Актепа	Крипл-Крик
<b>Гидротермальные (вулканогенные)</b>	<b>Золото-теллуровая (золото-сульфидно-кварцевая)</b>				
		е) жилы, жильные зоны в вулканогенных формациях (Pd≥Pt≥Rh≥...)		Кочбулак, Кайрагач, Самарчук	Дарасун, Коларчук
	<b>Золото-серебряная (золото-сульфидно-кварцевая, золото-кварцевая)</b>				
		ж) жилы, жильные тела (Pd≥Rh≥Pt≥...)		Кызылалмасай	
		з) жильные тела в вулканогенных формациях (Pd≥Pt≥Rh≥...)		Чадак, Реваште	
	<b>Серебро-полиметаллическая</b>				
	и) жилы, зоны прожилково-вкрапленные руды (Pd≥Pt≥Rh≥...)		Лашкерек	Канимансур	
<b>Экзогенные (прибрежно-морские, литоральные)</b>	<b>Благороднометалльная</b>				
		к) кварцевые песчаники, кремниевые гравелиты и конгломераты (Pd≥Pt≥Rh≥...)	Юсупташ, Ангрнский бурогольный разрез, Красный водопад		
<b>Телетермальные, эпигенетические и гидрогенные</b>	<b>Многометалльная платиносодержащая</b>				
		Платинометалльная минерализация Кызылкумского (черносланцевого, песченикового) типов		Косманачи, Каскыр, Бозтау и др.	Н.Силезия, Монофельд, Юкон
<b>Техногенные</b>	<b>Благороднометалльная платиносодержащая</b>				
		Хвостозранилища промышленных месторождений		Кальмакир, Мурунтау, Марджанбулак	

3) высоко перспективные, опоискованные и частично разведанные объекты (рассеянная золотая минерализация в известняках девона Акча-Талбулаксайской площади; золотоносный штокверк в вулканической брекчии Сарыкольской площади; платинометалльная минерализация кызылкумского типа, черносланцевая);

4) потенциально перспективные: проявления минерализации МПГ в мафит- и ультрамафитах, ассоциированные с хромитами, сульфидно-медно-никелевыми, титаномагнетитовыми оруденениями (Северный Тамдытау, Западный и Южный Тамдытау, Северный Нуратау – Сентябрьские выходы, Кульджуктау – Ауминза-Бельтау, Султанувайс – Тебинбулак). Центральный мафит-ультрамафитовый пояс-малосульфидная платинометалльная рудная формация, сравнительно схожая со стиллуотерским (месторождения Стиллуотер, США, риф Меренского, Бушвельд, Великая Дайка и др.). Сульфидная платинометалльная-медно-никелевая минерализация парализуется с австралийским типом рудной оформации (месторождение Камболда). Платиносодержащая хромитовая рудная формация (мафит-ультрамафиты Тамдынской группы) образуют близкую схожесть с бушвельдским типом месторождений (Бушвельд).

Практические задачи минерально-сырьевого потенциала на МПГ связаны с разработками и реализацией целевой комплексной научно-производственной программы по изучению платинометалльного оруденения. Необходимы постановки работ по ускоренному изучению неотрадиционных типов платинометалльных объектов с созданием научных основ прогноза; проведением региональной и площадной (территориальной) оценки ресурсов и запасов; минералого-геохимической оценкой особенностей платинометалльного оруденения; разработкой основ современной малоотходной на основе учения нанотехнологии по переработке руд и их хвостов, отвалов, промпродуктов, а также составлением карты платиноности территории РУз и др.

### ***Выводы***

Материалы изученности платиноности рудных месторождений и рудопроявлений требуют детализаций следующих исследований:

1. Сбора, систематизации, анализа фондовых, архивных и опубликованных материалов по перспективным площадям, разработки критериев поиска традиционных и нетрадиционных типов платинометалльного оруденения (включая изучение комплексных руд, содержащих МПГ) и прогноза перспективных площадей и организации детализации геологоразведочных работ.

2. На металлы платиновой группы ресурсный потенциал формируется на основе детализации минералого-геохимических исследований руд Ag- и Au, Cu, Au-Mo и других месторождений, в которых платиноность присутствует в минеральной, тонкопримесной (преимущественно наноструктурной) формах нахождения.

3. МПГ в мафит- и ультрамафитах образуют рудные вкрапления (шлиры и сегрегации в аксессуарно-минеральных формах). Минеральные формы нахождения МПГ: самородные (Os, Ir, Ru, Pt, Pd, Rh), интерметаллические соединения (осмирид, рутеносмин, иридоосмин, ферроплатина, палладистая платина и др.), минеральные соединения с Те (мейченерит, нигглиит, сопчеит и др.), S (куперит, сульфид родия и др.).

4. Мафит- и ультрамафитовые массивы, а также магматические комплексы (основные, ультраосновные) докембрийского фундамента и палеозоя являются носителями повышенных концентраций МПГ. В нетрадиционных типах полезных ископаемых на

известных промышленных месторождениях выявлены сопутствующие примесные элементы. Для проведения сопоставлений по платиноносности Приташкентского района с зарубежными аналогами традиционных и нетрадиционных типов платинометаллогорудения имеются достаточные материалы.

5. Типоморфные составы самородных Au и Ag, минеральные формы нахождения примесных платина и платиноидов, геохимические особенности состава руд служат признаками и критериями платиноносности Ag- и Au-ных месторождений Au-As, Au-Te, Au-Ag, Ag-Pb, Zn и Ag-As формаций и рассматриваются как основы для оценки на платиноносность. К косвенным признакам платиноносности принадлежат структурные и генетические особенности рудных месторождений (структурные положения, геологические позиции, сходства с известными месторождениями, пространственные связи с породами вулкано- и plutонических комплексов, фаций и др.).

### Литература

1. Ахмедов Н.А., Парамонов Ю.А. «О металлах платиновой группы в золоторудных и золотосереброрудных месторождениях Узбекистана»// Горн. вест. Узб-на, №2(21), 2005, С. 8–13
2. Лазаренков В.Г., Петров С.В., Галовина И.В. «Месторождения платиновых металлов» СПб.: Недра, 2002, 295 с.
3. Мусаева М.М. «Геохимия и форма нахождения элементов платиновой группы в ультрамафитах Средней Азии»// Автореф. на соиск. уч. ст. канд. геол.-мин. н., Ташкент: ИГ и Г АН УзССР, 1998, с. 27.
4. Металлогения золота и меди// Коллект. авт.; отв. ред. А.И. Усманов. Ташкент: ИГ и Г АН РУз, 2012, 410 с.
5. Смирнова С.К., Козлов В.В. Мансуров М.М. «Платиноносность месторождений благородных металлов Узбекистана»// Горн. вест. Узб-на, 2005, №3(22), С. 13–26.
6. Турамуратов И.Б., Лузановский А.Г., Парамонов Ю.И. «Лантаноиды и платиноиды в золото-редкометалльных рудах углеродисто-терригенных отложений Нуратау-Кызылкумского региона»// Горный вестник Узбекистана, 2005, №1(20), с. 8–10.
7. Холиков А.Б. «Состояние и дальнейшие перспективы изучения платиноидов»// Диверсификация сырьевой базы промышленности РУз: критерии поиска и оценки нетрадиционных типов полезных ископаемых. Ташкент: Узгоскомгеология, 2012, С. 98–99.
8. Хамрабаев И.Х., Абубекиров И.К., Тимофеева Т.С., Мусаева М.М. «Акцессорные платиноиды и самородные металлы в ультрамафитах Средней Азии»// В сб.: «Самородные металлы в изверженных породах». Тезисы докл. Всесоюз. конф. «Самородное элементообразование в эндогенных процессах». Якутск: Якутский НЦ СО АН СССР, 1985, ч. I. с. 97–99.
9. Юлдашев И.Н. «Типы платиноносного оруденения Западного Тянь-Шаня»// Тр. научно-техн. конф. ИГ и Г АНРУз, 2001, С. 116–119.
10. Юсупов Р.Г., Тимофеева Т.С., Мусаева М.М., «Платиноносность Тянь-Шаня»// Информ. сб.: «Геологическое изучение и использование недр», М.: АОЗТ «Геоинформмарк», 1995, вып. 5, С. 3–18.
11. Юсупов Р.Г., Игамбердиев Э.Э., Ахмедшаев А.Ш. «Магматизм и сопутствующее нетрадиционное благороднометалльное оруденение» (Срединный и Южный Тянь-Шань) // Геол. и минер. рес., 2008, №3, С. 23–31.
12. Турусебеков А.Х., Шарипов Х.Т., Баранова Т.Н. «Промышленное освоение комплексных техногенных месторождений»// Современные проблемы связи геодинамики, магматизма и оруденения. Матер.Респ.научн.конференции. Ташкент, ИГиГ АН РУз, 2012, с. 266–267.
13. Дунин-Барковская Э.А. и др. «Экологические и экономические проблемы горно-рудных производств: Ангренские техногенные месторождение золота и серебра – первоочередной объект для промышленной переработки отходов»// Диверсификация сырьевой базы промышленности РУз: критерии поиска и оценки нетрадиционных типов полезных ископаемых. Ташкент: ГП «НИИМР», 2012, С. 160–162.

# СВЯЗЬ ПРОЯВЛЕНИЙ ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОГО МАГМАТИЗМА СО СТРУКТУРАМИ ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА ВОСТОКА ЗИМНЕБЕРЕЖНОГО РАЙОНА АРХАНГЕЛЬСКОЙ ОБЛАСТИ

*Игнатов П.А.<sup>1</sup>, Гунин А.П.<sup>2</sup>, Зарипов Н.Р.<sup>3</sup>*

<sup>1</sup> МГРИ-РГГРУ, г. Москва, Россия, E-mail: *petrignatov@gmail.com*,

<sup>2</sup> Поморская ГРЭ ОАО «Севералмаз», г. Архангельск, Россия, E-mail: *APGunin@severalmaz.ru*,

<sup>3</sup> МГРИ-РГГРУ, г. Москва, Россия, E-mail: *nail750@mail.ru*

**Выделение кольцевой структуры на востоке Кепинского поля основывается на: картировании депрессии в захороненной поверхности кровли венд-кембрийской толщи; конформным с ней увеличением мощностей перекрывающей терригенной среднекаменноугольной толщи шочинской, урзугской и воереченской свит; радиальных тектонических нарушений, выделенных по геофизическим данным. Показана приуроченность к границе кольцевой структуры 13 кимберлитовых трубок и силлов, кусты которых имеют близкие петрохимические характеристики.**

## CONNECTION OF DISPLAY ALKALINE-ULTRABASIC MAGMATIC OCCURRENCES WITH CENTRAL TYPE STRUCTURES IN ZIMNEBEREZHNIY DISTRICT OF ARKHANGELSK REGION

*Ignatov P.A., Gunin A.P., Zaripov N.R.*

**Selection of the ring structure in the East of Kepinsky field is based: depression of the buried surface of the roof Vendian-Cambrian strata; conforming with her increasing the capacity of overlapping terrigenous carboniferous column (shochinskaya, urzugskaya and voerechenskaya suites); radial tectonic disturbances, allocated according to geophysical data. Shows the confinement to the border of the ring structure 13 kimberlite pipes and sills, which bushes have similar petrochemical characteristics.**

Значение структур центрального типа в расположении кимберлитов Зимнебережного района Архангельской области отмечено в ряде работ [3, 5 и др.]. Они выделены главным образом по анализу дешифрирования космоснимков и сопоставляются с кимберлитовыми районами и полями. Ниже показаны кольцевые структуры, контролирующие положение ряда кимберлитовых тел и их кустов на востоке Кепинской площади названного района.

Здесь большинство кимберлитовых трубок и силлов контролируются структурой овальной формы с северо-восточной длинной осью в 17 км и северо-западной короткой в 9,5 км (рис. 1). По контуру этого овала расположены тела Юрасская, Звездочка, Победа, Горелая, 748 б, Котуга, Солоха, 751а, 751д, Светлое и 688. Недалеко от контура (1–1,5 км) во внешней части структуры локализованы трубки и силлы Ключевская, 495в, Солозеро и Степная. Из 16 магматических проявлений щелочно-ультраосновных пород на данной площади 9 контролируются границей овала, 4 располагаются близко к ней и одно кимберлитовое тело К-8 локализовано в центре этого овала.

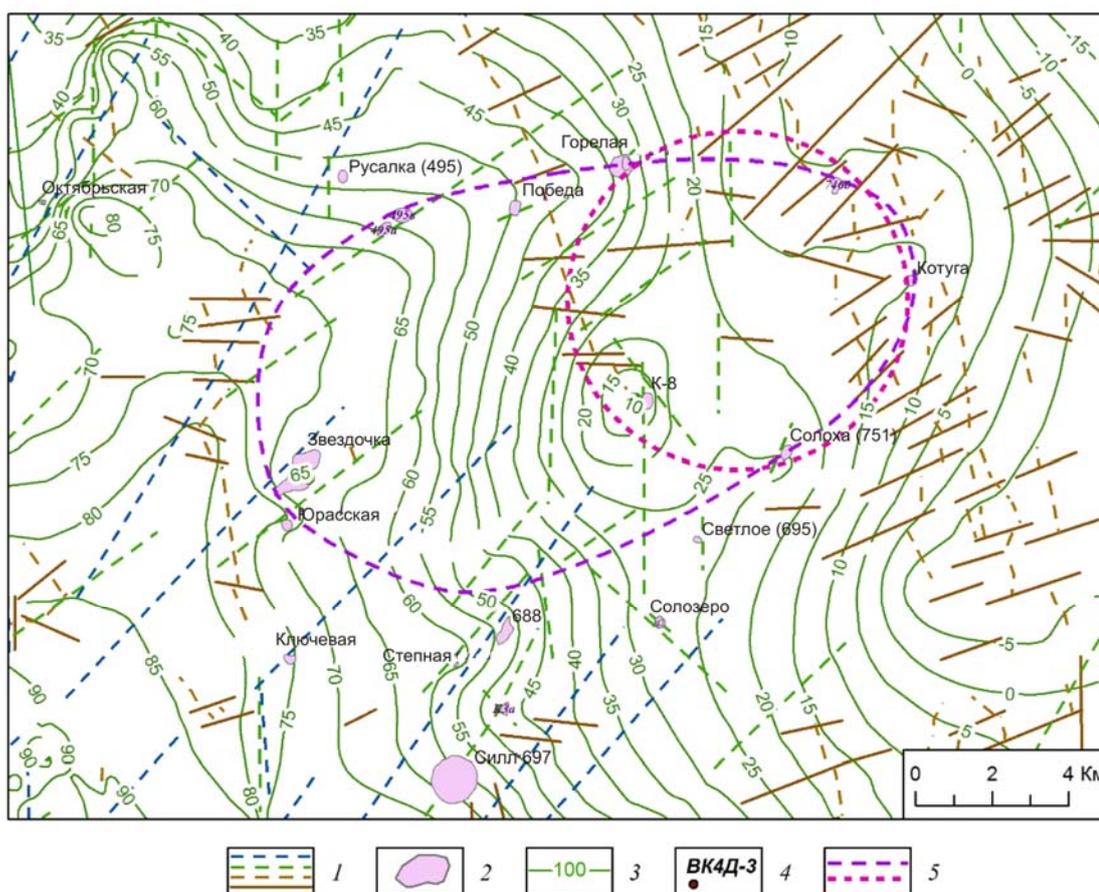


Рис. 1. Структуры центрального типа восточной части Кепинской площади. 1 – разломы, выделенные по разным методикам; 2 – известные кимберлитовые тела, 3 – стратоизогипсы падуновской свиты; 4 – скважины и их номера; 5 – вероятные контуры структур центрального типа.

В северо-восточной части указанной структуры намечается более изометричная овальная форма с параметрами 7 на 8 км. Ее контур контролирует все известные здесь кимберлиты – К-8, Горелая, 748 б, Котуга, Солоха, 751 а и 751 д.

Выделение основной структуры центрального типа основано на следующих фактах.

Во-первых, она маркируется мульдообразной впадиной, откартированной по стратоизогипсам поверхности венд-кембрийской толщи. Конформно с впадиной отмечается увеличение изопахит терригенной толщи объединенных шочинской, урзугской и воеречинской свит карбона. Эти факты указывают на то, что данная структура формировалась после накопления вендской системы во время близкое к внедрению кимберлитов в позднем девоне – раннем карбоне и имела конседиментационное выражение в раннем-среднем карбоне.

Во-вторых, авторами по общепотенциальным полям в фундаменте и платформенном чехле, по линеаментному анализу кровли венд-кембрия и изопахит доолмугско-окуневской упомянутой ранне-среднекаменноугольной терригенной толщи выделены линейные тектонические нарушения [4]. Их расположение можно интерпретировать в качестве радиальных и линейных сквозных разломов. Последние имеют северо-восточное простирание.

В-третьих, на данной площади широко распространены не только кимберлитовые трубки, но и многочисленные силлы кимберлитов [2]. Вероятно, в результате формиро-

вания купольных структур создавались условия, благоприятные для образования межпластовых зон растяжения, в которые внедрялись межпластовые тела кимберлитов.

В-четвертых, аргументом в пользу объединения трубок в большой овал является то, что все магматические тела этой структуры относятся к пикрит-кимберлитовой формации калиевой щелочности и железо-титановой серии. Следует отметить, что к этой же серии относится алмазоносная трубка им. Гриба. Данный вывод следует из анализа данных по петрохимии проявлений щелочно-ультраосновного магматизма Зимнебережного района (таблица). В выделенную кольцевую структуру вошли тела, объединенные в Пачугский, Ключевой и Кепинский кусты [1].

Таблица

Группировка кимберлитовых тел Зимнебережного алмазоносного района [1]

Комплекс	Тип щелочности	Серия	Формация	Поля	Кусты (группы)	Тела
Альнейт-кимберлит-карбонатитовый	Na	Mg-Al	Мелилит-кимберлитовая	Золотицкое	Золотицкий	Снегурочка (323), Архангельская (Ц-23), имени Карпинского-1 (120б), имени Карпинского-2 (120в), Пионерская (Н-26), Поморская (24а), имени Ломоносова (Ю-6), Кольцовская (176), Белая (176а), Первомайская (Н-154), силл в скажине 570
					Верхотинский	Волчья Северная (401), Волчья Южная (401), Верхотина (402), Осетинская (451), Майская (407), Обманчивая (823а), Болотная (685)
					Суксомский	Суксома
			Щелочная мелилит-кимберлитовая	Ижемское	Чидвинский	Чидвинская (Ц-214), Апрельская (Ц-206), Весенняя (Ц-237)
					Ижмозерский	Озерная (ТНК-1), Крутиха Северная (Ц-208а), Крутиха Южная (Ц-208), Летняя (Ц-215/ТНК-5)
			K	Mg-Sa	Карбонатит-кимберлитовая	Мельское
	Черноозерский	Имени В. Гриба (441)				
	Fe-Ti	Пикрит-кимберлитовая		Кепинское	Мегорский	Мегорская (691)
					Восточно-Верхотинский	734
					Пачугский	Котуга (748), Солоха (751), Светлое (695), Солозеро (687), 688, Степная (693), 697, 840
					Ключевой	Ключевая (694), Юраская (494а), Звездочка (494)
					Ольгинский	Ольгино (651)
					Кепинский	Октябрьская (Н-1006), Русалка (495), Победа (406), Горелая (496)
					Шочинский	Шоча Южная (136а), Шоча Северная (136а), силы Шоча (1221, 1219)
	Соянский	Сухая (740), Кепино (711), 713				

Выявленные кольцевые структуры в совокупности с линейными нарушениями следует учитывать при прогнозировании коренных месторождений алмазов в Зимнебережном районе.

### **Литература**

1. Андросов Е.А., Вержак В.В., Ларченко В.А., Минченко Г.В. О структурном контроле размещения кимберлитовых тел на примере Архангельской кимберлитовой провинции. В сб. Эффективность прогнозирования и поисков месторождений алмазов: прошлое, настоящее и будущее (алмазы-50). С-Пб. ВСЕГЕИ. 2004. с. 9–18.
2. Головин Н.Н. Геологическое строение, минеральный состав и условия образования щелочно-ультраосновных пород Кепинской площади. Автореферат канд. дисс. М. МГУ. 2003.
3. Громцев К.Ю. Перспективы алмазоносности восточной части Балтийского щита по данным дистанционного зондирования. Автореферат канд. дисс. М. ЦНИГРИ. 2010.
4. Игнатов П.А., Болонин А.В., Калмыков Б.А., Андросов Е.А., Гунин А.П. Палеотектонические структуры Зимнебережного алмазоносного района Архангельской области. Бюлл. МОИП. Отд. геол. № 3. 2008.
5. Серокуров Ю.Н., Калмыков В.Д., Зуев В.М. Космические методы при прогнозе и поисках месторождений алмазов. М. Недра. 2001. 198 с.

## ФЛЮОРИТ-СЕЛЛАИТОВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЮЖНОГО УРАЛА: ГЕОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ

*Ихсанов И.Х.*

БашГУ, г. Уфа, Россия, E-mail: *ixsanovi@mail.ru*

**Рассматривается флюорит-селлаитовое оруденение Южного Урала на примере месторождения Суран. Флюорит образует четыре линзообразных мономинеральных массивных тела длиной 10-50 м, средний шириной до 25 м и мощностью от 1 до 7 м.**

**Селлаит, представлен крупными (десятки сантиметров) обособлениями, сложенными длиннопризматическими кристаллами белого цвета, либо мелкими включениями во флюорите. Содержание селлаита достигает 77%.**

**Особенностью селлаит-флюоритовой минерализации является низкое содержание редкоземельных и радиоактивных элементов.**

## FLUORITE-SELLAITE MINERALIZATION OF SOUTH URALS: GEOLOGY AND COMPOSITION MINERALOGY

*Ikhsanov I.H.*

BashSU, UFA, Russia, E-mail: *ixsanovi@mail.ru*

**Regarded sellaite-fluorite mineralization on the example of the Southern Urals deposits Suran. Fluorite forms four lenticular massive, monomineralic body with length of 10-50 m, an average width of 25 m and a capacity of 1 to 7 m.**

**Sellaite, represented by large (tens of centimeters) isolation, stacked in long-prismatic white crystals or small inclusions in fluorite. Content of sellaite reaches 77%.**

**Special feature of sellaite-fluorites it is low mineralizations rare earth and radioactive elements.**

Плавиновый шпат (флюорит) – дефицитное минеральное сырьё для РФ. В России известно несколько флюоритоносных минерагенических провинций: Забайкальская, Алтай-Саянская, Ханкайская и Уральско-Новоземельский пояс в пределах которого находится исследуемое месторождение.

Особенностью Суранского месторождения является наличие необычной селлаит-флюоритовой минерализации, и высокое качество сырья. Селлаит впервые обнаружен в пределах СНГ, здесь в промышленных масштабах. Содержание его достигает 77%, но доля селлаит-флюоритовых руд не более 5%. Особенностью селлаит-флюоритовой минерализации является низкое содержание редкоземельных и радиоактивных элементов.  
[2]

Суранское месторождение приурочено к метаморфизованной терригенно-карбонатной толще нижнего рифея Башкирского мегантиклинория. Флюоритовая минерализация контролируется глубинным разломом, с севера на юг прослеженным более чем на 60 км. Она представлена мономинеральными жилами и зонами прожилково-вкрапленного рассеяния.

Флюоритовая минерализация приурочена в одном случае, к контакту доломитов миньякской и углисто-глинистых сланцев бердагуловской подсвит Суранской свиты, а в другом случае к контакту этих же подсвит с дайкой габбро-диабазов нижне-среднепалеозойского возраста (лежащий блок). Их образование, обусловленное низкотемпературным гидротермальным процессом, относится к кембрийско-девонскому этапу тектоно-магматической активизации.

Вмещающие породы по текстурно-структурным особенностям близки к углисто-кварцевым сланцам и роговикам. Состав вмещающих пород: кварц (40-50%), кальцит (10-20%), серицит (5-15%), мусковит (1-10%), углистые сланцы (10-18%). [1]

Как околорудные изменения отмечаются оталькование глинистых сланцев на контакте с залежью (как поисковый признак), а также уралитизация, серпентинизация и хлоритизация габбро-диабазов.

Флюорит образует четыре линзообразных мономинеральных массивных тела длиной 10-50 м, средней шириной до 25 и мощностью от 1 до 7 м. Падение их очень крутое, выклинивание резкое, тупое; глубина залегания 0-1 м. На флангах тел отмечается сильная (30-40% CaF<sub>2</sub>) и неравномерно рассеянная (8-50%) прожилково-вкрапленная флюоритизация вмещающих пород.

Цвет флюорита фиолетовый, зеленоватый, голубовато-зеленый, серый, темно- и светло-серый. Светлые и бесцветные полупрозрачные разности располагаются гнездами в центральных и приповерхностных частях тел. В них встречаются газожидкие включения, содержащие 5-10% газовой фазы. Температура гомогенизации 105-120 °С. Структура микрокристаллическая.

Содержание CaF<sub>2</sub> в мономинеральных рудах колеблется от 93.55 до 96.74%, составляя в среднем около 95%. Процентные содержания CaO и MgO составляют, соответственно 1.3 и 0.5%. Концентрация элементов-микропримесей, включая редкие земли (Ce, La, Y), (Si, Al, Fe, Ti, Mn, Sn, Cu, Pb, Na, Sr, Ce, La, Y) не превышает 0.2-0.4 мас.%. Также, в качестве примесей отмечаются кальцит, кварц, гидроксиды железа, тальк и пирит, развитые по плоскостям рассланцевания. [2]

По характеру распределения редкоземельных элементов выделяют три группы флюорита, связанные со стадийностью флюоритообразования:

- Фиолетовый флюорит отнесен к первой генерации, связанной с перераспределением фтора во вмещающих породах (участки Сухой Суран, Южный Суран). Флюориты первой генерации отлагались из низкотемпературных соленых флюидов совместно с мусковитом (1.233 ± 15 млн лет, Rb-Sr метод, Ellmies et al., 2000), [5]. Распределение редкоземельных элементов (РЗЭ) для этой группы характеризуется постепенным снижением концентраций от тяжелых РЗЭ к легким, отсутствием заметных европиевых аномалий и, в целом, невысоким уровнем концентраций (до 10 г/т). Содержание Ba во флюоритах первой генерации (0.05 мас.%), несколько выше чем во флюоритах второй и третьей генераций (0.015 мас.%).

- Флюорит зеленых оттенков – ко второй, образование которых проходило при последующих сдвиговых дислокациях из флюидов связанных с глубинными гранитоидами (широко развиты в центральной части жилы месторождения Суран-1). Демонстрируют относительно высокий уровень концентраций РЗЭ (десятки, до сотни г/т), всегда имеют негативную европиевую аномалию, в некоторых образцах присутствуют аномально высокие концентрации иттрия (до 319 г/т). Содержание Mn во флюоритах этой

генерации (0.005мас.%) существенно выше чем во флюоритах первой и третьей генерации (0.001мас.%). [1]

- Оптический флюорит к третьей, возникшей в процессах ремобилизации предыдущих типов. Концентрация РЗЭ в них относительно невысокая (первые десятки г/т) по сравнению с группой зеленых флюоритов, характер распределения обусловлен более или менее значительным уменьшением содержаний легких РЗЭ относительно тяжелых, при этом отрицательная Eu аномалия, как правило, сохраняется. Содержание СаF2 во флюоритах данной генерации в среднем составляет 97-99%, что несколько выше чем во флюоритах первых двух генераций, также во флюоритах третьей генерации отсутствуют видимые включения минералов и горных пород. Низкое содержание редкоземельных элементов является весьма благоприятным фактором использования флюорита третьей генерации в качестве оптического сырья. [4]

Результаты спектрального анализа показали, что мономинеральные флюориты Суранского месторождения содержат значительное количество химических примесей и практически не содержат в своем составе радиоактивных и редкоземельных элементов. Причем процентное содержание того или иного компонента меняется в зависимости от окраски исследуемого образца. [Табл.1]

Таблица 1

Флюорит	массовая доля											
	%											
Суран (Белорецкий р-н, РБ)												
	СаF2	СаС О3	SiO2	Ni	Cr	Mn	Ti	Cu	Pb	Mo	Fe	Ba
белый	96.5	0.78	2.19	0.003	0.003	0.001	0.005	0.015	0.005	след.	0.43	0.015
зеленый	96.9	0.54	1.97	0.005	0.002	0.005	0.005	0.015	0.005	след.	0.49	0.015
Фиолетовый	96.2	0.66	2.56	0.002	0.001	0.003	0.005	0.02	0.005	след.	0.42	0.05

Селлаит Суранского месторождения, представлен крупными (десятки сантиметров) обособлениями, сложенными длиннопризматическими кристаллами белого цвета, либо мелкими включениями во флюорите. [2]

Селлаит совместно с фиолетовым флюоритом отнесен к первой генерации флюоритовых руд и приурочен преимущественно к зальбандам рудных тел. [4]

Значение Суранского месторождения плавикового шпата для промышленности страны велико. Так, из мономинеральных и вкрапленных руд Суранского месторождения, могут быть получены кусковой флюорит марок ФКС-75 – ФКС -95 по ГОСТу 4421-73, флотационный концентрат марок ФФС-95, ФФС-97 по ГОСТу 4421-73, ФФ-95 и ФФ-97 по ГОСТу 29219-91.

Гидрогеологические условия месторождения до горизонта +467 м (уровень реки Суран) простые. При понижении горных работ ниже горизонта +467 м ожидается значительное осложнение добычи, связанное с увеличением водопритоков трещинно-жильных вод в горные выработки до 10000 м<sup>3</sup>/сут. [3]

По состоянию на 01.01.2009 г. в Государственном балансе полезных ископаемых числится по Суранскому месторождению запасов категории С2 в количестве: руды – 2.02 млн т, СаF2 – 760 тыс. т, содержание полезного компонента – 37,96 %.

Общие прогнозные ресурсы рудопроявлений Суранского флюоритоносного района оцениваются в 8.3 млн.т по категории Р2 и 6.3 млн.т по категории Р3. [2]

Из всего вышесказанного, следует отметить то, что руды Суранского месторождения характеризуются высоким качеством сырья и широким спектром областей их применения в различных отраслях промышленности. Его запасы, по предварительным оценкам, превышают многие известные месторождения, а присутствие здесь редкого минерала – селлаита (в промышленных объемах) позволяет отнести месторождение к разряду уникальных.

### **Литература**

1. Дегодя Е.Ю. Разработка и промышленное освоение комбинированной технологии обогащения труднообогатимых флюоритовых руд Суранского месторождения. Автореферат. Магнитогорск, 2006, С. 6–7.
2. Минерально-производственный комплекс неметаллических полезных ископаемых республики Башкортостан. Казань: КГУ, 1999. 281с.
3. <http://www.bashnedra.ru/contests-auct/70/>
4. <http://www3.uran.ru/structure/institutions/igg/Lithology/people/krupenin/krustat1.htm>
5. <http://www3.uran.ru/structure/institutions/igg/Lithology/litsov/litsov33.htm>

## ЧЕРНЫЕ МЕТАЛЛЫ БЕЛАРУСИ

*Кондратенко А.В.*

ГГУ, г. Гомель, Республика Беларусь

**Черные металлы на территории Беларуси представлены месторождениями и проявлениями железа в дорифейском кристаллическом фундаменте. Титан и ванадий присутствуют как сопутствующие полезные компоненты в ильменит-магнетитовых рудах. Проявлений хрома не установлено. Перспективы нахождения марганца связаны только с областями разгрузки вод Припятского бассейна. Месторождения и проявления железа в дорифейских образованиях относятся главным образом к трем формациям: ильменит-магнетитовой, магнетит-кварцитовой и магнетит-эвлизитовой. Все они установлены в сводовой части Белорусского кристаллического массива.**

## FERROUS METALS BELARUS

*Kondratenko A.V.*

GSU, Gomel, Republic of Belarus

**Ferrous metals in Belarus are represented by deposits and occurrences of iron in the preriphean crystalline basement. Titanium and vanadium are present as co-beneficial components in ilmenite-magnetite ores. Chromium ore occurrences found. Occurred manganese associated only with areas of discharge waters of the Pripyat basin. Deposits of iron ore and in preriphean formations are mainly in three formations: ilmenite-magnetite, magnetite-quartzite and magnetite-evlizitovoy. They are all set in the crest of the Belarusian crystalline array.**

Черные металлы на территории Беларуси представлены месторождениями и проявлениями железа в дорифейском кристаллическом фундаменте. Титан и ванадий присутствуют как сопутствующие полезные компоненты в ильменит-магнетитовых рудах Новоселковского месторождения железа и ряда проявлений той же генетической группы. Титан в форме ильменита и рутила совместно с цирконом образует также титано- и циркониеносные россыпи в морских терригенных отложениях палеогена. Проявлений хрома не установлено, что связано с незначительным развитием ультраосновных интрузий. Перспективы нахождения марганца связаны только с областями разгрузки вод Припятского бассейна. Месторождения и проявления железа в дорифейских образованиях относятся главным образом к трем формационно-генетическим типам, или формациям: ильменит-магнетитовой, магнетит-кварцитовой и магнетит-эвлизитовой. Все они установлены в сводовой части Белорусского кристаллического массива.

*Ильменит-магнетитовая титано-железистая формация* относится к магматогенному классу и представляет собой сингенетическую позднемагматическую вкрапленность ильменита и магнетита в интрузивных породах основного состава. В кристаллическом фундаменте Беларуси они приурочены к Кореличскому глубинному разлому, видимо неоднократно активизировавшемуся близ западной границы гранулитового пояса [1]. Вмещающие оруденение интрузивы относятся к метагаббровой формации, характерной для этапов ранней складчатости подвижных зон с типичным набором руд-

ных элементов: железа, титана, ванадия, кобальта, меди. При геологической съемке они выделены в Кореличский интрузивный комплекс.

Рудоносные интрузивы образуют Кореличскую металлогеническую зону, в пределах которой установлены месторождение Новоселковское и ряд рудопроявлений: Долгиновское, Щорсовское, Кольчицкое, Южное, Большекупиское. Интрузивы залегают согласно с вмещающими их метаморфическими толщами амфиболит-кристаллосланцевой и кинцигитовой формаций щучинской серии нижнего архея. Границы рудных и минерализованных зон нечеткие, наблюдаются постепенные переходы к безрудным породам. Рудоносные интрузивные массивы сложены габбро, габброноритами, норитами, амфиболовыми габбро, габброамфиболитами.

Первичные руды представляют собой бедную вкрапленность рудных минералов, обычно ассоциирующих с темноцветными, реже – гнезда и прожилки. Они образуют крутопадающие субпараллельные залежи. В среднем содержание главных рудных минералов – магнетита и ильменита – составляет соответственно 60 и 30%. В качестве второстепенных постоянно присутствуют пирит и пирротин. Как редкие отмечены: халькопирит, марказит, галенит, сфалерит, титаномагнетит, мартит, лимонит, гематит. Содержания основных полезных компонентов: железо – 16–52%, диоксид титана – 2–7%.

*Магнетит-кварцитовая формация* относится к метаморфогенному классу и представлена силикатно-магнетитовыми метасоматическими рудами, характерными для относительно слабо метаморфизованных толщ [1]. Эти руды типичны для многих регионов докембрия и генетически связаны главным образом с лептитовой формацией, представленной метаморфизованными дифференцированными вулканитами с пластами и линзами туфогенно-осадочных и железо-кремнистых пород.

При исследовании объектов описываемой рудной формации в метаморфитах амфиболитовой фации Украинского щита выделено 2 этапа рудообразования: 1) магниезильно-железистый метасоматоз с развитием куммингтонита, грюнерита и роговой обманки; 2) повышение кислородного потенциала и выпадение избыточного железа в виде магнетита, а затем гематита, то есть железистый метасоматоз.

В кристаллическом фундаменте Беларуси установлены одно месторождение – Околовское, и одно рудопроявление – Рубежевичи, относимые к формации магнетитовых кварцитов. Они локализованы в пределах Околовской металлогенической зоны среди пород шашковской свиты околовской серии, близких к лептитовым формациям других докембрийских регионов. Руды представлены пластовыми залежами силикатно-магнетитовых кварцитов, магнетитовых амфиболитов и клинопироксенитов. В составе руд в качестве примесей отмечаются гематит, мартит, пирит, пирротин и другие минералы, а среди метасоматических – куммингтонит, клинопироксен, актинолит, апатит, кальцит, эпидот, хлорит, шпинель. Содержание железа в рудах составляет в среднем 24-25 %. С железистыми кварцитами парагенетически связаны серноколчеданные проявления вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации (главным образом пирита и пирротина) в плагиогнейсах, реже – амфиболитах и метасоматитах.

*Магнетит-эвлизитовая формация силикатно-магнетитовых руд* собственно метаморфического генезиса довольно широко распространена в глубокометаморфизованных архейских толщах [1]. Руды имеют отчетливую метасоматическую природу и связаны с базификацией пород на фронте гранитизации в процессе прогрессивного регио-

нального метаморфизма, перерастающего в ультраметаморфизм. Месторождения и рудопроявления приурочены к крупным тектоническим швам и представлены железистыми метасоматитами, локализованными в зонах расланцевания, милонитизации или катаклаза.

На Белорусском кристаллическом массиве установлено два рудопроявления высокотемпературных метасоматических железных руд этого типа (Рудьянское и Деревнянское), локализованных в Рудьянской металлогенической зоне шовного типа вблизи глубинного разлома, отделяющего названную зону от смежной на востоке Околовской. Железистые метасоматиты приурочены к зонам дробления, расланцевания и милонитизации. Руды образованы по кристаллосланцам и амфиболитам рудьянской толщи, отнесенной к кальцифир-кристаллосланцево-плаггиогнейсовой формации. Содержание магнетита очень разное (максимальное достигает 45 %), концентрация железа 18-32 %. В отдельных интервалах магнетит замещается пирротинном и пиритом.

### **Литература**

1. Кондратенко А.В. Месторождения и проявления железа в Беларуси // Геология и полезные ископаемые Западного Урала. Статьи по материалам регион. науч.-практ. конф. Пермь: Перм. гос. нац. иссл. ун-т, 2012. С. 39–41.

## ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО ШЕЛЬФА ЮЖНО-КИТАЙСКОГО МОРЯ

*Константинова Н.П., Ванштейн Б.Г.*

ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга», г. Санкт-Петербург, Россия,  
E-mail: [NPKonstantinova@list.ru](mailto:NPKonstantinova@list.ru)

Приведены результаты минералогических и геохимических исследований железомарганцевых корковых образований (ЖМО), впервые обнаруженных на вулканических поднятиях в Южно-Китайском море. По минеральному составу анализируемые ЖМО сопоставимы с корковыми образованиями, обнаруженными на вулканических поднятиях Тихого океана. Железомарганцевые образования Южно-Китайского моря характеризуются пониженными значениями всех рудных элементов и марганцевого модуля по отношению к корковым образованиям наиболее перспективных площадей их распространения в пределах Тихого океана. Однако они сопоставимы с корковыми образованиями Курильской островной дуги, отличаясь от последних повышенными значениями никеля. Полученные результаты свидетельствуют об их смешанном гидрогенно-гидротермальном происхождении с сильным влиянием терригенного фактора.

## FERROMANGANESE FORMATIONS OF THE CONTINENTAL SHELF OF THE SOUTH CHINA SEA

*Konstantinova N.P., Vanshteyn B.G.*

VNIIOkeangeologia named after I.S. Gramberg, Saint Petersburg, Russia, E-mail: [NPKonstantinova@list.ru](mailto:NPKonstantinova@list.ru)

The results of geochemical and mineralogical studies of ferromanganese formations of the South-China Sea are reported in this paper. Such formations were sampled on volcanic flat-seamounts (guyots) at the first time. Mineralogical composition of researched ferromanganese formations are similar with other formations, which were found on different flat-seamounts in the area of the Pacific ocean. Ferromanganese formations of the South-China Sea are characterized by low contents of all ore elements and manganese module in opposite of crust's formation of the most perspective areas in the Pacific ocean. However, they are comparable to the crusts of Kurile island arc, differing elevated value of nickel. The results show the mixed hydrogen-hydrothermal genesis with high influence of terrigenous factor.

В настоящее время многими странами (Япония, Китай, США, Германия, Франция, Корея, Индия, Россия и др.) проявляется повышенный интерес к изучению глубоководных железомарганцевых образований (ЖМО): конкреций и кобальт-марганцевых корок, являющихся потенциальным полезным ископаемым на ряд экономически значимых компонентов (Ni, Co, Mn, Cu, Te, Mo, Pt, Ti, Th и PЗЭ). При этом не менее важным аспектом этих образований является их генезис, т.к. позволяет внести существенный вклад в познание железомарганцеворудного процесса в целом, и в частности, в океане.

Железомарганцевые образования были обнаружены на двух вулканических поднятиях (рис. 1) в период проведения сотрудниками ФГУП «ВНИИОкеангеология им. И.С. Грамберга» экспедиционных исследований на континентальном шельфе Вьетнама, выполняемых в рамках контрактных работ с СОК «Вьетгазпром». Поскольку данные

образования были обнаружены в этом районе впервые, то возникла необходимость исследования их вещественного состава с целью определения их генезиса, а также дать предварительную оценку их промышленной значимости.

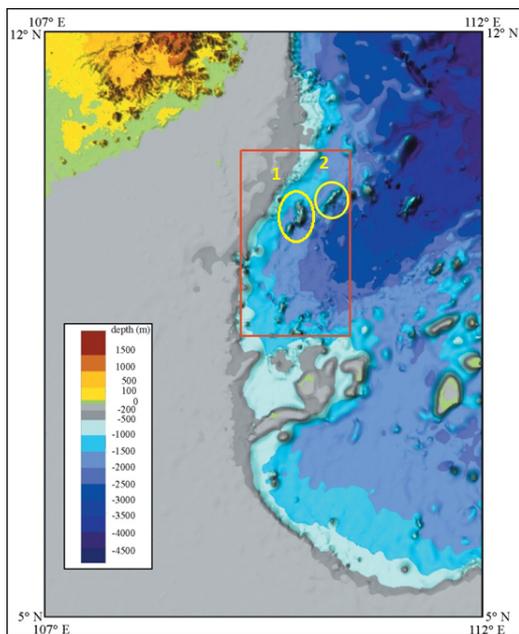


Рис. 1. Батиметрическая карта исследуемой площади и расположение гайотов, где производилось драгирование. 1 – вулканическое поднятие 1; 2 – вулканическое поднятие 2

Исследования вещественного состава железомарганцевых образований проводились как на уровне их минерального состава, так и на уровне содержаний рудных и редкоземельных элементов. При изучении минерального состава использовались традиционные методы минералогического анализа, в частности оптические методы, рентгенофазовый анализ, а также методы высокоразрешающей электронной микроскопии. Аналитические исследования высокоразрешающей электронной микроскопии были выполнены Богдановой О.Ю. ведущим научным сотрудником института Океанологии им. П.П. Ширшова.

Определение рудных элементов выполнялось атомно-абсорбционным методом. В лаборатории ФГУП «ВИМС» выполнялись аналитические исследования на содержания 53-х элементов, включая группу редкоземельных элементов, с использованием масс-спектрометрического метода с индуктивно-связанной плазмой (ИПС МС).

Промышленные перспективы ЖМО включали две основные характеристики: количества оценка общей массы ЖМО (геологических запасов или ресурсов, в зависимости от стадии работ) и качества минерального сырья с оценкой технологической возможности получения из него полезного продукта.

Для определения технологических характеристик минерального сырья были использованы методы химического выщелачивания. Подсчет ресурсного потенциала скоплений железомарганцевых образований Южно-Китайского моря проводился сотрудниками ФГУП ВНИИОкеангеология (Ванштейн Б.Г., Портнов А.Д.; 2011г.) по методике подсчета прогнозных потенциальных ресурсов, разработанной С.И. Андреевым на основе «временных методических указаний по количественной оценке прогнозных ресурсов и запасов железомарганцевых конкреций и содержащихся в них металлов" Мингео СССР (1984 г).

В результате проведённых исследований были сделаны следующие выводы:

1. Основная масса изученных железомарганцевых образований Южно-Китайского моря представлена срастаниями мелкодисперсных слабокристаллизованных оксидов и гидроксидов железа и марганца в тесном срастании друг с другом. Наиболее распространенные марганцевые фазы представлены слоистыми и псевдослоистыми оксидами марганца: вернадитом, бузеритом I, смешаннослойным асболан-бузеритом и бернесситом. Среди гидроксидов железа наиболее часто встречается гетит, в меньших количествах присутствуют Mn-фероксигит и Fe-X фаза, представляющая собой сростки ультратонких структурных фрагментов лепидокрокита и гематита с неупорядоченной общей структурой.

2. Полученные результаты по содержанию рудных элементов показали, что железомарганцевые образования характеризуются пониженными значениями всех рудных элементов и марганцевого модуля по отношению к корковым образованиям наиболее перспективных площадей их распространения в пределах Тихого океана. Однако они сопоставимы с корковыми образованиями Курильской островной дуги, отличаясь от последних повышенными значениями никеля. По характеру изменения средних значений содержаний основных рудных и редкоземельных элементов, а также железомарганцевого модуля исследуемые морфотипы образуют единый генетический ряд: субстрат, пропитанный гидроокислами железа и марганца, → конкреции → корки. В этом направлении происходит закономерное увеличение средних значений содержания Fe, Cu, Co, Ni, а также Zn и Pb. По характеру корреляционных зависимостей выделяются две парагенетические ассоциации элементов: первая – Mn-Ni-Cu-Zn-(Fe-Pb)/Co, характеризующая непосредственно этап накопления рудных элементов и Mn-Ni-Cu-Co/Fe-Pb – отражающая общую эволюцию железомарганцеворудного процесса в океане, и, в частности, увеличение марганцевой составляющей в более глубоководных железомарганцевых образованиях.

3. С точки зрения генезиса изученных ЖМО наибольший интерес представляет рассмотрение изменчивости содержаний группы редкоземельных элементов (РЗЭ). Изученные ЖМО характеризуются пониженными значениями суммы РЗЭ, среднее значение которого составляет 0,077, что в два раза ниже по отношению к пелагическим гидрогенным корковым образованиям из других районов Мирового океана, залегающих в том же интервале глубин, что и изученные ЖМО (700-1000 м). Во всех образцах фиксируется отчетливая Ce-аномалия, среднее значение которой составляет 2,74 (рис. 2). Эти данные, а также среднее значение отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ (0,82) соответствуют значениям для нефосфатизированных пелагических гидрогенных железомарганцевых корок, приводимых в работе А.Б. Дубинина [1]. Как и в случае пелагических гидрогенных корок, в анализируемых образцах отмечается линейная зависимость между трехвалентными РЗЭ и содержанием железа. Отличительной особенностью изученных ЖМО от гидрогенных пелагических корок является присутствие четко выраженной Eu-аномалии, наличие которой может свидетельствовать о возможном проявлении в данном районе глубинных эманаций. Однако это может объясняться и наличием терригенного материала, в составе которого присутствует полевой шпат, накапливающий европий. Таким образом, анализ данных по вещественному составу и условиям залегания ЖМО Южно-Китайского моря свидетельствует об их смешанном гидрогенно-гидротермальном происхождении с сильным влиянием терригенного фактора.

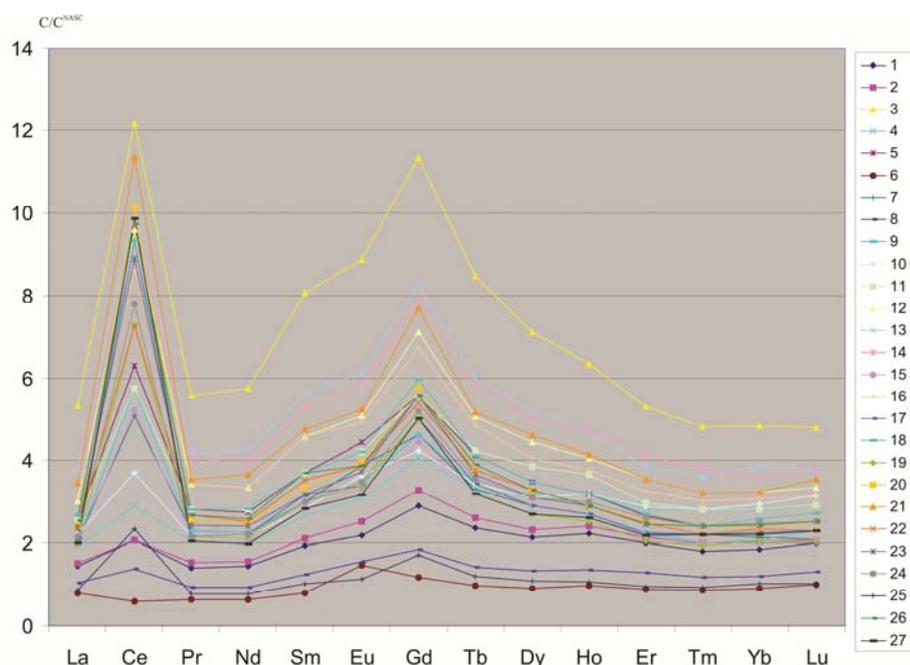


Рис. 2. Составы РЗЭ, нормализованные на сланец NASC, в исследуемых образцах железомарганцевых образований вулканических поднятий 1 и 2

4. По содержанию рудных компонентов, средние значения которых составляют: железа -10,68%, марганца – 8,82%, кобальта – 0,12%, никеля – 0,26%, анализируемые ЖМО относятся к низкому качеству минерального сырья по отношению к другим подобным образованиям – Гавайского поля и Магеллановых гор в Тихом океане, поля Экватор в Индийском океане, поля Сьерра-Леоне, Дампир, площади Поднятия Углового, горы Новой Англии и горы Жозефин в Атлантическом океане [2].

5. Технологическая характеристика минерального сырья оценивались по количеству полезных компонентов, переходящих в раствор при выщелачивании. Полученные результаты показали, что корковые образования Южно-Китайского моря в целом можно отнести к легкообогатимым, но с низкими показателями извлечения редкоземельных элементов.

6. Предварительная оценка прогнозируемых ресурсов железомарганцевых корок Южно-Китайского моря составляет около 12 тыс км<sup>2</sup>. При этом ресурсный потенциал Со – 6400 тонн, а Mn – 480295 тонн. Сопоставление полученных предварительных данных с аналогичными образованиями других районов показывает, что основные полезные компоненты находятся в ограниченном количестве [2]. На данном этапе исследований перечисленные выше показатели указывают на низкую геолого-экономическую перспективность корковых образований акватории Южно-Китайского моря.

### Литература

1. А.В. Дубинин, Т.Ю. Успенская, Г.М. Гавриленко, В.А.Рашидов. Геохимия и проблемы генезиса железомарганцевых образований островных дуг западной части Тихого океана. – геохимия, 2008, №12, с. 1280-1303
2. С.И. Андреев, Л.И. Аникеева, В.Е. Казакова, П.А. Александров, М.М. Задорнов, В.Ю. Кузнецов. С.И. Петухов, Н.Н. Куликов, М.П. Торохов, А.Б. Черномордик, А.З. Бурский. Кобальтбогатые руды Мирового океана – Санкт-Петербург: ФГУП ВНИИОкеангеология, 2002.

# МОДЕЛИ СТРУКТУР КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОЛЕЙ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ – КАК ИНСТРУМЕНТ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПЕРСПЕКТИВНЫХ ПЛОЩАДЕЙ ПРИ ПРОГНОЗИРОВАНИИ КОРЕННЫХ ИСТОЧНИКОВ АЛМАЗОВ

*Коробкова А.И.<sup>1</sup>, Проценко Е.В.<sup>2</sup>, Шахурдина Н.К.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> СПбГУ, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *korobulya@mail.ru*,

<sup>2</sup> НИГП АК «АЛРОСА» (ОАО), г. Мирный, Россия, E-mail: *ProtsenkoEV@alrosa.ru*,  
*ShakhurdinaNK@alrosa.ru*

**Проведены структурные построения в пределах Накынского, Мирнинского, Алакит-Мархинского, Далдынского и Верхнемунского кимберлитовых полей, относящихся к наиболее продуктивным на площади Якутской алмазодносной провинции. Установлено, что основными структурами осадочного чехла изученных полей являются системы грабенообразных линейных депрессии. Все известные кимберлитовые тела приурочены к этим депрессиям и участкам их торцевого выклинивания, что необходимо учитывать при локальном прогнозе новых коренных источников алмазов.**

## MODELS OF STRUCTURES OF YAKUTIAN DIAMONDIFEROUS PROVINCE KIMBERLITE FIELDS – AS AN INSTRUMENT OF PROSPECTIVE FIELDS’ LOCALIZATION WHEN FORECASTING PRIMARY SOURCES OF DIAMONDS

*Korobkova A.I.<sup>1</sup>, Protsenko E.V.<sup>2</sup>, Shakhurdina N.K.<sup>2</sup>*

<sup>1</sup> SPbU, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *korobulya@mail.ru*,

<sup>2</sup> NIGP ALROSA, Mirny, Russia, E-mail: *ProtsenkoEV@alrosa.ru*, *ShakhurdinaNK@alrosa.ru*

**Structural imaging was performed within Nakyn, Mirny, Alakit-Markha, Daldyn, and Verkhne-Muna kimberlite fields, referred to the most productive ones on the area of Yakutian diamondiferous province. It was revealed that the systems of graben-like linear depressions were the basic structures of the investigated fields’ sedimentary cover. All known kimberlite bodies are confined to these depressions and sites of their end wedging out, which should be taken into account during local forecast of new primary sources of diamonds.**

Структурно-тектонические предпосылки прогноза кимберлитового магматизма, которые традиционно используются при алмазопоисковых работах, отражают по сути роль кимберлитовмещающих структур, благоприятных для проявлений эксплозивного магматизма трубчатого типа [1]. Важным моментом локального прогнозирования с использованием структурно-тектонических факторов является и понимание сущности кимберлитоконтролирующих разломов – относятся ли к ним зоны повышенной трещиноватости, конкретные разрывные нарушения или другие структурные элементы. Частичное разрешение этих вопросов было получено нами при проведении детальных исследований в пределах Накынского, Мирнинского, Алакит-Мархинского, Далдынского и Верхнемунского кимберлитовых полей, включающих главные коренные месторождения алмазов на территории Якутской провинции.

Современный структурный план кимберлитовмещающих образований на площадях характеризуемых полей изучался по разным горизонтам осадочного чехла. В пределах

Накынского и Мирнинского кимберлитовых тектонические особенности строения разреза анализировались по структурным картам, построенным на основе отметок, вычисленных по материалам каротажных исследований в структурных и поисково-структурных скважинах. Так, для территории Накынского поля в качестве опорного горизонта была выбрана подошва олдондинской свиты (нижний ордовик), для Мирнинского – кровля мирнинской свиты (средний кембрий). В пределах Алакит-Мархинского поля анализируемой структурной поверхностью послужила подошва силурийских отложений, которые были вскрыты бурением и расчленены с помощью геофизических исследований скважин. На открытых площадях Далдынского и Верхнемунского полей, где отсутствует площадное бурение и, где на современной дневной поверхности обнажаются ордовикские и верхнекембрийские отложения, в качестве опорных горизонтов соответственно были выбраны подошвы олдондинской и мархинской (верхний кембрий) свит. Абсолютные отметки этих уровней рассчитывались по материалам геологических съёмок масштабов 1 : 50 000 – 1 : 200 000.

Анализ построенных структурных карт позволил выделить на площадях ниже характеризующих полей основные тектонические элементы, а также определить их пространственно-генетические связи с кимберлитовыми телами [4].

**Накынское кимберлитовое поле** пространственно объединяет две кимберлитовые трубки – Нюрбинскую и Ботубинскую, а также две дайки – Майскую и Мархинскую. Высокие содержания и качество кристаллов алмаза позволяют относить эти кимберлитовые тела к категории уникальных объектов, имеющих высокий промышленный потенциал. В связи с этим, для локализации подобных кимберлитоперспективных участков важное значение приобретают исследования структур самого Накынского поля и, в первую очередь, тех из них, которые можно использовать в прогнозных построениях на смежных площадях.

При исследовании структурных особенностей верхней части кимберлитовмещающих образований отмечено, что на эрозионной поверхности пород нижнего палеозоя, под мезокайнозойскими осадками в южной части площади обнажаются ордовикские, а в северной части – кембрийские отложения. При этом структура северной части площади, в поле выхода кембрийских отложений, характеризуется относительно спокойным моноклиальным падением к югу, в сторону Ыгыаттинской впадины. Перепад абсолютных отметок здесь не превышает 20–40 м на 1 км, и только вблизи с границей выходов ордовикских отложений выделяется слабоконтрастная структурная ступень, характеризующаяся перепадом отметок от 40 до 60 м, реже до 80 м на 1 км. Общий моноклиальный характер структуры этой части площади осложнен малоамплитудными линейными депрессиями, имеющими довольно пологие борта и ширину до 2–3 км. Углубка их осевых частей не превышает 40–60 м. Положение осевых линий этих депрессий подчиняется общему структурному плану, а их ориентировка отвечает южным и юго-восточным румбам.

Структурный план в поле развития ордовикских отложений имеет заметные отличия. В целом он представляет собой моноклиаль, погружающуюся к юго-востоку. Общий перепад абсолютных отметок подошвы ордовикских пород здесь составляет от 220 до 420 м или те же 20-40 м на 1 км. Однако большая часть моноклинали расчленена довольно многочисленными и весьма контрастными грабенами. Эти линейные структуры характеризуются и более крутыми бортами с перепадом отметок от 40–80 м до

160–180 м. Ширина их различна и составляет от 1 до 3 км. Многие из них подчиняются общему структурному плану и открываются в сторону наиболее погруженной части Вилуйской синеклизы. Отдельные и, как правило, наиболее контрастные грабены имеют юго-западную ориентировку [2; 3].

Важно подчеркнуть, что известные кимберлитовые тела Накынского поля пространственно приурочены к участкам выклинивания непротяженных линейных депрессий северо-западной ориентировки. В свою очередь, эти четыре депрессии являются боковыми ответвлениями от более крупного грабена, имеющего север–северо-восточную ориентировку.

**Мирнинское кимберлитовое поле** включает семь кимберлитовых трубок, пять из которых являются месторождениями. Установлено также более 20 сопряженных с ними жил и две самостоятельных жилы.

Изучение структурных особенностей кимберлитовмещающего основания показало, что в пределах данного поля широким распространением пользуются линейные депрессии, выделяемые в ранге грабенов [5]. В анализируемых поверхностях они характеризуются резкими азимутальными переходами и разветвлениями различной протяженности и амплитуды. К категории наиболее контрастных из них относится серия субмеридиональных именных грабенов. Всего в этой серии выделяется пять основных грабенов с востока на запад: Нижнеиреляхский, Восточный, Центральный, Западный и Буордахский. Протяженность грабенов составляет до 30 км при ширине по днищу от 1 до 2 км. Углубка их осевых линий по отношению к верхним частям бортов в среднем составляет 80–120 м, достигая на отдельных отрезках 180–200 м. В то же время здесь по простиранию выделяются фрагменты, где эта углубка не превышает 40–60 м. Строение данных грабенов довольно сложное. Иногда они имеют чётковидное строение, обусловленное чередованием участков расширения и пережимов. Следует отметить, что по простиранию грабенов нередко наблюдаются их коленообразные изгибы со смещениями и разрывами осевых линий. Эти смещения приурочены к участкам, где основные грабены пересекаются северо-западными и субширотными разломами. Прогностическое значение подобных северо-западных разрывных нарушений определяется тем, что они трассируются в пределы ближайшего околотрубочного пространства практически всех кимберлитовых тел Мирнинского поля.

Результаты исследований структурных особенностей кимберлитовмещающих образований свидетельствуют, что наиболее значимыми с прогностической точки зрения структурами поля являются сложные по своему строению геологические разломы, выражением которых служат субмеридиональные грабены.

**Алакит-Мархинское кимберлитовое поле** пространственно объединяет более 60 кимберлитовых тел, 6 из которых представляют собой промышленные месторождения.

Детальные структурные построения на площади поля показывают, что здесь широким распространением пользуются грабенообразные линейные депрессии, выделяемые в ранге структурных желобов и находящие своё отображение как на уровне морфоструктурного плана карбонатного плотика, так и по более глубинным (подошва силура) горизонтам. Протяженность этих желобов на площади поля составляет первые десятки километров при ширине до 2–4 км. В рельефе карбонатного цоколя структурные желоба контролируют положение тальвегов верхнепалеозойской гидросети [4]. Важно отметить, что в бронирующем комплексе базитовых образований основные объёмы их ин-

трузивных массивов сосредоточены именно в пределах этих эрозионно-структурных линейных депрессий в форме изогнуто-вытянутых валообразных тел, что, в свою очередь, является выражением косвенных магматических предпосылок, унаследовано подчёркивающих потенциально кимберлитоконтролирующие структуры.

Прогностическое же значение этих структур определяется тем, что на участках их выклинивания, а также в пределах их коротких боковых ответвлений, расположено практическое большинство известных здесь кимберлитовых тел.

**Далдынское кимберлитовое поле** включает 61 трубку, 6 обособлённых жил и 3 дайки. Из них к категории промышленных месторождений относятся только трубки Удачная и Зарница, а также трубка Дальняя, в пределах которой установлены отдельные блоки с повышенной алмазонасностью.

Тектоническое строение Далдынского поля исследовалось по структурной карте, построенной по подошве олдондинской свиты. На площади наиболее возвышенной северной части поля абсолютные отметки нижнеордовикских отложений укладываются в диапазон от 530 до 610 м. Соответственно в южной части поля колебание этих отметок составляют от 300 до 530 м. В целом данная ступенчато-моноклиальная структурная поверхность в значительной мере осложнена грабенообразными депрессиями с различной контрастностью и углубкой. Наименее контрастные линейные структуры этого типа развиты в северной части поля. При ширине до 1,5 км они имеют, как правило, пологие борта, а их углубка по днищу составляет не более 20–30 м и лишь изредка достигает 40–60 м. На юге характеризуемого поля строение грабенов более выразительное, что и подчёркивается их углубкой до 60–100 м при ширине по днищу от 1,2 до 1,8 км, а также более крутыми бортами [4].

Минерагеническое значение картируемых грабенов на площади Далдынского поля выражается в том, что все известные здесь кимберлитовые тела располагаются только в пределах этих линейных структур.

**Верхнемунское кимберлитовое поле** включает 16 кимберлитовых трубок и 4 дайки. При этом 4 трубки, в том числе Заполярная, Деймос, Комсомольская-Магнитная и Новинка имеют статус промышленных месторождений.

Локальные структуры этого поля, установленные по подошве мархинской свиты, представлены разноплановыми линейными депрессиями, отвечающими категории структурных желобов. Непосредственно в пределах поля они имеют север-северо-западную и субмеридиональную ориентировку. Их ширина по днищу составляет от 1,0–1,5 до 2,5 км, а углубление не превышает 15–20 м [4].

Минерагеническая роль этих структурных желобов определяется тем, что все кимберлитовые тела рассматриваемого поля пространственно приурочены к участкам их торцевого выклинивания.

Выполненные построения свидетельствуют о том, что основными структурными элементами осадочного чехла в пределах всех изученных кимберлитовых полей являются грабенообразные линейные депрессии. Оценка роли грабенов и структурных желобов как магмопроводящих структур для эксплозивных образований показывают, что они занимают самое крайнее положение в иерархическом ряду рифтогенных структур, входящих в зоны динамического влияния древних авлакогенов – Патомско-Вилуйского (Накынское и Мирнинское поля) и Катанго-Котуйского (Алакит-Мархинское, Далдынское и Верхнемунское поля). Таким образом, широкое проявление

охарактеризованных структурно-тектонических элементов в пределах кимберлитовых полей требует их обязательного учета при прогнозировании как узколокальных высокоперспективных участков, так и непосредственно самих коренных источников алмазов.

### **Литература**

1. Коробков И.Г., Вафин Т.Р. Структуры кимберлитовых полей – как фактор локального прогноза коренной алмазоносности. // Сб. тр. «Геодинамика, магматизм и минерагения континентальных окраин севера Пацифики». – Магадан, 2003, т.3. – С. 213-215.
2. Коробков И.Г., Евстратов А.А., Коробкова А.И. Структурно-тектоническое строение Накынского кимберлитового поля (Западная Якутия) // Вестн. С.-Петербург. Ун-та. Сер. 7. 2010. Вып. 4. – С. 47-57.
3. Коробков И.Г., Кондратьев А.А., Шахурдина Н.К. Структуры осадочного чехла Накынского кимберлитового поля. // Сб. тр. «Геологические аспекты минерально-сырьевой базы акционерной компании «АЛРОСА»: современное состояние, перспективы, решения». – Мирный, 2003. – С. 135-140.
4. Коробков И.Г., Шахурдина Н.К. Структуры кимберлитовых полей как основа инновационного подхода к прогнозу коренных месторождений алмазов // Руды и металлы. 2011. №3/4. С. 94-95.
5. Шахурдина Н.К., Коробков И.Г. Структуры осадочного чехла Мирнинского кимберлитового поля // Проблемы геологии и разведки недр северо-востока России: материалы региональной научно-практической конференции, посвященной 55-летию инженерного образования в Республике Саха (Якутия). 30 марта 2011 г. – Якутск: Издательско-полиграфический комплекс СВФУ, 2011. – С. 120-124.

## ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ СТРОЕНИЕ И ТИПЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗАПАДНОЙ КАЛБЫ (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

*Кузьмина О.Н.*

ВКГТУ, г. Усть-Каменогорск, Республика Казахстан, E-mail: [kik\\_kuzmins@mail.ru](mailto:kik_kuzmins@mail.ru)

**С позиции мобилизма рассмотрена последовательность геодинамического развития Западно-Калбинского пояса. Определены генетические связи ведущих типов золотого оруденения с геологическими формациями различных геодинамических обстановок. Составлена схема рудоносных геохронологических уровней Западной Калбы, в которых размещаются главные золоторудные месторождения региона.**

## GEOLOGICAL STRUCTURE AND TYPES OF GOLD DEPOSITS OF WEST KALBA (EAST KAZAKHSTAN)

*Kuzmina O.N.*

EKSTU, Ust-Kamenogorsk, The Republic of Kazakhstan, E-mail: [kik\\_kuzmins@mail.ru](mailto:kik_kuzmins@mail.ru)

**The sequence of geodynamic development of West Kalba belt was considered from mobilism position. The genetic links of leading types of gold mineralization was identified with geological formations of different geodynamic settings. The scheme of ore geochronological levels of West Kalba was constructed and included major gold deposits of region.**

Восточный Казахстан является важнейшим золоторудным регионом Республики. Здесь известно большое количество коренных и россыпных проявлений золота, различающихся по масштабам и формационной принадлежности. Основные золоторудные месторождения сконцентрированы в Западно-Калбинской металлогенической зоне. Золоторудный пояс вытянут в северо-западном направлении на 800 км при ширине от 100 км на северо-западе до 20 км в районе оз. Зайсан [2]. Западно-Калбинский пояс на северо-востоке по Теректинскому глубинному разлому граничит с Калба-Нарымским редкометалльным поясом, а на юго-западе по Чарско-Горностаевскому надвигу отделяется от Жарма-Саурского пояса (рис. 1).

Геодинамическое развитие Западно-Калбинского пояса происходило в следующей последовательности. С Иртыш-Зайсанским океаническим палеобассейном (О-С<sub>1</sub>) связано образование серии вулканогенно-осадочных, карбонатно-терригенных и алевролитопесчаных граувакковых формаций рифтогенного, островодужного типов и остаточных морей. Средняя стадия ознаменовалась (в ранний этап С<sub>1</sub>) коллизионным сдвижением Горноалтайской и Казахстанской континентальных окраин, формированием сложной складчатости и сучиванием структур, активизацией разрывной тектоники и надвигов. В позднеколлизионный этап (С<sub>2</sub>-С<sub>3</sub>) в зонах растяжения локализовались молассовые формации и внедрились золотоносные малые интрузии и дайки габбродиорит-гранодиорит-плагиогранитовой серии (карабирюкский С<sub>2-3</sub>, кунушский С<sub>3</sub> комплексы).

С учетом палеогеодинамических реконструкций выявлены генетические связи золоторудения с определенными геологическими формациями (рис. 2). Ведущие золоторудные формации: *золотосульфидно-кварцевая* апокарбонатная (суздальский тип), *золото-кварцевожильная* (кулуджунский тип), *золото-березитовая* (бададжальский тип) и *золото-мышьяково-углеродистая* (бакырчикский тип) образовались в стадию герцинской коллизии и генетически связаны с формацией гипабиссальных малых интрузий и даек плагиогранит-гранодиоритового состава (кунушский комплекс,  $C_3$ ).

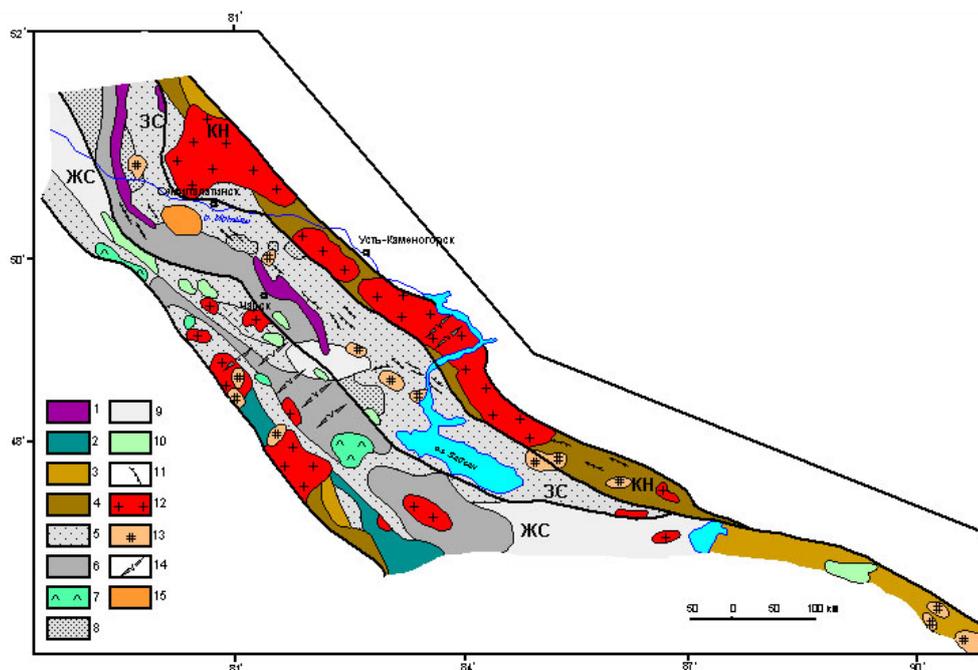


Рис. 1. Геологические формации Западно-Калбинской зоны

1-16 – геологические формации: 1 – гипербазитовая метаофиолитовая, докембрийская, 2 – известняково-терригенная каледонид; 3-15 – формации герцинид: 3 – базальт-андезит-риолитовая ( $D_{1-3}$ ), 4 – углеродисто-терригенная ( $D_3-C_1$ ), 5 – грувакковая ( $C_1$ ), 6 – андезитовидная ( $D_3-C_1$ ), 7 – габбро-диорит-гранодиоритовая ( $C_1$ ), 8 – молассовая ( $C_2$ ), 9 – молассовая вулканогенная ( $C_{2,3}$ ), 10 – габбродиорит-диабазовая ( $C_{2,3}$ ), 11 – гранодиорит-плагиогранитовая малых интрузий и даек ( $C_3$ ), 12 – гранитовая ( $P_1$ ), 13 – щелочногранитовая ( $P_1-T_1$ ), 14 – габбро-диабаз-гранит-порфировая ( $P_2-T_1$ ), 15 – трахидацит-трахириолитовая ( $T_1$ )

*Золотосульфидно-кварцевый апокарбонатный* тип приурочен к раннегерцинскому островодужному (суздальскому) рудоносному уровню ( $D_3fm-C_1v_{2-3}$ ). Это новый для региона нетрадиционный тип золоторудения в изменённых вулкано-карбонатно-терригенных породах (аркалыкская свита,  $C_1v_{2-3}$ ), близкий по ряду признаков к «карлинскому типу» крупнообъёмных золоторудных месторождений в карбонатных породах, руды которых разрабатываются по методу кучного выщелачивания [4]. В Западной Калбе примером является крупное Суздальское месторождение, представленное первичными золотосульфидно-кварцевыми рудами, развитыми преимущественно в гидротермально-изменённых и брекчированных известняках аркалыкской свиты, и золоторудными корами выветривания мезозойского возраста. Известны также месторождения Мираж, Жайма, рудопроявление Байбура и другие объекты. Представляет промышленное значение.



*Золото-кварцевожильный* тип оруденения отражает раннегерцинский предколлизийный рудоносный уровень (кулуджунский), широко представленный морскими малоуглеродистыми граувакковыми отложениями междуговых прогибов (аганактинская свита,  $C_{1s}$ ). В них развиты многочисленные, преимущественно мелкие месторождения и рудопроявления золото-кварцевого и золотосульфидно-кварцевого типов, генетически связанных с гранитоидами и дайками кунушского комплекса  $C_3$  (Кулуджун, Сенташ, Джумба, Лайлы и др.). Месторождения явились коренным источником россыпей золота, которые разрабатывались [2].

*Золото-березитовый* (баладжальский) тип оруденения развит в мелких массивах диоритов и дайках плагиогранит-порфиров  $C_3$  и связан с их автоберезитизацией. Примером является месторождение Баладжал с бедными рудами (до 5 г/т) и общими золоторесурсами около 29 т, которое в настоящее время разрабатывается. Более мелкий гранитоидный массив Куперлы и дайки плагиогранит-порфиров развиты в Кулуджунском районе (Желтугень, Буксир и др.), массивы Бижан и Костобе находятся в Бакырчикском районе. С ними часто связаны мелкие россыпи золота, но первичное оруденение из-за низких содержаний металла обычно непромышленное.

*Золото-мышьяково-углеродистый* тип месторождений (бакырчикский) фиксируется в среднегерцинском коллизийном рудоносном уровне ( $C_2-C_3$ ), объединяющем молассовые лимнические отложения буконьской свиты ( $C_{2-3}$ ). В состав уровня входят наземные сероцветные молассы, флювиолимнические и болотные углеродистые черносланцевые литофации седиментогенеза. Золотое оруденение генетически связано с гипабиссальной плагиогранит-гранодиоритовой формацией (кунушский комплекс  $C_3$ ). К ведущему промышленному типу относятся золото-мышьяково-углеродистые минерализованные зоны и зоны прожилкового окварцевания. Представлен крупными месторождениями Бакырчик, Большевик и Глубокий Лог, имеющими важное практическое значение [1, 3].

Таким образом, в изученном регионе выделены основные рудоносные геохронологические уровни и отражены пространственные связи с ними золоторудных объектов различных рудноформационных типов: 1) раннегерцинский островодужный,  $D_3fm-C_{1v_{2-3}}$  (золотосульфидно-лиственитовая формация, карабайский тип; золотосульфидно-кварцевая апокарбонатная формация, суздальский тип); 2) раннегерцинский предколлизийный,  $C_{1s}$  (золото-кварцевая формация, кулуджунский тип); 3) среднегерцинский коллизийный,  $C_2-C_3$  (золото-мышьяково-углеродистая формация, бакырчикский тип). Полученные результаты могут использоваться при проведении дальнейших прогнозно-поисковых работ в Западно-калбинском золоторудном поясе.

## Литература

1. Бакырчик (Геология, геохимия, оруденение). Отв. ред. Нарсеев В.А., авторы: Нарсеев В.А., Гостев Ю.В., Захаров А.В. и др. – М.: ЦНИИГРИ, 2001. - 174 с.
2. Большой Алтай (геология и металлогения). Кн. 2. Металлогения / Щерба Г.Н., Беспяев Х.А., Дьячков Б.А. и др., Алматы, РИО ВАК РК, 2000. - 400 с.
3. Рафаилович М.С., Мизерная М.А., Дьячков Б.А. Крупные месторождения золота в черносланцевых толщах: условия формирования, признаки сходства. Алматы, 2011. 272 с.
4. Radtke A. S. Geology of the Carlin gold deposit, Nevada/ Professional Paper 1267. U. S. Geological Survey, 1985.

## МИНЕРАЛОГИЯ РУД КРУПНОГО МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПЕСЧАНКА, ЗАПАДНАЯ ЧУКОТКА

*Марущенко Л.И., Нагорная Е.В.*

МГУ, г. Москва, Россия, E-mail: [luba.rogacheva@gmail.com](mailto:luba.rogacheva@gmail.com)

**Аu–Мо–Cu порфировое месторождение Песчанка приурочено к Егдыгкычскому плутону (K<sub>1</sub>). На месторождении выделяются три основных типа метасоматитов: кварц–калиевой полевой шпат–биотитовые, пропилиты и кварц–серицитовые. Оруденение представлено штокверком кварцевых прожилков и вкрапленным типом. Гипогенная рудная минерализация формируется в течение мезотермального и эпитеермального этапов. К главным рудным минералам мезотермального этапа относятся борнит, халькопирит, пирит, молибденит. Эпитеермальная минеральная ассоциация представлена халькопиритом, пиритом, блеклыми рудами в меньшей степени галенитом, сфалеритом и теллуридами. Ограниченное развитие минералов эпитеермального этапа свидетельствует о большом эрозионном срезе месторождения. Зона вторичного сульфидного обогащения на месторождении развита слабо и представлена минералами системы Cu-S: ковелином, анилитом, дегенитом, джарлеитом и гиритом.**

## ORE MINERALOGY OF THE PESCHANKA LARGE PORPHYRY COPPER DEPOSIT, WESTERN CHUKCHI PENINSULA

*Marushchenko L.I., Nagornaya E.V.*

MSU, Moscow, Russia, E-mail: [luba.rogacheva@gmail.com](mailto:luba.rogacheva@gmail.com)

**The Peschanka Au–Mo–Cu porphyry deposit is located in the Egdygkych pluton (K<sub>1</sub>). The major types of wallrock alteration are potassic, phyllic and propylitic. Ore mineralization is represented by quartz stockwork veinlets and disseminated type. Hypogene ore mineralization has been formed in mesothermal and epithermal stages. The major minerals of mesothermal stage are bornite, chalcopyrite, pyrite, molybdenite. Epithermal mineralisation consist of chalcopyrite, pyrite, galena sphalerite, tellurides. Limited development of epithermal mineral phases indicates a greater erosional cut of deposit. Zone of secondary sulfide enrichment consists kovelinom, anilitom, degenitom, dzharleitom and giritom.**

Аu–Мо–Cu–порфировое месторождение Песчанка является крупнейшим медно-порфировым месторождением в России с приблизительными запасами меди 7,9 млн тон и золота 450 тыс. тон. Целью работы является характеристика минерального состава и стадийности формирования руд данного объекта.

Месторождение Песчанка находится в 250 км к юго–западу от г. Билибино (Чукотский АО) и локализовано в юго-восточной краевой части раннемелового крупного полифазного Егдыгкычского плутона, сложенного габбродиоритами и монцодиоритами, которые прорваны телами кварцевых монцодиорит–порфиров. Месторождение контролируется крупным меридиональным правым сдвигом и представляет собой линейный кварц–сульфидный штокверк. На месторождении выделяют 4 типа метасоматических пород (от ранних к поздним): биотит–кварц–калишпатовые, калиевые пропилиты, хло-

рит-альбит-кварц-серицитовые метасоматиты (филлизиты), а также аргиллизиты. Биотит-кварц-калишпатовые метасоматиты слагают основной объем гидротермально измененных пород месторождения Песчанка, с ними связан основной объем рудной минерализации. По периферии месторождения развиты калиевые пропилиты. Кварц-серицитовые метасоматиты развиты спорадически и встречаются как в центральной части месторождения так и на флангах.[2]

Оруденение представлено штокверком кварцевых прожилков и вкрапленным типом. Минерализация развита среди кварц-биотит-калишпатовых метасоматитов и филлизитов, реже среди пропилитов. Состав и зональность рудной минерализации типичен для медно-порфировых месторождений. Гипогенная рудная минерализация формируется в течение мезотермального и эпитептермального этапов. Также на участке присутствует слабо развитая зона вторичного сульфидного обогащения.

К главным рудным минералам мезотермального этапа относятся борнит, халькопирит, пирит, молибденит. Борнит представлен выделениями двух типов. Борнит первого типа образует выделения размером до 100 мкм с решетчатой структурой распада халькопирита (рис. 1), который согласно экспериментальным данным формируется при 250 °С [3]. Борнит второго типа образует более крупные выделения размером до мм, без ламелей распада халькопирита. В Борните- II встречается высокопробное золото (рис. 2).



Рис. 1. Зерно борнита-I (Bm-I) с решетчатой структурой распада халькопирита-I (Ccp- I). Халькопирит-I замещается ковелином (Cv) . Фото в отраженных электронах.

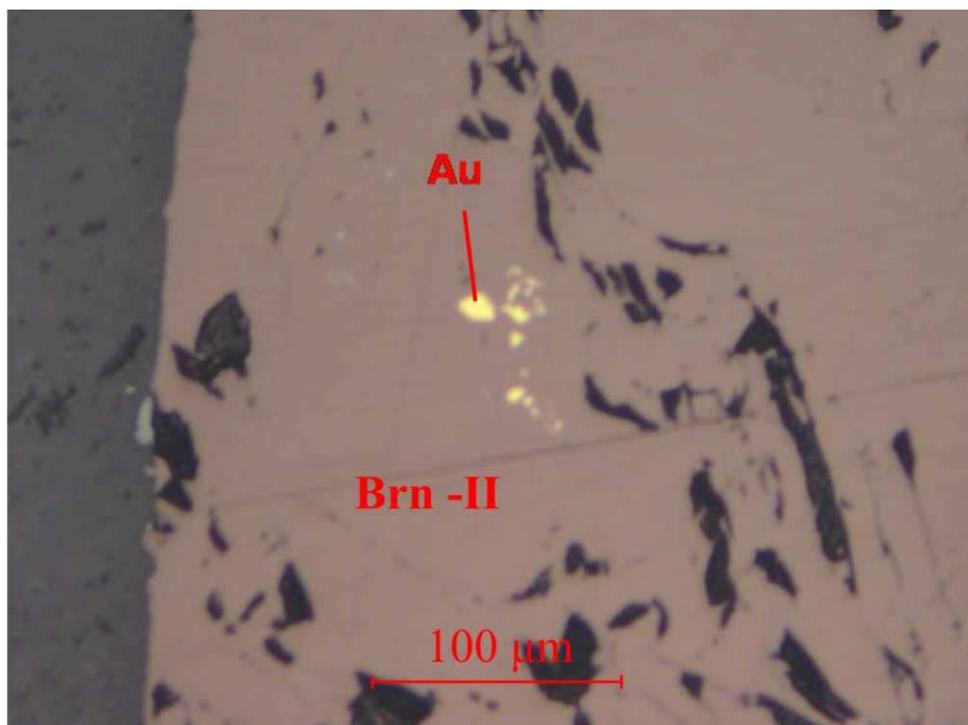


Рис. 2. Самородное золото (Au) в борните -II ((Brn-II). Фото в отраженном свете, без николей.

Халькопирит широко развит на месторождении и представлен 2 генерациями: ранней – тонкие ламели распада в борните-I и более поздней, заместивший борнит-II. Размер выделений халькопирита -II достигает нескольких десятков мкм. По халькопириту – II часто развиваются сульфиды группы Cu-S:

Пирит является наиболее распространенным сульфидным минералом и представлен зернами различного размера от нескольких десятков мкм до первых мм. Высоко контрастные фотографии в отраженных электронах не выявили зональности в отдельных кристаллах пирита. По данным ICP-MS исследований содержание Co, Ni в минерале варьирует от 40 до 900 ppm и от 50 до 220 ppm соответственно. При окислении пирит замещается лимонитом.

Эпитермальна минеральная ассоциация на месторождении представлена слабо. Главными рудными минералами являются халькопирит, пирит, блеклая руда в меньшей степени галенит и сфалерит, также были диагностированы гессит и электрум. Из литературы известны находки аргентита и энаргита [3]

Халькопирит образует эмульсионные вкрапленники в сфалерите размером до 5 мкм или слагает зерна размером до первых сотен мкм, находящиеся в тесном срастании со сфалеритом и пиритом (рис. 3). По данным электронно-зондового анализа, минерал содержит небольшую примесь Zn (0,04-0,06 а.ф.е.), и Ag (первые тысячные доли а.ф.е.). Местами халькопирит замещается теннантит-тетраэдритом.

Сфалерит образует тесные срастания с пиритом и халькопиритом, размер кристаллов достигает первых сотен мкм. Содержание Fe и Cu в минерале варьирует от 0,01 до 0,06 и от 0,03 до 0,06 а.ф.е соответственно.

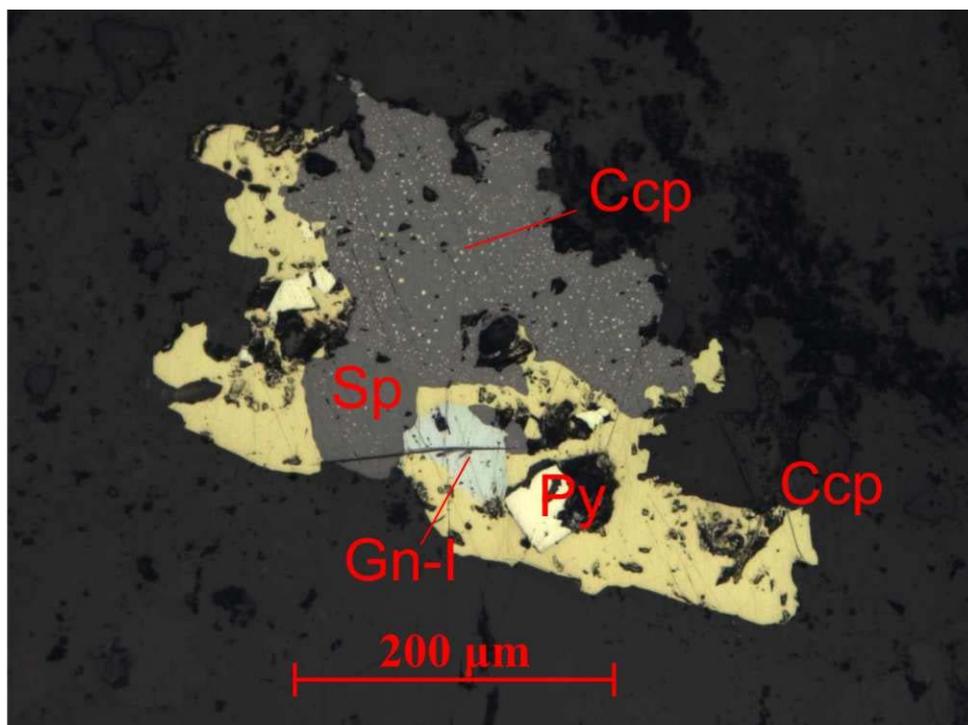


Рис. 3. Сфалерит (Sp) с эмульсионной вкрапленностью халькопирита (Csp) в тесном сростании с халькопиритом, пиритом (Py) и галенитом-I (Gn-I). Фото в отраженном свете, без николей.

Галенит представлен выделениями двух типов. Галенит-I слагает индивидуальные зерна размером до нескольких мкм. Также он цементирует брекчированные зерна ранее образованного пирита. Содержание элементов примесей в таком галените ниже предела обнаружения. Галенит -II встречается в халькопирите в виде мелких включений размером до 5 мкм и содержит примесь Se (до 0,3 а.ф.е.).

Блѣклые руды слагают выделения разных размеров от тонких (несколько мкм) вростков в пирите и халькопирите до относительно крупных агрегатов (до сотни мкм), замещающих борнит и халькопирит. Блѣклые руды представлены 2 генерации. Блѣклые руды-I образует кристаллы неправильной формы размером до нескольких десятков мкм и развиваются по халькопириту, по химическому составу относится к высокожелезистому теннантиту с железистостью ( $\#Fe = Fe/(Fe+Zn)$  от 0,93 до 1) и сурьмянистостью  $\#Sb = Sb/(Sb+As)$  до 0,04). Эта генерация характеризуется существенным содержанием избыточной меди (до 1,3 а.ф.е.), что указывает на повышенную активность кислорода при их формировании. Кристаллы блѣклых руд второй генерации характеризуются слабой зональностью, выявленной лишь на высококонтрастных фотографиях в отраженных электронах. Блѣклые руды -II замещают борнит, халькопирит, сфалерит (рис. 4) и представлены низкожелезистым теннантитом ( $\#Fe$  от 0,12 до 0,38;  $\#Sb$  до 0,1) и низкожелезистым тетраэдритом ( $\#Fe$  от 0,12 до 0,21;  $\#Sb$  от 0,65 до 0,79). Количество избыточной Cu в теннантите-тетраэдрите не превышает 0,44 а.ф.е. Снижение железистости и содержания избыточной Cu в блѣклых рудах второй генерации по сравнению с первой свидетельствует о росте активности серы по мере развития гидротермального процесса. Таким образом, блѣклые руды месторождения Песчанка эволюционируют от высокожелезистого теннантита до высокоцинкистого теннантит-тетраэдрита (рис 5).

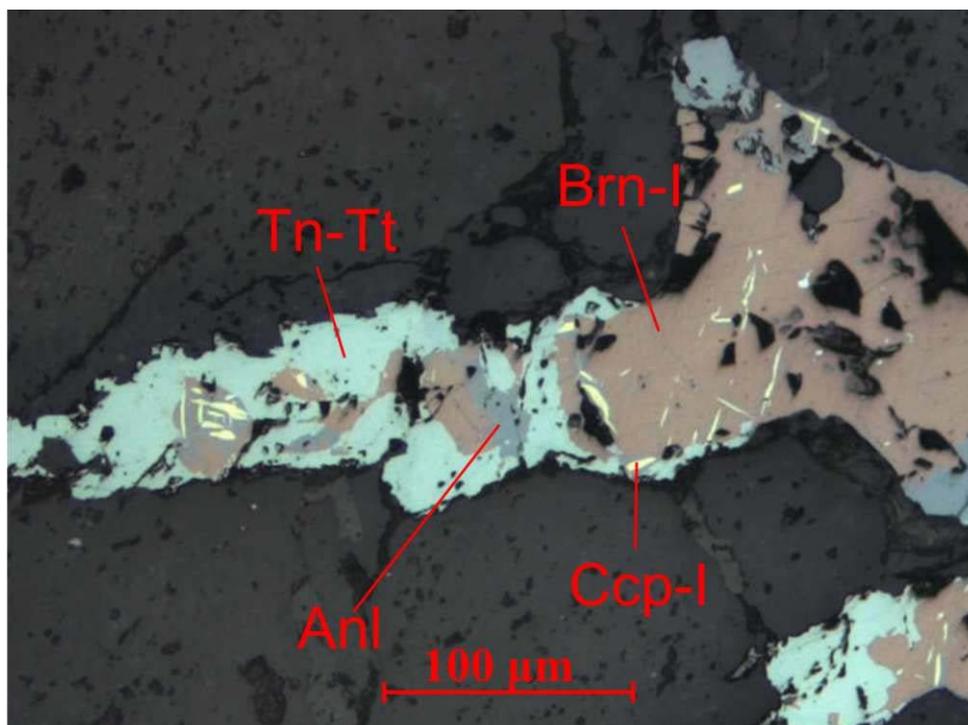


Рис. 4. Борнит (Brn-I) со структурами распада халькопирита (Ccp- I), замещающийся теннантит-тетраэдритом (Tn-Tt). По трещинам в борните развивается анилит (Anl). Фото в отраженном свете, без николей

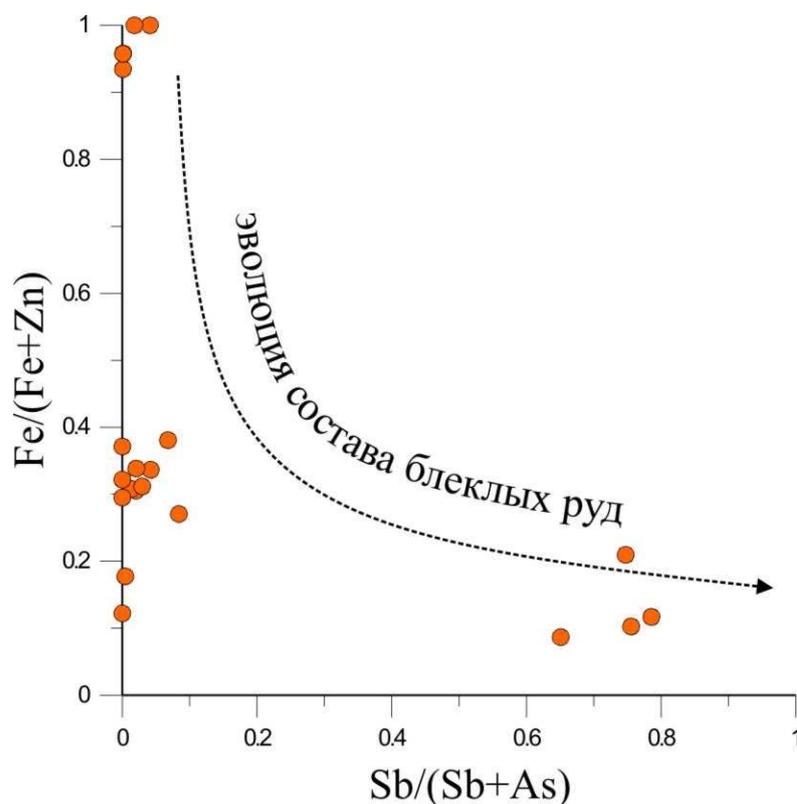


Рис. 5. Соотношение  $Sb/(Sb+As)$  и  $Fe/(Fe+Zn)$  в блеклых рудах месторождения Песчанка. Стрелкой показана эволюция состава блеклых руд.

Самыми поздними минералами эпитермальной стадии развития порфировой системы являются самородный теллур, алтаит и теллуросодержащие серебряные фазы, кото-

рые представлены вростками в халькопирите, борните и галените, их количественная диагностика затруднена из-за мелких размеров включений.

Зона вторичного сульфидного обогащения на месторождении развита слабо и представлена минералами системы Cu-S: ковелином, анилитом, дегенитом, джарлеитом и гиритом.

Таким образом, выявлено два этапа формирования сульфидных минеральных ассоциаций месторождения Песчанка: 1) мезотермальный, в ходе которого происходило отложение борнита, халькопирита, молибденита, высокопробного самородного золота и 2) эпитеермальный, приведший к образованию галенита, сфалерита, халькопирита, блеклых руд, минералов селена и теллура. Незначительное распространение минералов эпитеермального этапа и широкое развитие борнита свидетельствует о существенном эрозионном среде месторождения.

Блеклые руды месторождения Песчанка эволюционируют от высокожелезистого теннатита, ассоциирующего с борнитом и халькопиритом до высокоцинкистого теннантит-тетраэдрита, замещающего клейофан. Такое изменение состава обусловлено увеличением фугитивности сульфидной серы в минералообразующих флюидах в ходе развития гидротермального процесса.

*Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского Фонда Фундаментальных Исследований (проект №11-05-00571-а, 12-05-31067).*

#### **Литература**

1. Мигачев И.Ф. Гирфанов М.М Шишаков В.Б Меднопорфировое месторождение Песчанка // Руды и металлы 1995. № 3. С. 48-59.
2. Chitalin A., Shtengelov A., Agapitov D., Fomichev E., Usenko V., Matevosyan M. Geology and mineral resources of the giant Peschanka porphyry Cu-Au-Mo deposit, Western Chukotka, Russia // Proc. 11th SGA Biennial Meeting. 26–29th September 2011, Univer. Catolica Norte, Antofagasta, Chile.
3. Durazzo A., Taylor L.A. Experimental exsolution textures in the system bornite-chalcopyrite: genetic implications concerning natural ores // Mineral. Deposita 1982. V. 17. P. 79–97.

## ХЛОРСОДЕРЖАЩИЕ МИНЕРАЛЫ, СОПУТСТВУЮЩИЕ PT-PD-CO-NI-CU ОРУДЕНЕНИЮ НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

*Машкина А.А.*

МГУ, г. Москва, Россия, E-mail: *almashkina@mail.ru*

Описаны Cl-, Cl-F-апатит, титанистый биотит, хлорсодержащий гастингсит, керсутит, эденит и условия их нахождения во вкрапленных рудах Талнахского месторождения. Они располагаются среди сульфидов и в ореолах флюидного воздействия над сульфидными каплями. Ассоциация сульфидов вкрапленных руд с перечисленными минералами, а также с щелочными хлорсодержащими сульфидами свидетельствует о кристаллизации их из жидкости, обогащенной летучими и щелочными компонентами. В ореолах флюидного воздействия над сульфидными каплями отмечается повышенная концентрация минералов группы платины, что указывает на их пневматолитовое происхождение.

## CL-BEARING MINERALS ASSOCIATED WITH PT-PD-CO-NI-CU ORES IN THE NORIL'SK ORE FIELD

*Mashkina A.A*

MSU, Moscow, Russia, E-mail: *almashkina@mail.ru*

Cl-, Cl-F-apatite, Ti-biotite, Cl-bearing hastingsite, kaersutite, edenite and the conditions of their presence in the disseminated ores of the Talnakh deposit are described. They localize among sulfides and in aureoles of fluid action near sulfide drops. The association of the disseminated sulfides drops with these minerals and also with Cl-containing alkaline sulfides suggests their crystallization from alkaline and volatile rich liquid. In aureoles of fluid action near sulfide drops high concentrations of platinum-group minerals are noted that indicates their pneumatolytic origin.

Во многих дифференцированных гипербазитовых интрузивах минералы элементов группы платины часто ассоциируют с хлор-апатитом и другими обогащенными хлором минералами. При этом максимальные содержания хлора в апатите наблюдаются в тех горизонтах пород, которые наиболее обогащены элементами группы платины (рифтах). Подобное поведение галогенов в апатите зафиксировано в Бушвельде [5], Стиллуотере [6] и ряде других платиноносных интрузивах. На этом основании предполагается, что в образовании платиноидной минерализации существенную роль могли играть флюиды, богатые хлором, отчасти фтором [7]. Поэтому мы провели изучение апатита как главного минерала-концентратора галогенов.

Были изучены образцы оруденелых пород ультрабазитового горизонта, содержащие вкрапленные сульфидные руды из рудников Скалистый, Маяк (Талнахский интрузив) и Комсомольский (Таймырский интрузив). Рудовмещающие породы представлены меланократовыми троктолитами до пикритов и слагают придонные части интрузивов. Сульфиды образуют как крупные капли округлой или овальной формы размером до 5 см, так и мелкие выделения между зёрнами силикатов. Особенностью строения капель является их расслоение на халькопиритовую часть сверху (Iss) и пирротиновую

внизу (Mss). Данные руды характеризуются наименьшими абсолютными концентрациями элементов платиновой группы, однако в пересчёте на сульфидную массу они богаче платиноидами, чем сплошные сульфидные руды.

Над сульфидными каплями развиты ореолы флюидного воздействия (до нескольких мм), сложенные титанистым биотитом, содержащим до 3% хлора, Cl-, Cl-F-апатитом, паргаситом, ангидритом, щелочными хлорсодержащими сульфидами – джерфишеритом и бартонитом [2, 4].

Детальное изучение пород вкрапленных руд позволило обнаружить в них широкое присутствие апатита, кристаллики которого расположены как среди сульфидов, так и в каймах над сульфидными каплями. Наибольший интерес при этом представляет тот факт, что апатит приурочен к слагающим руды сульфидам и за их пределами среди породообразующих силикатов, как правило, не наблюдается.

На рисунке 1, а представлены кристаллики апатита в одном из типичных мелких выделений сульфидов. В более крупных (расслоенных) выделениях сульфидов апатит представлен длиннопризматическими кристаллами (рис. 1, б).

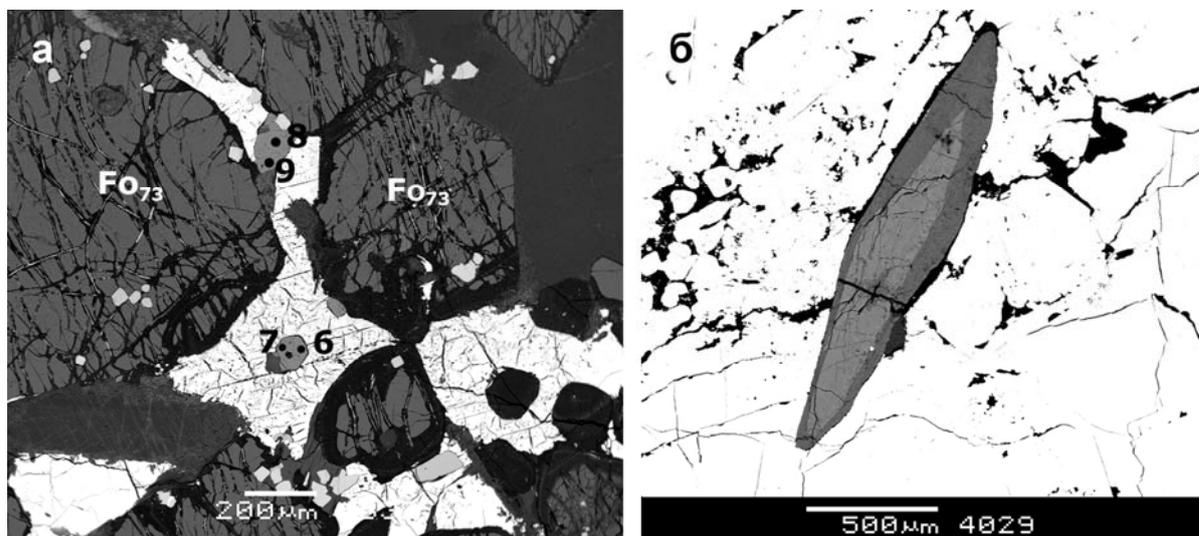


Рис. 1. Кристаллы хлор-апатита в а) – ксеноморфных выделениях сульфидов и б) – в расслоенной сульфидной капле. Пикритовые габбро-долериты Талнахского рудоносного интрузива. Здесь и далее номерами показаны точки анализов. Фото в отраженных электронах

Данные микронзондового анализа апатита из вкрапленных руд (табл. 1) пикритовых габбро-долеритов показывают, что минерал является хлор-апатитом (анализы 8, 9). Обращает на себя внимание наличие группы редкоземельных элементов до 0,9%. Данный хлор-апатит образовался на *ранней пневматолитовой стадии* (1-ая генерация апатита).

Апатит был также обнаружен в каймах над сульфидными каплями (рис. 2). Форма апатита расщепленная метельчатая. Он сильно изменен, однако в нем сохранились реликты неизмененного апатита (рис. 2, б; № 1, 4), представленного Cl-F-апатитом (табл. 1, анализы 1, 4) с повышенным содержанием гидроксил-иона. Содержание редких земель до 0,22 масс.%.

Cl-F-апатит включает реликты Cl-апатита раннепневматолитовой стадии (рис. 2, б; табл. 1, № 2, 3), в котором также наблюдается повышенное содержание гидроксил-иона. Следовательно, Cl – F – апатит образовался на *поздней пневматолитовой стадии* (2-ая генерация апатита) и является продуктом замещения Cl-апатита ранней пневматолитовой стадии. Само нахождение апатита среди сульфидов свидетельствует от том, что летучие вещества после кристаллизации силикатов концентрировались в сульфидной жидкости [1].

Таблица 1.

**Формулы апатита из ореолов флюидного воздействия над сульфидными каплями.  
Пикритовые габбро-долериты Талнахского рудоносного интрузива.**

№	Состав апатита (расчет на 8 катионов)	Название
8	$(Ca_{4,96} Fe_{0,01} Ce_{0,01})_{4,98} [(P_{2,97} Si_{0,05} S_{0,01})_{3,03} O_{12}] Cl_{1,00}$	Cl – апатит
9	$(Ca_{4,87} Na_{0,05} Fe_{0,02} Mg_{0,02} Nd_{0,01} Ce_{0,01})_{4,98} [(P_{2,97} Si_{0,05} S_{0,01})_{3,03} O_{12}] (Cl_{0,81} OH_{0,14})_{0,95}$	Cl – апатит
3	$(Ca_{4,88} Na_{0,05} Mg_{0,02} Ce_{0,02} Fe_{0,01} La_{0,01})_{4,99} [(P_{2,97} Si_{0,04})_{3,01} O_{12}] (Cl_{0,75} OH_{0,28})_{1,03}$	Cl – апатит
2	$(Ca_{4,92} Na_{0,04} Mg_{0,01} Fe_{0,01})_{4,98} [(P_{2,97} Si_{0,04})_{3,01} O_{12}] (Cl_{0,63} OH_{0,43})_{1,06}$	Cl – апатит
1	$(Ca_{4,89} Mg_{0,07} Fe_{0,02})_{4,98} [(P_{2,97} Si_{0,05})_{3,02} O_{12}] (F_{0,46} OH_{0,28} Cl_{0,26})_{1,00}$	Cl-F – апатит
4	$(Ca_{4,88} Mg_{0,06} Fe_{0,03} Nd_{0,01})_{4,98} [(P_{2,98} Si_{0,05})_{3,03} O_{12}] (F_{0,41} OH_{0,30} Cl_{0,26})_{0,97}$	Cl-F – апатит

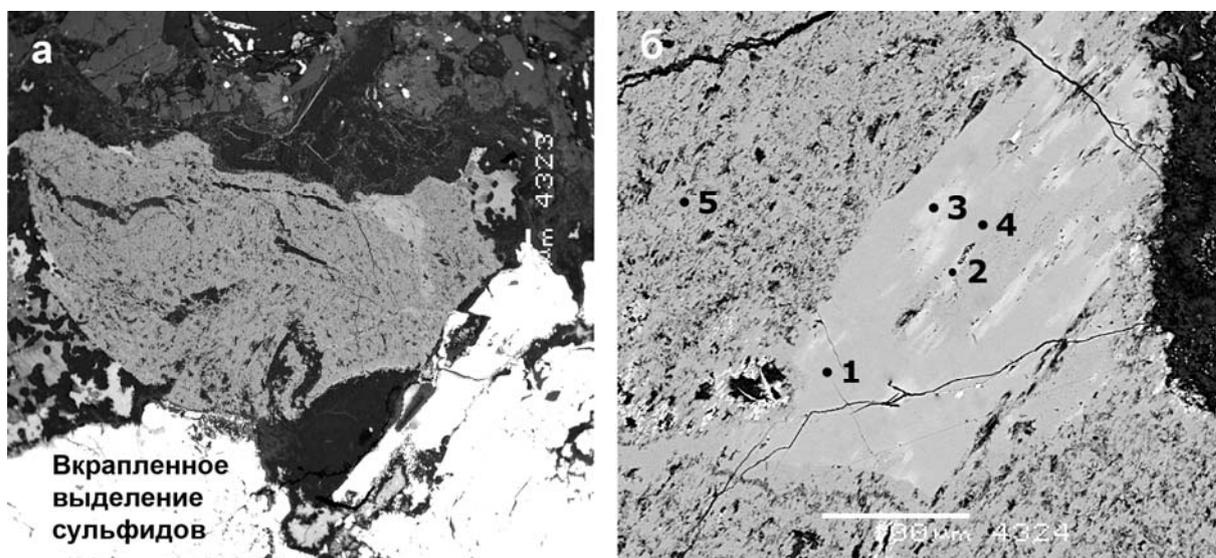


Рис. 2. а) – кристалл апатита в кайме флюидного воздействия над сульфидной каплей; б) – деталь, гидроксил-апатит (№ 5) содержит реликты Cl – F – апатита (№ 1, 4) – продукта замещения Cl-апатита ранней пневматолитовой стадии (светлый, № 2, 3). Пикритовые габбро-долериты Талнахского рудоносного интрузива. Фото в отраженных электронах

В образовании кайм над сульфидными каплями участвуют также роговые обманки, развивающиеся по краям кристаллов моноклинных пироксенов. Нами был обнаружен

обогащенный хлором гастигсит, замещающий раннемагматические эндиопсид и авгит, который, вероятно, синхронен пневматолитовому хлор-апатиту.

В ореолах над сульфидными каплями обнаружены также низкотитанистый керсутит и эденит, которые тоже развиваются по раннемагматическим авгиту – эндиопсиду.

Сульфидные капли вкрапленных руд часто обрамляет биотит. Он высокотитанистый, с заметным содержанием фтора и хлора (0,5 и 3% соответственно), но в основном ОН. Поскольку этого позднего биотита образовалось очень много, то он практически «высушил» флюид, связав воду. Вода вошла и в соседствующие с биотитом амфиболы. Эти минералы сменили режим флюидов на безводный.

Найденный низкотитанистый керсутит и высокотитанистый биотит свидетельствуют о повышенной температуре и щелочности флюида. Кроме того, как было сказано выше, в ореолах флюидного воздействия присутствуют щелочные хлорсодержащие сульфиды – джерфишерит и бартонит. Эти ореолы в микрообъемах отражают основные закономерности процесса кристаллизации сульфидной жидкости, приводящие на конечных ее этапах к отщеплению богатой щелочами (главным образом калием) и летучими компонентами (Cl, F, H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, SO<sub>3</sub> и др.) флюидной фазы и ее реализации в зоне вокруг сульфидных тел в виде реакционных минералов.

В ореолах флюидного воздействия наблюдается повышенная концентрация минералов группы платины [3], для которых, основываясь на выше изложенных фактах, можно предполагать пневматолитовый генезис.

Автор выражает благодарность своему научному руководителю профессору Спиридонову Э.М.

*Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 13-05-00839)*

## **Литература**

1. Генкин А.Д., Васильева З.В., Яковлевская Т.А. Условия нахождения апатита в медно-никелевых сульфидных рудах Норильского месторождения // Геология рудных месторождений. 1961. № 2. С. 100-108.
2. Спиридонов Э.М. Пневматолитовая Rh-Au-Ag-Pt-Pd минерализация Норильского рудного поля. В кн.: Минералогические исследования и минерально-сырьевые ресурсы России. М.: ИГЕМ РАН, 2007. С. 127–130.
3. Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир, 2009. 218 с.
4. Туровцев Д.М. Контактный метаморфизм Норильских интрузий. М.: Научный мир, 2002. 319 с.
5. Boudreau A.E., Kruger F.J. Variation in the composition of apatite through the Merensky cyclic unit in the western Bushveld Complex // Economic Geology. 1990. V. 85. P. 737-745.
6. Boudreau A.E., McCallum I.S. Investigations of the Stillwater Complex: Part V. Apatites as indicators of evolving fluid composition // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1989. V. 102. P. 138-153.
7. Boudreau A.E., McCallum I.S. Concentration of platinumgroup elements by magmatic fluids in layered intrusions // Economic Geology. 1992. V. 87. P. 1830-1848.

## СУРЬМЯНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ РУД В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННЫХ ТОЛЩАХ ПРИИРТЫШСКОГО РУДНОГО РАЙОНА (ВОСТОЧНЫЙ КАЗАХСТАН)

*Мягкая М.К.*

ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, Россия, E-mail: [kolesnikova\\_mk@mail.ru](mailto:kolesnikova_mk@mail.ru)

**Вопрос позиции сурьмяной минерализации в рудообразующем процессе является актуальным для многих золоторудных месторождений, залегающих в черносланцевых толщах орогенных поясов. Является ли она золотоносной или накладывается на золотосодержащие руды, перераспределяя золото и образуя сложные минеральные ассоциации. Сурьмяная минерализация характерна для золоторудных месторождений Енисейского кряжа, Верхояно-Колымской золоторудной провинции и других регионов мира. Она также встречается в ряде золоторудных месторождений Западно-Калбинского золотоносного пояса в Восточном Казахстане. Сурьмяная минерализация накладывается на ранние продуктивные золото-сульфидные руды (месторождение Суздальское), на золотосодержащие березитизированные граниты (месторождение Жерек) и на метабазалты (месторождение Жанан, Алимбет. Кварц-карбонат-антимонитовая минерализация, вероятно, завершает процесс минерализации и накладывается на ранние золотосодержащие руды этих месторождений. Сурьмяная минерализация не является золотоносной, а регенерирует и перераспределяет золото более ранних стадий.**

## ANTIMONY MINERALIZATION AT THE GOLD-SULFIDE DEPOSITS IN CARBONACEOUS TERRIGENOUS SEQUENCES OF THE IRTYSH ORE DISTRICT (EASTERN KAZAKHSTAN)

*Myagkya M.K.*

IGM SB RAS, Novosibirsk, Russia, E-mail: [kolesnikova\\_mk@mail.ru](mailto:kolesnikova_mk@mail.ru)

**The problem of the position of antimony mineralization in the ore-forming process is actual for many gold deposits occurring in the black shale sequences of orogenic belts. This mineralization is gold-bearing or superimposed on the gold-bearing ore with redistributing of gold and forming complex mineral assemblages. Antimony mineralization is typical for gold deposits of Yenisei Ridge, Verkhoyansk-Kolyma gold-bearing province and other regions of the world. It is also occurred on a number of gold deposits of the Western Kalba gold-bearing belt in Eastern Kazakhstan. Antimony mineralization is superimposed on the early productive gold-sulfide ores (Suzdal), gold-bearing granites (Zherek) and metabasalts (Zanan, Alimbet). Quartz-carbonate-stibnite mineralization probably ends the process of mineralization and superimposed on the early gold-bearing ore of this deposits. Sb mineralization is not a gold-bearing, but it regenerates and redistributes gold of earlier stages.**

На многих золото-сульфидных месторождениях в разновозрастных черносланцевых толщах орогенных поясов проявлена сурьмяная минерализация. Она известна на месторождениях Енисейского кряжа (месторождения Олимпиада, Удереysкое и др.), в Якутии (Сентачан, Сарылах, Ключус), на Чукотке (Майское), в Восточном Забайкалье (Апрелковское, Итака и др.), в Австралии в провинциях Виктория (Лакланский склад-

чатый пояс), Квинсленд (в рудных поясах Ходкинсон и Броккен-Ривер) и в Новом Южном Уэльсе, в Новой Зеландии (террейн Буллер), в Китае на юго-западе Тянь-Шаня (Западный и Восточный складчатые пояса Джунгарии) и других регионах мира. Одним из дискуссионных вопросов остается пространственно-временное соотношение золото-сульфидной и сурьмяной минерализации, и потенциальная золотоносность сурьмяной минерализации. Рассматриваются варианты самостоятельности проявления сурьмяной минерализации от золоторудной и тесной генетической связи этих двух типов оруденения. Вопрос взаимоотношения этих типов оруденения рассматривался нами на примере Прииртышского рудного района в северо-западной части Западно-Калбинского золотоносного пояса, где известны месторождения и многочисленные рудопроявления золото-сульфидной и золото-сурьмяной минерализации.

**Геолого-структурная позиция Прииртышского рудного района.** Район сложен углеродисто-карбонатно-терригенно породами карбона, имеющими общее северо-западное простирание. Основными структурными элементами, контролирующими золото-сульфидное оруденение являются Горностаевский, Мукурский и Байгузин-Булакский глубинные разломы северо-западного простирания и Суздальский разлом северо-восточного простирания. На территории рудного района выделяются Жананская тектоническая зона и район кольцевой Семейтауской вулканоплутонической кольцевой структуры. Они представляют соответственно приподнятый и опущенные блоки, в которых располагаются многочисленные месторождения и рудопроявления золото-сульфидной, золото-сурьмяной и сурьмяной минерализации [5; 4; 1; 3; 6; 2]. Сурьмяная минерализация проявлена в золото-сульфидных рудах месторождения Суздаль, в сульфидизированных и березитизированных гранитах месторождения Жерек, в золотосульфидных рудах месторождений Жанан и Алимбет. Кроме того, сурьмяная минерализация встречается на ряде других золото-сульфидных рудопроявлений, обрамляющих кольцевую Семейтаускую структуру (Мираж, Сарымбет, Май-Чеку, Мола-Кудук и другие).

На большинстве объектов выделяется вкрапленная золото-сульфидная (пирит-арсенопиритовая) минерализация, контролируемая в значительной мере литологией рудовмещающих углеродистых карбонатно-терригенных пород, и жильная сурьмяная минерализация, контролируемая зонами брекчирования и прокварцевания. Особенности проявления сурьмяной минерализации рассматриваются нами на месторождениях Суздальское, Жанан, Алимбет и Жерек.

**Геологическая позиция месторождений.** Суздальское месторождение располагается в южном обрамлении Семейтауской вулканоплутонической структуры в зоне сочленения Горностаевского глубинного разлома северо-западного простирания и Суздальского разлома северо-восточного простирания [1; 2]. Оруденение залегает в углеродистых терригенно-карбонатных породах раннего карбона. Первичные руды относятся к вкрапленному малосульфидному типу. Содержание золота в рудах в среднем колеблется в пределах 6,4–16,2 г/т. Золото-сульфидная минерализация сопровождается процессами окварцевания, карбонатизации, серитизации и хлоритизации. Главные рудные минералы представлены арсенопиритом, пиритом и пирротинном. Основное оруденение на месторождении сформировалось в два этапа – ранняя прожилково-вкрапленная пирит-арсенопиритовая минерализация с невидимым золотом и поздняя золото-полисульфидная с слабозолотоносным арсенопиритом, сфалеритом, пирротин-

ном, халькопиритом, блеклой рудой и свободным золотом. Сурьмяная минерализация проявлена на месторождении в виде локальных участков гнездово-прожилкового выполнения, как с поверхности, так и до разведанных глубин в 500-600 м. Обычно она встречается в брекчированных и минерализованных углеродисто-карбонатно-терригенных породах, реже – в виде гнезд и прожилков, в дайковых телах метадолеритов. Преимущественно встречаются кварц-антимонитовые прожилки, иногда с карбонатом, бертьеритом, самородной сурьмой, гнездами и прожилками серицита. При наложении сурьмяной минерализации на золото-сульфидные руды формируются сложные минеральные микропарагенезисы с минералами, содержащими сурьму.

*Месторождение Жерек* располагается в южной части золотоносной Мукурской зоны разломов северо-западного направления [7]. Оруденение представлено вкрапленными пирит-арсенопиритовыми рудами в углеродистых песчаниках и алевролитах нижнего карбона и в березитизированных плагиогранитах. Среднее содержание золота в рудах составляет 3,7 г/т. Сурьмяная минерализация проявлена в виде антимонитовых жил мощностью до десятков см и жил молочного кварца мощностью до нескольких м с гнездово-прожилковыми выделениями антимонита. Как правило, они не содержат сульфидную минерализацию и золото.

*Месторождения Жанан и Алимбет* приурочены к Жананскому рудному району. Прожилково-вкрапленная золото-сульфидная минерализация контролируется продольными по отношению к складчатым структурам северо-западными разрывными нарушениями и участками их пересечения с широтными разломами [4]. Вмещающие песчано-сланцевые породы нижнего-среднего карбона, андезит-базальтовые порфириды верхнего карбона и субвулканические тела диабазовых и диоритов порфиридов и дайковые тела плагиогранитов окварцованы и лиственитизированы. Золото связано с арсенопиритом и пиритом и, в меньшей степени, с прожилками кварца, где находится в свободном состоянии. В зонах максимально проявленных тектонических подвижек широко развита наложенная сурьмяная минерализация. Она представлена неравномерно и наиболее распространена в Центральной зоне месторождения Жанан и на месторождении Алимбет. На месторождении Жанан антимонит развит на верхних его горизонтах и занимает в отдельных линзах до 50–60% их объема. Сурьмяная минерализация представлена в виде кварц-антимонитовых жил или небольших тел мощностью до десятков см, сложенных массивным антимонитом. В антимоните иногда встречаются микровкрапления самородного золота. На месторождении Алимбет сурьмяная минерализация представлена антимонитовыми и кварц-антимонитовыми прожилками в оруденелых дацитовых порфиридах с золотоносными пиритом и арсенопиритом. Антимонит концентрируется в виде скрытокристаллических скоплений на плоскостях трещин, либо цементирует мелкие обломки тектонических брекчий. В зонах милонитизации установлены массивные линзовидные залежи мощностью до 1,5–2 м, сложенные практически мономинеральным тонкозернистым антимонитом, в которых иногда встречаются мелкие зерна самородного золота. Более глубокие горизонты месторождения характеризуются заметным ослаблением золото-сурьмяной минерализации, которая сменяется вкрапленным золото-сульфидным оруденением.

***Минералого-геохимические особенности проявления сурьмяной минерализации.*** Одной из особенностей сурьмяной минерализации рассмотренных месторождений является ее мономинеральность – в основном это антимонит. Наиболее детально сурьмя-

ная минерализация была изучена на Суздальском месторождении. Она представлена кварц-антимонитовыми и кварц-карбонат-антимонитовыми жилами и сетчатой антимонитовой минерализацией в брекчированных сульфидизированных углеродистых сланцах с вкрапленной пирит-арсенопиритовой минерализацией первой золотопродуктивного этапа и в окварцованных породах второго продуктивного золото-полисульфидного этапа. Помимо антимонита в жилах иногда встречается самородная сурьма и реликтовые вкрапления пирита и арсенопирита. Самородное золото в ассоциации с антимонитом в жильных образованиях практически отсутствует. Мономинеральные фракции антимонита из кварц-антимонитовых жил по данным атомно-абсорбционного анализа характеризуются низкими содержаниями золота, составляющими сотые-десятые доли г/т. В участках совмещения антимонитовой минерализации с сульфидными золотосодержащими рудами количество золота возрастает до десятков г/т. В таких зонах в ассоциации с антимонитом встречаются самородное золото высокой пробы, ауристобит, пирротин, сфалерит, бертьерит, самородная сурьма, арсенопирит с повышенным содержанием сурьмы, тетраэдрит, ульманнит, джемсонит, брейтгауптит. На месторождении отмечается некоторая корреляция содержания золота с сурьмой в рудах, что, скорее всего, связано с процессами регенерации и локального переотложения раннего золота.

Проведенные исследования позволяют сформулировать основные выводы:

1. Сурьмяная минерализация в рассматриваемых рудных районах проявляется как пространственно совмещенная с золото-сульфидным оруденением, так и самостоятельно структурно разобщенная.

2. Сурьмяная минерализация встречается в рудных телах, как в приповерхностных частях рудных залежей месторождений, так и на более глубоких уровнях, не проявляя признаков вертикальной или горизонтальной зональности. Она представлена преимущественно жильной кварц-антимонитовой ассоциацией, мономинерального состава, реже с бертьеритом, самородной сурьмой, карбонатом и серицитом и не содержит промышленных концентраций золота.

3. Повышенная золотоносность сурьмяных руд в значительной мере определяется пространственным совмещением с ранними продуктивными золотосодержащими ассоциациями. При наложении на них на месторождениях формируются экзотические минеральные парагенезисы сурьмяных минералов, самородное золото высокой пробы и минералы, содержащие сурьму в повышенных концентрациях.

4. Изучение газово-жидких включений и минеральных ассоциаций на Суздальском месторождении, показали, что более ранняя золото-полисульфидная и более поздняя сурьмяная минерализация могли быть стадиями одной эволюционирующей рудообразующей системы. По результатам термобарогеохимических исследований устанавливается, что формирование золото-полисульфидной и кварц-антимонитовой минерализации происходило из водно-углекислотных растворов с низкой соленостью в интервале температур 410-300 °С для золото-полисульфидной минерализации и 280–200 °С для сурьмяной минерализации при более низком давлении.

5. Возрастные взаимоотношения различных типов оруденения с сурьмяными рудами остаются недостаточно изученными. Однако полученные возрастные характеристики по серицитам  $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$  методом на Суздальском месторождении позволяют говорить о некотором возрастном отрыве сурьмяной минерализации ( $241.9 \pm 2.7$  млн лет) от зо-

лото-полисульфидного этапа ( $248.1 \pm 3.4$  млн лет) и более значительном – от раннего продуктивного этапа с возрастом  $281.9 \pm 3.3$  млн лет [8]. Эти цифры близки ко времени формирования Семейтауской вулcano-плутонической структуры с возрастом  $248.2 \pm 0.5$  и  $248.8 \pm 0.5$  млн лет [9].

*Работа выполнялась в рамках проекта РФФИ (12-05-01040).*

## **Литература**

1. Бегаев И.В., Степаненко Н.И. Золотоносные коры выветривания Северного Казахстана и Семипалатинского Прииртышья // Геология и разведка недр Казахстана, 1995, №5, с. 29–34.
2. Ковалев К.Р., Калинин Ю.А., Полюнов В.И., Кыдырбеков Е.Л., Борисенко А.С., Наумов Е.А., Нетесов М.И., Клименко А.Г., Колесникова М.К. Суздальское золото-сульфидное месторождение в черносланцевых толщах Восточного Казахстана // Геология рудных месторождений. 2012. Т. 54. № 4. С. 305-328.
3. Малыгин А.А., Нахтигаль Г.П., Бегаев И.В. Золотоносность Семейтауской вулканно-плутонической структуры Прииртышья // Геология и разведка недр Казахстана, 1995, № 2, с. 20-24.
4. Металлогения Казахстана. Рудные формации. Месторождения руд золота / Ред. коллегия: А.А. Абдулин, А.К.Каюпов и др. – Алма-Ата, «Наука» КазССР, 1980. 224 с.
5. Мысник А.М. Веренцов Ю.И., Брюханов Ф.Т. Новый тип золото-сурьмяного оруденения в Жананском районе (Восточный Казахстан) // Материалы Второй Республиканской научно-технической конференции молодых геологов Казахской ССР. Усть-Каменогорск, 1970, с. 118-119.
6. Нарсеев В.А. К дискуссии о генезисе руд карлинского типа. Суздаль-тренд, Юго-Западный Алтай // Руды и металлы, 2002, № 1, с. 67-70.
7. Павлова В.Е. Структурные условия локализации вкрапленного золото-сульфидного оруденения на месторождениях Западной Калбы как основа их оценки // Вопросы типизации золоторудных месторождений и районов и принципы прогнозирования золотого оруденения. М., 1981. Труды ЦНИГРИ, вып. 165, с. 49-54.
8. Kovalev K. R., Kalinin Y.A., Naumov E.A., Pirajno F., Borisenko A.S. A mineralogical study of the Suzdal sediment-hosted gold deposit, Eastern Kazakhstan: Implication for ore genesis // Ore Geology Reviews, 2009. Vol. 35. P. 186-205.
9. Lyons, J.J., Coe, R.S., Zhao, X., Renne, P.R., Kazansky, A.Y., Izokh, A.E., Kungurtsev, L.V., and Mitrokhin, D.V., 2002. Paleomagnetism of the early Triassic Semeitau igneous series, Eastern Kazakhstan. Journal of Geophysical Research, 107 (B7), doi: 10.1029/2001JB000521.

## ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ВЕРХНЕЛЕНИНГРАДСКОЙ ПЛОЩАДИ: МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ПОИСКОВЫХ РАБОТ (ПОЛУОСТРОВ ТАЙМЫР)

*Петрушков Б.С., Багаева А.А.*

ФГУП «ВСЕГЕИ», г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *Boris\_Petrushkov@vsegei.ru*

**Рассмотрены история изучения, методика и этапность поисковых работ на рудное золото в пределах Верхнеленинградской площади п-ва Таймыр. Приведены основные результаты геолого-поисковых, геофизических, геохимических и заверочных горно-буровых работ, в итоге которых впервые получены промышленные интервалы опробования со средними содержаниями 1–3,5 г/т.**

**It was examined the history of study, methods and stages of prospectings works for gold ore in the Verkhneleningradskaya area of the Peninsula Taimyr. Having brought main results of geological prospecting, geophysical and geochemical research, and the results of certified mining drilling. At first it was received the commercial intervals with average contents 1–3,5 g/t.**

Вывод о перспективности Таймыра на коренное и россыпное золото сделан в 1972 г. М.А. Крутоярским, Т.Н. Баженовой и Я.Л. Стахевич при обобщении материалов шлиховых съемок масштаба 1:1 000 000. В частности, была выделена Ждановско-Фаддеевская перспективная площадь. А.И. Забиякой и др. (1979, 1982) при проведении тематических работ на Северо-Восточном Таймыре выделен Гольцовско-Ленинградский золото-полиметаллический узел, в пределах которого вдоль каньона р. Ленинградской выше устья р. Баркова охарактеризована зона сульфидизации в связи с черными сланцами на протяжении 18 км со средними содержаниями золота 0,27 г/т с единичными пробами до 6,9 г/т в устье руч. Ясного. При проведении поисков россыпного золота Полярной ГРЭ (Л.А. Маркович и др., 1985) в верховьях бассейна р. Ленинградской установлена повсеместная зараженность золотом аллювиальных отложений. В 1989 г. при изучении закономерностей размещения комплексных мезо-кайнозойских россыпей В.Ф. Проскурниным был выделен Барковско-Ждановский потенциально россыпеобразующий рудный район (В.Н. Седов и др., 1989). При оценке прогнозных ресурсов коренного и россыпного золота С.С. Сердюком начиная с 1991 г. выделяется Верхнеленинградский рудно-россыпной узел Гольцовско-Ленинградского рудно-россыпного района, ресурсы которого по категории  $P_3$  составили 6,5 т [4]. При проведении в 2004-2008 г.г. прогнозно – минерагенических [1] и ревизионно-поисковых [3] работ ФГУП «ВСЕГЕИ» в пределах Таймыро-Североземельской складчатой области Верхнеленинградская перспективная площадь была локализована до ранга рудного узла (180 км<sup>2</sup>) с оцененными ресурсами золота по категории  $P_3$  150 т. При участии авторов в пределах Верхнеленинградской площади кроме Ленинградской рудоносной зоны (Ясенское потенциальное рудное поле) выделены Верхнесветлинский и Барковский перспективные участки, на которых были установлены пункты минерализации золото-сульфидной черносланцевой, золото-сульфидно-кварцевой и золото-кварцевой формаций.

В тектоническом отношении Верхнеленинградская площадь приурочена к фрагменту Ленинградско-Фаддеевского рифейско-ранневендского антиклинория шириной

30-35 км байкальской Шренк-Фаддеевской складчато-надвиговой зоны Карского позднепалеозойского сводово-плутонического поднятия [2, 3]. Геолого-структурная позиция Верхнеленинградской площади типична для золоторудных районов с крупными месторождениями золото-(сульфидно)-кварцевого геолого-промышленного типа в углеродсодержащих вулканогенно-карбонатно-терригенных формациях складчатых областей позднего докембрия обрамления Сибирской платформы. Поля выходов толщ характеризуются повышенной дисгармоничной складчатостью, сильным расланцеванием и неравномерным метаморфизмом пород. Контур потенциального золоторудного узла подчинен зеленосланцевой фации метаморфизма. К благоприятным факторам контроля золотого оруденения относится присутствие многочисленных ранне-среднерифейских даек, силлов метагаббродолеритов и позднерифейских гранитоидных интрузивов, широкое развитие процессов березитизации и лиственитизации. В пределах узла известны многочисленные геохимические аномалии и пункты минерализации в коренных породах и россыпепроявления золота.

В период 2009–2012 гг сектором региональных прогнозно-минерагенических исследований ФГУП «ВСЕГЕИ» с привлечением специалистов Норильского филиала и отдела Региональной геохимии ВСЕГЕИ, а также ФГУП «ЦНИГРИ», ГПКК «КНИИ-ГиМС» проводились поисковые работы на рудное золото в пределах Верхнеленинградской площади. Для оптимального решения геологических и геолого-поисковых задач работы проводились в три этапа.

На первом этапе на всей площади бала выполнена прогнозно-поисковая интерпретация материалов аэрогеофизических работ масштаба 1:50 000, были проведены поисковые геологические маршруты масштаба 1:50 000 и геохимические поиски методом анализа сверхтонкой фракции (МАСФ) по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:50 000 (по сети 500x250). На выделенных нами ранее перспективных участках (Ясенское рудное поле) проведены геохимические поиски по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:10 000. По результатам геологических маршрутов, геофизических и геохимических поисков локализованы перспективные участки. По геофизическим данным выделено 3 первоочередных и 4 второй очереди участков Благодатнинского типа, при геолого-поисковых работах выявлено более 20 минерализованных зон с жильно-прожилковым и прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением, установлены золотосодержащие рудные минеральные ассоциации [2], по геохимическим данным наиболее высокие перспективы определены для Верхнесветлинской и Устьриолитово-Ясенской, Верхнебарковской минерализованных зон, минерагенический потенциал Верхнесветлинского аномального геохимического поля (2,5 км<sup>2</sup>) в контурах наиболее контрастной его части (изолиния 0,01 г/т) составил 40 т [5].

На втором этапе в пределах выявленных перспективных участков проведены поисковые геологические маршруты м-ба 1 : 25 000; геохимические поиски методом анализа сверхтонкой фракции (МАСФ) по вторичным ореолам рассеяния масштаба 1:10 000 (по сети 200 × 20); наземные геофизические исследования м-ба 1:10 000, (электроразведка методом вызванной поляризации в модификации срединного градиента ВП-СГ, магниторазведка, профильное электроразведывание методом ВЭЗ-ВП). Горными и экспериментальными буровыми (малогабаритным станком) работами начата заверка установленной Верхнесветлинской минерализованной зоны и выявленных геохимических аномалий. Геофизические работы позволили разбраковать ряд выделенных ранее уча-

стков по степени перспективности, локализовать два наиболее интересных из них, площадью 1.8 и 0.7 км<sup>2</sup>, наметить в их пределах места для проходки канав и заложения скважин. Детализационные геохимические работы на участке Верхнесветлинский локализовали линейную зону протяженностью около 800 м с прогнозными ресурсами Р<sub>3</sub> 25 т.

На третьем этапе в установленных минерализованных зонах горными работами и поисковыми маршрутами масштаба 1:10 000 завершена заверка выявленных геохимических и геофизических аномалий. При большой мощности рыхлых отложений пройдены отдельные поисковые скважины не глубокого заложения.

В результате интерпретации выявленных геохимических, геофизических аномалий и геологических, геолого-поисковых маршрутов составлена карта прогноза на золото Верхнеленинградской площади масштаба 1:50 000. Подготовлен комплект графических материалов (масштаба 1:10 000 и детальнее), обосновывающих прогнозную оценку; выделение и очередность изучения перспективных площадей.

Уточнен комплекс формационных, структурных, гидротермально-метасоматических, минералого-геохимических и других поисковых критериев и признаков *золото-сульфидно-кварцевого оруденения*. Детализировано строение разреза потенциально золотоносной ранне-среднерифейской ждановской толщи, выделены новые рудовмещающие вольнинская вулканогенно-карбонатная, нижнеречинская черносланцевые толщи, метасиенит-феррогаббродолеритовый ясенский и осадочно-вулканогенный метариолитовый верхнеленинградский комплексы. Выделены и прослежены на площади работ пачки углеродистых сланцев, участки интенсивного рассланцевания, дробления, березитизации и листовенитизации пород с сульфидной вкрапленностью и карбонатно-кварцевым прожилкованием. Золото приурочено к пириту, арсенопириту, кварцу, имеет пробность от 600 до 850‰, встречается медистое золото с пробой 330‰. Наличие в проявлениях золота с разной пробностью и присутствие в россыпных проявлениях 2 генераций золота свидетельствует о многоэтапности золоторудного процесса.

Разработана геолого-поисковая модель для двух типов минерализованных зон с золото-сульфидно-кварцевым жильно-прожилковым и прожилково-вкрапленным оруденением. По совокупности факторов геолого-промышленными аналогами могут являться Попутнинское месторождение Раздольнинского рудного узла (Светлинское рудное поле) и Благодатнинское месторождение Енисейского Кряжа (Барковское и Ленинградское потенциальные рудные поля)

Локализованы перспективные участки, выявлены и оконтурены потенциально золотоносные зоны; детализировано и изучено их внутреннее строение. Для минерализованных зон с золото-сульфидно-кварцевым оруденением Ясная, Междуречная, Дачная в пределах Верхнесветлинской перспективной площади установлены промышленные интервалы со средним содержанием золота 3,5 (с коэффициентом рудоносности 0,74%). В пределах Верхнесветлинского участка прогнозные ресурсы золота категории Р<sub>2</sub> для минерализованной зоны в целом (площадь – 1,5 км<sup>2</sup>, глубина оценки – 70 м) – 78,8–81,6 т. С учетом понижающего коэффициента 0,4–0,5 на выдержанность оруденения на глубину и по простиранию авторская оценка – 33–39 т.

Авторы представляют результат работы большого коллектива сотрудников ФГУП «ВСЕГЕИ», НФ «ВСЕГЕИ», ЦНИГРИ и КНИИГИМС. Отдельные благодарности хочется выразить В.Ф. Проскурнину и А.В. Гавришу.

### **Литература**

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист S – 48– оз. Таймыр (восточная часть). Объяснительная записка. // Науч. ред. В.Ф. Проскурнин – СПб: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2009. 253 с.+5 вкл. (Минприроды России, Роснедра, ФГУП «ВСЕГЕИ», МУП «ПГРЭ», ОАО «МАГЭ»).
2. Петрушков Б.С. Потенциально-золотоносные образования Верхнеленинградской площади // II-я Международная научно-практическая конференция молодых ученых и специалистов памяти академика А.П. Карпинского. Тез. докл. Санкт-Петербург: ВСЕГЕИ, 2012. С. 127-130
3. Проскурнин В.Ф., Гавриш А.В. Минерагенический потенциал золота Таймыро-Североземельской провинции // Самородное золото: типохимизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. М.: ИГЕМ РАН, 2010. Т.2. С. 153-155.
4. Сердюк С.С. Золотоносные провинции Центральной Сибири: геология, минерагения и перспективы освоения. Красноярск: КНИИГиМС, 2004. С. 157.
5. Соколов С.В., Макарова Ю.В., Юрченко Ю.Ю., Баранов А.И. Опыт проведения геохимических работ в пределах Барковско-Ждановского золоторудного района // Золото северного обрамления Пацифика. Тезисы докладов горно-геологической конференции. – Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2011. С. 263-265.

## ИСТОРИЯ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ ИЗУЧЕННОСТИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ЕСТОШОРСКОГО УЧАСТКА НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

*Печерин В.Н.*

УГТУ, г. Ухта, Россия, E-mail: [pecherinvn@mail.ru](mailto:pecherinvn@mail.ru)

**В статье приводится история геологического изучения золотоносности района россыпи Естошорской, расположенной в долине одноимённого ручья в пределах горного массива Манита-Нырда.**

## HISTORY OF GEOLOGICAL KNOWLEDGE ESTOSHORSKOGO GOLD MINERALIZATION AREA IN THE POLAR URALS

*Pecherin V. N.*

UGTU, Uhta, Russia, E-mail: [pecherinvn@mail.ru](mailto:pecherinvn@mail.ru)

**The article tells the story of gold-bearing geological study of the area grew, rash Estoshorskoy, located in the valley of the stream of the same name within the mountain Manita-Nyrd.**

Первые крупные исследования района россыпепроявления Естошор начались в 1847–1850 гг., когда Географическим обществом была организована арктическая экспедиция под руководством Э. К. Гофмана. Эта экспедиция положила начало научному изучению Полярного Урала. По итогам этих работ в 1853 г. была составлена карта «Северный Урал и береговой хребет Пай-Хой» и издана двухтомная монография под тем же названием. Участники экспедиции внесли большой вклад в изучение района, доставив весьма важные данные по орографии, геологии и полезным ископаемым Урала [1].

Начало следующего этапа изучения Полярного Урала, с которым связано открытие и изучение его золотоносности, начался в 1940-х годах, когда были проведены геологосъемочные работы в этом районе.

В 1942 г. В. А. Обручев в «Известиях Академии наук СССР» публикует статью о вероятности существования на Полярном Урале пока неизвестных еще запасов золота в виде долинных, террасовых и погребенных россыпей. В 1944 г. Г. П. Воларович в «Известиях АН СССР» говорит о перспективности расширения золотоносных районов в пределах Полярного Урала на основании уже известных промышленных проявлений золота в верховьях рр. Печоры, Б. Сосьвы, М. Сосьвы и др. [2].

Тогда же Г. П. Софронов на «Первой геологической конференции Коми АССР» привел характеристику метаморфических и магматических пород Войкаро-Сынинского массива и прилегающих областей, а также отметил россыпное золото и платину в шлихах рр. Енганэ-пэ и Харуты [2].

В. И. Жданов в процессе поисково-съемочных работ на горный хрусталь в районе хребта Манитанырда в 1954 г. установил золото-мышьяковое оруденение в бассейне реки Ния-Ю.

О. В. Суздальским и В. М. Гуменовым в 1960 г. проводилось изучение геологического строения листа Q-41-35-A в масштабе 1:50 000. Они установили проявления раз-

личных полезных ископаемых в 126 точках, из которых наибольшее внимание уделено золоту и меди. По этим металлам рекомендовано восемь участков для постановки поисковых работ.

В 1961 г. на этой территории проводилась геологическая съемка листа Q-41-35-Б В. Н. Гессе и А. А. Савельевым. В результате в составе бедамельской свиты выделены две толщи: нижняя (эффузивно-сланцевая) и верхняя (туфопесчаниковая), разделенные конгломератовым горизонтом. Авторы отметили, что открытие промышленных скопелений полезных ископаемых в рыхлых отложениях маловероятно, но рекомендовали продолжать изучение зон пиритизации.

В 1978 г. В. П. Водолазская и В. М. Маков обобщили материалы по золоту для территории западного склона Полярного и Приполярного Урала. По итогам их работ выделено 12 рудоносных зон, составлены карта золотоносности с элементами металлогенического районирования масштаба 1:500 000, карта прогноза и рекомендаций, и карты перспективных рудных узлов масштабов 1:50 000-1:1000.

Б. Я. Дембовским и др. в 1981 г. выявлено россыпное золото на участке Естошор при геологическом доизучении Каро-Елецкой площади в масштабе 1:50 000. Они рекомендовали проведение поисков золота в долине ручья на двух участках: 1) правобережье 1 надпойменной террасы; 2) в конусе выноса ниже слияния левой и правой его составляющих. По результатам работ дан общий прогноз ресурсов долины ручья Естошор по категории  $P_1$  в количестве 300 кг.

В 1982-1983 гг. при проведении детальных поисков в бассейне ручья Естошор В. И. Повонским и др. дана оценка ранее выделенному россыпепроявлению и определены прогнозные ресурсы района. Авторы отмечают перспективность района хребта Манита-Нырды на выявление россыпей золота в бассейнах водотоков, но считают проведение поисково-оценочных работ преждевременным.

В. А. Цыганковым и А. В. Вознесенским в 1994 г. были проведены работы по изучению перспектив россыпной и золоторудной минерализации Верхне-Нияюского рудно-россыпного узла. На участке Естошор проведены ревизионно-опробовательские работы и технологические испытания “песков”. В результате получены материалы, достаточные для обоснованной геолого-экономической оценки объекта, новые данные о типоморфизме золота и минералогических особенностей россыпи. На основании полученных данных Н. В. Повонской сделан вывод о перспективности россыпи на отработку в пределах геометризованного участка.

В 2006-2009 гг. Л. И. Ефановой и др. проводились прогнозно-поисковые работы на золото в пределах хребта Манита-Нырды и Енганэ-Пэ. В результате работ выделены минерализованные зоны, благоприятные для локализации золотого оруденения в терригенно-вулканогенных отложениях бедамельской и энганэпейской свит, разработаны геолого-поисковые модели минерализованных зон с золото-кварц-сульфидным оруденением и золотоносных кор выветривания, изучен состав вмещающих пород и руд, даны рекомендации по направлениям дальнейших поисковых работ на участках Изъявож и Естошор.

В 2008 г. поисковая оценка долинного комплекса ручья Естошор в соответствии с лицензионными соглашениями выполнена ЗАО «Северная территория» (В. П. Савельев). Технологические исследования по обогатимости золотоносных отложений проводили сотрудники Тульского НИГП. В плане выявления первоисточников

золота было подтверждено ранее установленное широкое развитие зон прожилкования в докембрийских породах. По их данным кварцевожильные образования в целом не представляют практического интереса, так как они представлены непротяженными и маломощными телами, быстро выклинивающимися по простиранию. Разведочные работы на указанном отрезке долины ручья Естошор по объекту «Поисковая оценка россыпной золотоносности в среднем течении ручья Естошор (горный массив Манитаньрд, Полярный Урал) были проведены в августе-октябре 2010 г. ЗАО «Северная территория». Россыпь подготовлена к промышленному освоению, но ввиду отсутствия достаточных средств для отработки россыпи, работы в настоящее время приостановлены.

В 2012 г. Печериным В. Н. и Устюговой К. С. под руководством Т. П. Майоровой впервые выполнено детальное изучение типоморфизма и химического состава золота россыпи Естошор. Выделены геохимические типы золота и описаны минеральные включения на поверхности золотин [3].

### **Литература**

1. Геологическая изученность СССР. Том 5. Коми АССР. Период 1611-1917. Выпуск 1. Сыктывкар, 1962. 92 с.
2. Геологическая изученность СССР. Том 5. Коми АССР. Период 1941-1945. Выпуск 1. Л.: Наука, 1969. 96 с.
3. Печерин В. Н., Устюгова К. С. Типоморфные особенности золота россыпи ручья Естошор (хр. Манитаньрд, Полярный Урал)//Минералы: строение, свойства, методы исследования. Материалы IV всероссийской молодежной конференции. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2012.

## БУРИНДИНСКИЕ РОССЫПИ СЕРДОЛИКА

*Соловьева А.Е.*

АмГУ, г. Благовещенск, Россия, E-mail: *lev1023@list.ru*

**В долине реки Бурунды разведаны промышленные запасы сердолика, а также агата и халцедона. Размываемый водами рек, аллювий водотоков является промежуточным коллектором этих ценных минералов, мигрирующих до берегов Амура. С помощью петрографических исследований нам удалось установить отличительные структурно-генетические особенности этих минералов, накапливающихся в аллювии.**

**In the valley of Burundi explored industrial stocks carnelian and agate and chalcedony. Blurs the waters of rivers, streams alluvium is an intermediate collector of valuable minerals that migrate to the shores of the Amur. Using petrographic studies, we developed a distinctive structural and genetic features of these minerals that accumulate in the alluvium**

Бурундинское месторождение сердолика – одно из немногих разведанных в России. Оно находится на территории Селемджинского района Амурской области в долине р. Бурунды, левого притока р. Нора (бассейн р.Селемджи), – в ее нижнем и среднем течении. [1, 2].

Структурная позиция месторождение определяется его приуроченностью к восточной части Умлекано-Огоджинского вулканно-плутонического пояса, простирающегося в субширотном направлении на 600 км вдоль северной окраины Амурского супертеррейна. Комплексы вулканогенных раннемеловых пород с многочисленными коренными проявлениями технического агата, россыпными проявлениями и месторождениями сердолика в бассейнах рек Меуна, Бурунда, Нора, Бысса, Ига образуют Селемджинский агатоносный район агат-халцедоновой специализации. В западной части агатоносного района выделено Бурундинское агатоносное поле, которое включает долины нижнего течения р.Норы и нижнего-среднего течения р.Бурунда.

Основной водоток – р.Бурунда – заложен вдоль крупного минерализованного тектонического нарушения северо-восточного простирания. Источником сердолика в россыпях являются коренные проявления, локализованные в эффузивах талданской свиты, представленных в основном андезитами, андезибазальтами, базальтами, пирокластическими и терригенными породами.

В разрезе вулканитов меловой системы закономерно нарастает количество покровов андезитов от подошвы к кровле. Наиболее продуктивными на халцедон являются средняя и верхняя пачки свиты.

Особенностью сердолика группы халцедона в том, что встречается он исключительно в россыпях. Промышленными являются аллювиальные россыпи всех видов – от косовых до террасовых. В районе известны и делювиальные россыпи сердолика, но качество сырья в них низкое.

Наиболее продуктивными являются террасовые россыпи сердолика, большая часть которых выявлена в среднем течении р.Бурунда. Отмечается, что наиболее крупные россыпи приурочены к приподнятым участкам долины реки.

Помимо террасовых россыпей отмечаются пойменные и косо-русловые россыпи сердолика (рис. 1). Продуктивный пласт пойменных россыпей представлен чередующимися слоями гравийно-галечников с сердоликом и пустыми прослоями песчаников, мощность пласта составляет не более 2 м.



Рис. 1. Россыпи сердолика в русле р. Бурунды у железнодорожного моста БАМ.

Наиболее качественные сердолик находится в косо-русловых россыпях. Отмечена закономерность улучшения качества сердолика от россыпей террасовых уровней к террасам низких уровней.

В пределах Бурундинского месторождения выявлено 35 террасовых россыпей, из которых 14 по результатам геологоразведочных работ представляются промышленными: на четырех подсчитаны запасы по категории  $C_2$  – 434,5 т, а для остальных оценены прогнозные ресурсы по категории  $P_1$ , составившие 553,6 т.

Основная масса сырья представлена сердоликами и сардерами. Сердолики окрашены в красноватые тона, с переходами от желто-оранжевого до темно-красного (рис. 2). Окраска однотонная, реже зональная. Сардеры имеют красновато-коричневый и бурокрасный цвет.

Многоцветнорисунчатые разности халцедона встречаются редко. Они представлены агатами, главным образом с параллельноцентрическим и реже плоскопараллельным расположением различно окрашенных слоев (рис. 3.1, рис. 3.2).

Сердолик представлен на месторождении галькой, реже валунами. Встречается хорошо окатанная галька эллипсоидной формы, но окатанность ее средняя или плохая. Редкие валуны сердолика достигают 15–20 см в поперечнике, чаще встречается галька размером 2–3 см. Поверхность гальки обычно ровная, иногда гладкая, что свидетельствует о значительном расстоянии ее транспортировки от коренных источников.



Рис. 2. Сердолик красноватого цвета из музея РАН геологии.



Рис. 3.1. Коллекция сердоликов косовых россыпей р. Бурунда.



Рис. 3.2. Агат с параллельноцентрическим расположением слоев.

По петрографическому составу обломочный материал, слагающий косы, представлен осадочными, метаморфическими, изверженными и эффузивными породами. Обломки осадочных пород составляют 7-10%, они представлены песчаниками, гравелитами, аргиллитами, валунами и галькой. Изверженные породы представлены гранитами, гранит-порфирами, содержание их 10-15%. Эффузивные породы слагают основную массу аллювия – 60-70 %; они представлены андезитами и андезибазальтами, редко – базальтами.

Размываемые рекой продуктивные толщи являются коллекторами для халцедона, сердолика и агата, которые водами реки переносятся в долины более крупных водотоков – Норы, Селемджи и Зеи, достигая устьевой части последней, где аккумулируется в русловых и террасовых аллювиальных отложениях, образуя иногда косовые россыпи.

Нами изучена галька халцедонов из косовых отложений в устье р. Зея с целью определения состава и структурно-текстурных особенностей минерала [4]. Образцы распилены и из них были изготовлены шлифы, исследовавшиеся на поляризационном бинокулярном микроскопе LEICAMZ 95.

В результате исследований установлены два структурно отличающихся генетических типа халцедона: вулканогенный и элювиальный.

Характерной особенностью вулканогенного халцедона является его ритмично-зональное строение, резкая смена волокнистых агрегатов кварца кристаллическими формами, наличие полостей, выполненных кристаллами (рис. 4). Причудливое сочетание ритмично-зональных агрегатов халцедона с зернистыми и шестоватыми выделениями кварца приводит к образованию агатов. Наиболее обычны выделения кварца в

виде крупнокристаллических щеток, завершающих агатовые образования, но иногда он является существенной его частью, определяющей текстуру. Подобные зоны, состоящие из зерен кварца, разделяющих халцедоновые зоны со структурой, вызванной стадийным развитием процессов кристаллизации, в образцах легко различимы макроскопически по цвету и по различной текстуре – тонковолокнистой у халцедоновых зон и грубо-шестоватой у кварца. При этом зерна кварца ориентируются длинными осями перпендикулярно слоям халцедона, а они первоначально сравнительно точно повторяют очертания кристаллов кварца, которые постепенно сглаживаются, но в последующем слое не исчезают, так как толщина слоя халцедона невелика. Нижняя граница кварцевой зоны очень резкая, вверх от нее можно видеть постепенное увеличение размера отдельных кристаллов кварца вследствие геометрического отбора. По периферии шлифа наблюдаются корки халцедона, в центре – зерна кварца, которые имеют зональное строение, волновое погасание и часто присутствуют структуры деформации от центра зерна к его периферии, что свидетельствует о перекристаллизации.

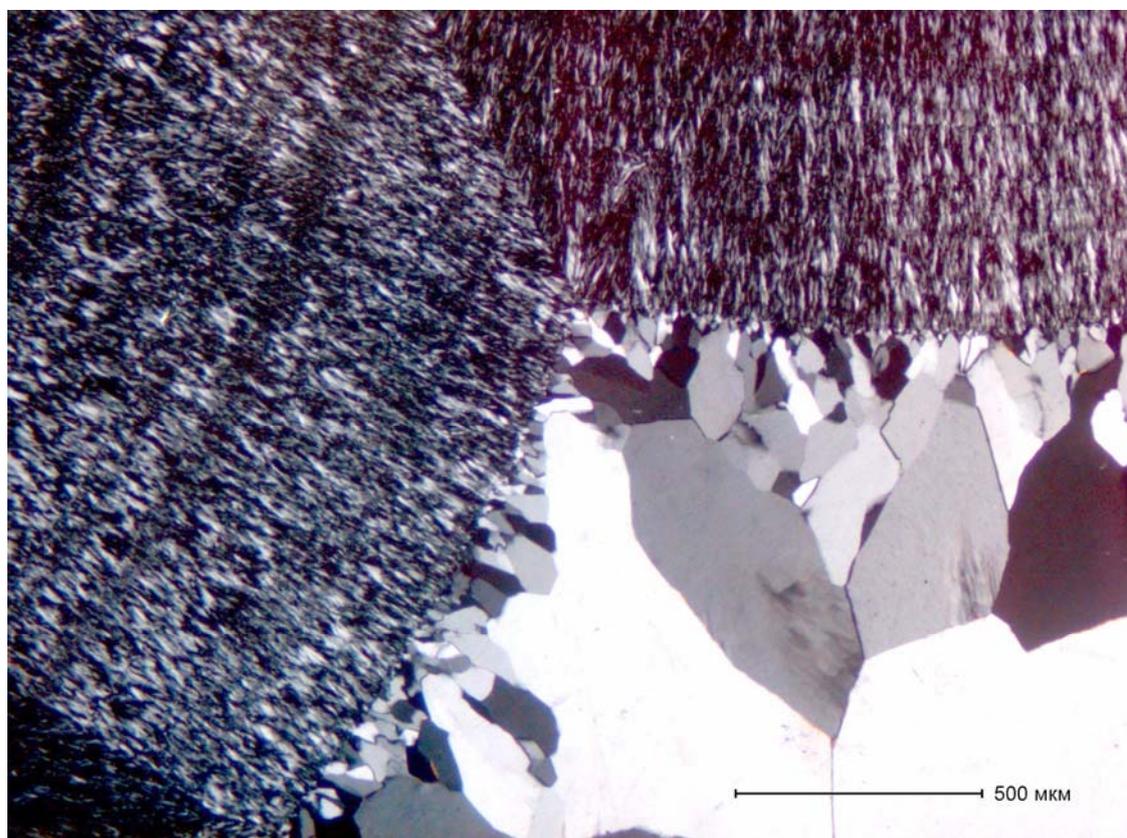


Рис. 4. Ритмично-зональное строение халцедоновых корок и зерен кварца.

Согласно существующим представлениям, образование халцедона происходит из растворов кремнезема, протекающих через камеры и пустоты в породах и последовательно отлагавшихся на их стенках. Установлено [3], что кремнезем содержится в виде полимеров и мономеров. Волокна растут за счет полимерной составляющей, далее раствор обедняется и остается мономер; из которого выделяются зерна кварца. Пунин открыл порог пересыщения раствора, когда возможен рост кварца. Этим и объясняется резкая граница перехода от халцедона к зернам кварца.

Халцедон элювиального генетического типа отличается однородным составом и, как правило, однотонной окраской. Под микроскопом он характеризуется развитием сфероидальных агрегатов – сфероидальной структурой.

Элювиальный халцедон образуется в процессе гипергенеза на наиболее ранних стадиях изменений в силикатах: кварц-полевошпатовых породах, стекловатых туфах, – вследствие высвобождения кремнезема и отложения гидратированного кремнезема (опала, халцедона), что иногда превращает эти породы в плотную кремневую породу. При изменении физико-химических параметров, в т.ч времени, микроволокнистый халцедон может превратиться в кварц. Последовательность изменений следующая: первичный гидрогель (опал) – халцедон – кварц. Если процесс протекает в нормальных условиях, то он завершается образованием халцедона или его разновидности – кремня. Формированию последнего в значительной степени способствует засорение первичного кремнезёма микрочастицами, например, гидроксидов железа.

Полученные результаты исследований согласуются с представлениями об условиях образования этого минерала.

Сердолики и агаты Бурунды представляют как промышленную ценность, так и объекты минералогических исследований.

#### **Литература**

1. Афонченков С.А., Пасечник В.И. Отчет Зейской партии о результатах поисково-оценочных работ на участках «БАМ» и «Финальный» Бурундинского месторождения сердолика в 1987-1990 г.
2. Афонченков С.А., Лемуков Н.И. Информационный отчет о результатах промышленной отработки Бурундинского месторождения сердолика в 1986 г.
3. Кантор Б.З. Агат и его загадка // Химия и Жизнь. 2000. № 6. С. 52-54.
4. Соловьева А.Е. Структурно-текстурные особенности и генетические типы халцедона из аллювиальных отложений р.Зея//Новейшие аспекты научных исследований XXI века. 2012. С. 163-164.

# МОРФОМЕТРИЯ САМОРОДНОГО ЗОЛОТА ЗОЛОТО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОГО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ФРОНТ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

*Соломенцева Л.А.*

СВКНИИ ДВО РАН, г. Магадан, Россия, E-mail: *SolomenL@neisri.ru*

**Изучены морфометрические характеристики самородного золота рудопроявления Фронт. Основная масса благородного металла рудопроявления характеризуется крайне незначительным размером золотинок, находящихся как в силикатной, так и сульфидной фазе рудного вещества. Форма частиц разнообразная, чаще всего неправильных очертаний с неровной поверхностью.**

**In this paper we have studied the morphometric characteristics of native gold the show of ore Front. The bulk of the noble metal in this ore is characterized by extremely small size of gold particles. Gold is found in both the silicate and sulphide phase in the ore material. Form of gold is various, often gold particles are irregular shapes with rough surface.**

**Keywords: morphometry, native gold, grain size.**

Рудопроявление Фронт расположено в южной приконтактной зоне Берентальского штока (северный выход) Мякит-Хурчанского рудно-россыпного узла, в зоне сочленения Яно-Колымской складчатой области с Охотско-Чукотским вулканогенным поясом на Северо-Востоке России. Рудопроявление относят к золото-редкометалльному рудоформационному типу с золото-теллуридно-висмутовой минерализацией. Рудовмещающими породами являются грейзенизированные граниты и контактово-метаморфизованные нижнетриасовые алевролиты и аргиллиты с прослоями песчаников. Рудные тела представлены маломощными кварцевыми жилами и прожилками с одновременными (сульфидно-арсенидной и сульфидно-теллуридно-висмутовой) ассоциациями минералов [2].

Самородное золото рудопроявления исследовано из протоочных проб пологозалегающих кварцево-жилных тел мощностью от 0,1 до 0,3 м расположенных в центральной части рудопроявления. На основании минералогического изучения проб-протоочек, микронзондового и пробирного методов анализа рудного вещества, установлено, что золото находится в свободном состоянии в кварцево-жилных телах, а также в сульфидной матрице, главным образом в сростании с минералами сульфотеллуридно-висмутового состава. Размеры самородного золота крайне незначительные от субмикроскопического (ультрадисперсного и тонкодисперсного – 0,1-25 мк, развитого преимущественно в сульфидной матрице) до микроскопического (пылевидного и весьма мелкого 25-250 мк, с единичными знаками в 500 мк). Исследование гранулометрического состава золотинок рудопроявления Фронт (687 знаков) показало, что рудное вещество содержит видимое золото в кварце около 1% (крупностью 0,5 мм). В основном, порядка 70%, золото, находящееся в кварце и в сульфидах характеризуется размерностью (25-100 мк).

Форма золотинок разнообразна, чаще всего комковидная неправильных очертаний, нередко, с причудливыми ответвлениями интерстициального облика с неровной шагреновой поверхностью, менее развито золото жилковидно-пластинчатого (до чешуйчатого) вида с крючковато-подобными краями. Также, наблюдаются ноздреватые, губчатые

выделения, что хорошо отражает свою индивидуальность форм в поперечном срезе золотин. Цвет металла золотисто-желтый, иногда отмечается слабый зеленоватый оттенок.

Исследования самородного золота в полированных аншлифах показало наличие большого количества знаков в сростании с сульфотеллуридами висмута. Пробность золота на рудопроявлении достаточно выдержанна и колеблется от 860 до 890‰, в среднем составляя 873‰ [1].

### **Литература**

1. Горячев Н.А. Геология мезозойских золото-кварцево жильных поясов Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 210 с.
2. Кузнецов В.М., Горячев Н.А., Жигалов С.В., Савва Н.Е. Структура и рудоносность Мякит-Хурчанского рудно-россыпного узла // ВЕСТНИК СВНЦ ДВО РАН, Магадан, 2011, №4, с. 37-51.

## НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПЛАТИНОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО ДУНИТ-КЛИНОПИРОКСЕНИТОВОГО КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНОГО УЛЬТРАОСНОВНОГО МАССИВА

*Степанов С.Ю.<sup>1</sup> Рассолов А.А.<sup>2</sup>, Матвеев Я.А.<sup>3</sup> Пилюгин А.Г.<sup>4</sup>*

<sup>1</sup> Горный Университет, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *Stepanov-1@yande.ru*,

<sup>2</sup> Горный Университет, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *alextri@list.ru*,

<sup>3</sup> Горный Университет, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *matt-zc2007@rambler.ru*,

<sup>4</sup> Горный Университет, г. Санкт-Петербург, Россия, E-mail: *andrew\_pilugin@mail.ru*

**В работе представлены данные об изучении платины и минералов платиновой группы в хромититах Нижнетагильского массива ультраосновных пород и связанных с этим массивом россыпей речек Рублёвик и Бобровка. Произведена попытка сопоставления платиноидов в россыпях и коренных образованиях с учётом особенностей химического состава и морфологии минералов. Также в работе проанализированы многочисленные данные по минералогии платиноидов, опубликованные в трудах предыдущих исследователей.**

## FEATURES OF PLATINUM-GROUP MINERALIZATION ON NIZHNY TAGIL DUNIT-CLINOPYROXENE ULTRAMAFIC ZONAL MASSIF

*Stepanov S.Y.<sup>1</sup>, Rassolov A.A.<sup>2</sup>, Matveev Y.A.<sup>3</sup>, Pilyugin A.G.<sup>4</sup>*

<sup>1</sup> Mining University, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *Stepanov-1@yande.ru*,

<sup>2</sup> Mining University, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *alextri@list.ru*,

<sup>3</sup> Mining University, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *matt-zc2007@rambler.ru*,

<sup>4</sup> Mining University, Saint Petersburg, Russia, E-mail: *andrew\_pilugin@mail.ru*

**The data analysis of platinum and platinum-group elements which are found in chromitite of ultrabasic Nizhni Tagil massif is presented in this article. Placers on rivers Rublevik and Bobrovka are also belong to Nizhni Tagil massif. An essay of comparison of placer platinoids and bedding rocks platinoids is actualized in the article inclusive of chemical composition and mineral morphology. There are also a lot of data about platinoids mineralogy, publicated in works of previous scientists.**

История добычи платины на Нижнетагильском массиве берёт своё начало в 20-х годах XIX столетия. Первые добычные работы были связаны с промывкой аллювиальных отложений р. Мартьян. В период с 1827 по 1830 из Нижнетагильских приисков в казну было сдано около 3000 самородков весом до 100 граммов и около 100 весом до 9 кг. Самый крупный самородок за всю историю добычи платины весом в 9,63 кг был найден в 1843 году в одном из логов в окрестностях горы Соловьёвой. Первое коренное месторождение платины было открыто 1892 году также на Нижнетагильском массиве, называлось оно Серебряковским и впервые было описано А.А. Иностранцевым, а затем А.П. Карпинским. Далее было открыто Авроринское месторождение, а в 1909 году было вскрыто гнездо хромитита в Соловьёвом логу, разработки которого впоследствии выросли до масштабов шахты, получившей название Господской.

Нижне-Тагильский массив ультраосновных пород имеет площадь около 50 км<sup>2</sup> находится в Свердловской области в 100 км к северо-западу от Екатеринбурга и характеризуется зональным строением. Оно выражается в наличии центральной части сложен-

ной дунитами с участками, представленными его грубозерными или пегматоидными разновидностями, и клинопироксенитовой периферии. В дунитах имеются разнообразные по мощности и морфологии тела хромититов. Связанную с хромититами платиновую минерализацию в виде ксеноморфных зёрен платиноидов различных размеров А.Г. Бетехтин выделял как дунитовый тип месторождений [1]. Второй тип платиноидных месторождений широко представленный на Нижнетагильском дунитовом массиве – россыпной. На западном склоне горы Соловьёва разрабатываются аллювиальные месторождения по р. Рублёвик, также платиноиды обнаруживаются при добыче демантоидов на р. Бобровке.

В дунитовом типе платиноидных месторождений рудный хромшпинелид либо является вкрапленным в дунит, либо образует скопления в виде участков, по своему облику напоминающих шпировые выделения, а также встречается в виде массивных мономинеральных агрегатов, слагающая тела по своей морфологии схожие с жилами. Основываясь на полевых наблюдениях, можно выделить три типа нахождения хромшпинелида в дунитах: акцессорный в дунитах, шпировый и прожилковый с различной густотой вкрапленности.

При исследованиях были изучены минералы платины из массивных жильных хромититов месторождений Господская шахта и Катаевская штольня (Крутой лог). Большая часть зёрен платиноидов представлена ферроникельплатиной  $Pt(Fe_{0,5}Ni_{0,5})$  и железистой платиной  $Pt_2Fe$ . В единичных зёрнах обнаружены иридоосмин и соединение Ru с Ni не выделенное как минеральный вид. В статьях Т. Оже [5] для хромититов Тагильского массива указывается наличие тетраферроплатины  $PtFe$  и изоферроплатины  $Pt_3Fe$ , однако, по своему химическому составу последний минерал соответствует железистой платине  $Pt_2Fe$ . По-видимому обозначение изоферроплатина было использовано для соединения вследствие отсутствия в международной классификации железистой платины. В публикациях А.Д. Генкина [2] приводятся данные о составе платиноидов, для которых характерно преобладание ферроникельплатины. Рассматривая химический состав МППГ (табл. 1), стоит указать на постоянную примесь Ir в платиноидах, реже встречаются Pd и Rh. Такие платиноиды как Os и Ru в виде примесей крайне редки и их содержание в среднем не превышает 0,5%. На данный момент не хватает фактического материала, для установления, что представляют собой примеси в минералах платины. Но по особенностям строения минеральных зёрен и по коэффициентам корреляции между элементами можно с уверенностью сказать о наличии значительного процента таких платиноидов как Ir, Pd, Rh в виде изоморфной примеси. Но наряду с этим Irсовместнос Ruи Osобразуют собственные минеральные индивиды, образовавшиеся вероятно в связи с распадом твёрдых растворов.

Таблица 1.

Химический состав платиноидов из хромититов Нижнетагильского массива в масс. %

№	анализ	<i>Pt</i>	<i>Ir</i>	<i>Rh</i>	Ru	Pd	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>	<i>Cu</i>	Co	Формула
1	ГШ16	71,54	6,37	0,00	0,00	0,00	13,50	6,60	1,98	0,00	$(Pt_{0,92}Ir_{0,08})(Fe_{0,61}Ni_{0,29}Cu_{0,1})$
2	ГШ15	72,42	5,21	0,84	0,00	0,00	13,17	6,31	2,05	0,00	$(Pt_{0,93}Ir_{0,07})(Fe_{0,6}Ni_{0,29}Cu_{0,11})$
3	ГШ27	72,55	4,48	0,00	0,00	0,00	13,29	6,91	2,42	0,00	$(Pt_{0,94}Ir_{0,06})(Fe_{0,6}Ni_{0,3}Cu_{0,1})$
4	КШ1	82,62	5,11	0,00	0,00	0,00	11,50	0,77	0,00	0,00	$(Pt_{0,94}Ir_{0,06})_2(Fe_{0,94}Ni_{0,06})$

№	анализ	<i>Pt</i>	<i>Ir</i>	<i>Rh</i>	Ru	Pd	<i>Fe</i>	<i>Ni</i>	<i>Cu</i>	Co	Формула
5	КШЗ	82,80	3,48	0,00	0,00	0,00	11,80	0,75	1,16	0,00	$(Pt_{0,96}Ir_{0,04})_2(Fe_{0,87}Ni_{0,05}Cu_{0,08})$
6	КШ4	83,08	3,34	0,00	0,00	0,00	11,49	0,97	1,12	0,00	$(Pt_{0,96}Ir_{0,04})_2(Fe_{0,86}Ni_{0,07}Cu_{0,07})$
7	NT8 1г3	83,60	1,73	0,64	0,30	0,12	10,73	1,65	1,11	0,07	$(Pt_{1,91}Ir_{0,04}Ru_{0,01}Rh_{0,03})_2(Fe_{0,80}Cu_{0,07}Ni_{0,12}Co_{0,01})$
8	Sirkov	84,36	0,94	1,09	0,09	0,00	11,08	0,54	1,02	0,05	$(Pt_{1,93}Ir_{0,02}Ru_{0,004}Rh_{0,03})_2(Fe_{0,88}Cu_{0,07}Ni_{0,04}Co_{0,01})$
9	NT8 1	75,99	0,87	0,58	0,00	0,62	12,57	3,77	5,69	0,00	$(Pt_{0,49}Pd_{0,007}Ir_{0,005}Rh_{0,007})(Fe_{0,29}Cu_{0,011}Ni_{0,08}Co_{0,002})$
10	NT8 2	75,79	1,74	0,63	0,00	0,13	13,69	4,86	3,32	0,03	$(Pt_{0,49}Ir_{0,01}Rh_{0,01})(Fe_{0,31}Cu_{0,07}Ni_{0,11})$

Примечание. Анализы №№ 1-6 произведены на материалах коллекции А.Г. Бетехтина из музея ФГУП «ВСЕГЕИ». Аналитик: В.Ф. Сапега. Прибор: электронный микроскоп-микроанализатор CamScan MV 2300. Буквенные обозначения: ГШ – господская шахта, КШ – Катаевская штольня. Анализы №№ 7-9 заимствованы из работы Т. Аже [5].

Как фероникельплатина так и железистая платина (рис. 1.в) в хромититах образуют ксеноморфные выделения характеризующиеся однородным строением (рис.1), крайне редко в этих минералах можно различить тончайшие полосы обогащённые иридием. Для ферроникельплатины из Господской шахты отмечаются участки зёрен сложенные иридосмином (рис. 1.а). А вот зерно, представляющие продукт распада твёрдого раствора, сложенное двумя фазами с преобладанием тугоплавких платиноидов, первая из которых представлена иридосмином, а во второй преобладает Ni и Ru, имеет явные идиоморфные очертания. Морфология минералов платины явно свидетельствует о более позднем их образовании по отношению к хромиту. Так как в последнее время многочисленными фактами опровергнут магматический генезис хромититов и явно доказана их генетическая связь с постмагматическими процессами, то и образование платиноидов в дунитовом типе руд является следствием тех же процессов, причём при более низких температурах, чем хромшпинелиды. Время образования минералов содержащих преимущественно тугоплавкие ЭПГ остаётся под вопросом, но вероятно, это метакристаллы образовавшиеся в первые стадии постмагматических преобразований.



Рис. 1. Микрофотографии зёрен платиноидов в отражённых электронах с месторождений: Господская шахта – 1а, 1б, Катаевская штольня– 1в. Крестиками обозначены точки микрозондового анализа. Серые зёрна – хромшпинелид, чёрная масса – серпентин.

Изученные образцы аллювиальной платины представлены мелкими самородками, отобранными при промывке шлихов на речках Рублёвик и Бобровка. Речка рублёвик берёт своё начало непосредственно из Соловьёва лога, где располагалось месторожде-

ние Господская шахта. Вследствие малого расстояния переноса платиноидов от коренных источников их зёрна слабо окатаны и по большей части имеют некритсаллографичное ограничение представляющее собой отрицательные формы – отпечатки кристаллов хромита (рис. 2.в).

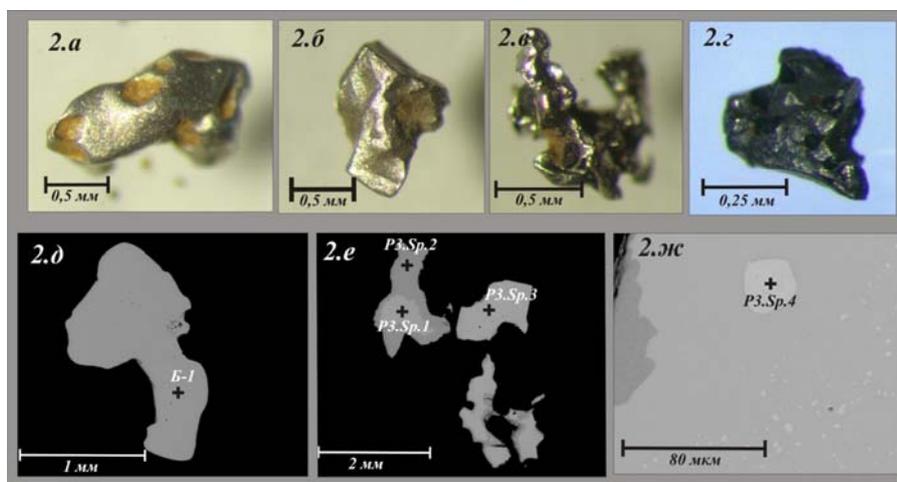


Рис. 2. Фотографии самородков платиноидов из россыпей р. Бобровки 2.а, и р. Рублёвик 2.б-2.г. Микрофотографии тех же зёрен в отражённых электронах. 2.д – железистая платина из аллювиальных отложений р. Бобровки, 2.е – зёрна платиноидов с зональным строением – туламинит и однородным – изоферроплатина с р. Рублёвик. 2.ж – снимок зерна при большем увеличении с включениями самородного иридия. Крестиками обозначены точки микрорзондового анализа.

Часто для аллювиальных зёрен платины с Рублёвика отмечаются срастания с хромшпинелидом (рис 2.г). Минералы платины из россыпей Бобровки окатаны в большей степени, для них уже не отмечены срастания с хромитом, и макроскопически устанавливается более светлая окраска (рис 2.а). Сама речка Бобровка в отличие от Рублёвика почти не протекает по массиву ультраосновных пород, а шлиховое опробование производилось приблизительно в 10 км от возможных коренных источников минералов платины.

Микорзондовый анализ позволил выявить железистую платину, туламинит, самородный иридий и изоферроплатину (рис. 2.б), Т. Оже [5] приводит данные о наличие тетраферроплатины в Чаужской россыпи (табл. 2). Для зерна железистой платины с р. Бобровки отмечается совершенно однородное строение (рис 2.в). Зёрна железистой платины с Рублёвика имеют зональное строение, выраженное наличием в центральной части железистой платины и каймы сложенной туламинитом (рис. 2.г.). Непосредственно в железистой платине наблюдаются мелкие зёрнышки самородного иридия. Также было обнаружено одно зерно, соответствующее по составу изоферроплатине, при изучении под бинокляром у него отмечалось кристаллографическое ограничение простой формой  $\{100\}$ , а в участках с ксеноморфным ограничением были обнаружены остатки серпентина, высока вероятность того, что эти отпечатки остались от кристаллов оливина.

Таблица 2.

## Химический состав платиноидов из аллювиальных отложений в масс. %

№	анализ	Pt	Ir	Ru	Rh	Fe	Cu	Ni	Co	Формула
1	Chaush	74,02	1,79	0,01	1,06	13,35	4,92	2,88	0,06	$(Pt_{0,49}Ir_{0,01}Rh_{0,01})(Fe_{0,31}Cu_{0,10}Ni_{0,07}Co_{0,001})$
2	Б1	83,25	4,07	0,00	0,00	11,25	1,24	0,25	0,00	$(Pt_{1,91}Ir_{0,09})_2(Fe_{0,89}Cu_{0,08}Ni_{0,02})$
3	P3.Sp. 1	85,33	0,00	0,00	0,00	12,40	1,63	0,33	0,00	$Pt_2(Fe_{0,88}Cu_{0,10}Ni_{0,02})$
4	P3.Sp.2	75,38	0,00	0,00	0,00	12,35	12,27	0,34	0,00	$Pt(Fe_{0,57}Cu_{0,48}Ni_{0,01})$
5	P3.Sp. 3	79,67	9,18	0,00	0,63	10,12	0,41	0,25	0,00	$(Pt_{2,65}Ir_{0,31}Rh_{0,04})_3(Fe_{0,95}Cu_{0,03}Ni_{0,02})$
6	P3. Sp. 4	3,72	91,55	0,00	1,98	2,05	0,00	0,00	0,00	$(Ir_{0,86}Rh_{0,04}Pt_{0,03}Fe_{0,07})$

Примечание. Анализ №1 заимствован из публикации Т. Оже [5], остальные анализы произведены на собственных материалах литеры в названии анализов обозначают Б – аллювий р. Бобровка, Р – аллювий р. Рублёвик. Аналитик: А.В. Антонов. Прибор: сканирующий электронный микроскоп CamScan MX2500, оборудованный энерго-дисперсионным спектрометром LinkPentafet.

Сравнивая самородки с различных аллювиальных россыпей, можно заключить, что зёрна железистой платины с р. Бобровка и тетраферроплатины с р. Чауж в связи со значительным удалением точек отбора проб от коренных источников являются примером процессов обогащения минералов Pt за счёт выноса Ni, Cu, и возможно Fe, по мере передвижения в россыпи. Отсутствие зон туламинита или ферроникельплатины на железистой платине наиболее вероятно связано с истиранием первых по мере механической обработки зёрен при переносе. А вот зёрна платиноидов в россыпях р. Рублёвик вследствие малого расстояния переноса сохраняют с незначительными изменениями особенности морфологии и химического состава характерные для минералов платины дунитового типа платиноидных месторождений. И крайне высока вероятность того, что детальное изучение этих самородков во многом поспособствует в решении многих вопросов связанных с минералами платины в хромититах. Сомнительно, что зёрна изоферроплатины с кристаллографическими очертаниями связаны с хромититами, наиболее вероятно, что для них коренным источником являлись дуниты, где этот минерал был описан А.Н. Заварицким, как акцессорный [3].

При исследовании собственных материалов и анализе ранее опубликованных данных было установлено, что основным минералом платины в породах Нижнетагильского массива ультраосновных пород является железистая платина, в меньшем количестве распространены туламинит и ферроникельплатина, ещё реже встречаются тетраферроплатина и изоферроплатина. В отдельную группу выделяются минералы тугоплавких платиноидов Ir, Ru и Os – самородный иридий, иридоосмин и различные соединения, не выделенные как минеральные виды. Большая их часть образовалась при распаде твёрдых растворов при понижении температуры, но также имеются минералы, выделившиеся непосредственно в процессе рудообразования. По сей день остаются открытыми вопросы генезиса различных минералов платины и элементов платиновой группы, ещё пока не удалось установить в какой именно форме переносится платина в рудообразующих системах и какова генетическая связь платиноидов с различными горными породами (хромититы, дуниты и дунитовые пегматиты, клинопироксениты), слагающими Нижнетагильский дунит-клинопироксенитовый концентрически-зональный массив.

## Литература

1. Бетехтин А.Г. Платина и другие минералы платиновой группы. М.; Л.: АН СССР, 1935, 148 с.
2. Генкин А.Д. Последовательность и условия образования минералов платиновой группы в Нижнетагильском дунитовом массиве// Геология рудных месторождений. 1997. Том 39. №1. С 41-48.
3. Заварицкий А.Н. Коренные месторождения платины на Урале. М., 1928. 56 с.
4. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала. Екатеринбург Изд-во Уральского ун-та, 1997, 488 с.
5. T. Age, Y. Volchenko et al. Primary platinum mineralization in the Nizhny Tagil and Kachkanar ultramafic complexes, Ural, Russia: A genetic model for PGE concentration in chromite-rich zones// Society of Economic Geologists. 2005.V.100. P. 707-732.
6. K. Malitch, O. Thalhammer. Pt-Fe nuggets derived from clinopyroxenite-dunite massifs, Russia: a structural, compositional and osmium-isotope study// The Canadian mineralogist. 2002. V. 40. P. 395-418.

## НОВЫЕ ДАННЫЕ О ГЕОЛОГИЧЕСКОМ СТРОЕНИИ И ЗОЛОТОНОСНОСТИ СЕВЕРНОГО ФЛАНГА ТЫРНЫАУЗСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

*Столяров В.В.*

ИАЗ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону, Россия, E-mail: [v.stolyarov@bk.ru](mailto:v.stolyarov@bk.ru)

**Изучены структурно-тектонические, литологические, метаморфические, магматические, минералого-геохимические условия локализации золотого оруденения. Установлено, что золоторудные участки занимают в целом фланговое положение по отношению к редкометальному оруденению Тырнаузского месторождения.**

## NEW DATA ON THE GEOLOGICAL STRUCTURE AND THE GOLD CAPACITY OF THE NORTHERN FLANK OF THE TYRNYUZ DEPOSIT

*Stolyarov V.V.*

Institute of Arid Zones SSC RAS, Rostov-on-Don, Russia, E-mail: [v.stolyarov@bk.ru](mailto:v.stolyarov@bk.ru)

**The structural-tectonic, lithologic, metamorphic, igneous, mineralogical and geochemical conditions for the localization of gold mineralization have been studied. It is found that regions with a high content of gold occupy flanking position to the rare metal mineralization Tyrnyuz deposit.**

Исследуемая площадь расположена в восточной части минерагенической зоны Передового хребта в экономически освоенном регионе Кабардино-Балкарской республики, тесно связанном автомагистралями с крупными горнодобывающими и горно-металлургическими предприятиями Северного Кавказа. В административном отношении район работ располагается на территории Эльбрусского района Кабардино-Балкарской Республики. В географическом отношении район работ располагается в междуречье Баксан и Малка, охватывая восточную высокогорную часть Передового хребта, который носит местное название Ташорун-баш и в 8 км западнее долины р. Баксан в районе г. Тырнауз раздваивается, образуя два отрога: хребты Гитче-Тырнауз и Уллу-Тырнауз. Абсолютные отметки водораздельных гребней варьируют от 2800 (перевал Сурьма) до 3778 м (г. Джуарген). Наиболее выраженными вершинами являются г. Суарык (3712 м) и г. Тырнауз (3594 м).

В минерагеническом отношении восточная половина изучаемой территории представлена северным флангом Тырнаузского рудного поля, к которому с юго-востока примыкает собственно Тырнаузское вольфрам-молибденовое месторождение. Исследуемая площадь вместе с указанным месторождением составляет единый рудный район с минерализациями вольфрама, молибдена, меди, сурьмы, и золота. В пределах участка тела ультрабазитов, метасоматитов и дайки и штоки лейкократовых гранитоидов, с которыми тесно пространственно коррелируются зоны золотого оруденения, располагаются в пределах ориентированной в северо-западном направлении (аз. 305–317°) полосы шириной до 1 км, косо секущей зону Передового хребта. Ориентировка рудоносной полосы совпадает, в общем, с направлением северо-западных разрывов, среди которых

главными являются Зыгыркольская и Хромитовая зоны сбросо-сдвигов протяженностью 3,5-4,0 км [1,2,3,4].

К Зыгыркольской зоне сбросо-сдвигов приурочена одноименная минерализованная зона в эпидот-гранат-пироксеновых скарнах и метасоматически переработанных породах с полиформационным золотым оруденением, локализованная по результатам поисковых работ в ООО «Каббалкгеология» в 2010-2012 гг. Автор настоящего сообщения принимал участие в этих работах по договору Института аридных зон ЮНЦ РАН с ООО «Каббалкгеология» и в рамках Программы Президиума РАН № 24 2011 г, ПП РАН № 27 2012 г.

Зона разломов имеет древнее позднепалеозойское заложение, однако подвижки вдоль нее имели место и в период кайнозойской тектоно-магматической активизации, что подтверждается развитием здесь даек аплитовидных лейкократовых гранитов эльджуртинского комплекса. По ослабленным трещинным зонам происходила инфильтрация золотоносных гидротермальных растворов, отделяющихся в ходе кристаллизации кислой магмы, по тем же разломным зонам внедрились дайки и небольшие штоки лейкократовых аплитовидных гранитов. Тела лейкократовых гранитов то секут скарны, то имеют, в свою очередь, скарновые оторочки.

Наиболее интенсивные геохимические аномалии золота четко совпадают с выходами на поверхность линзовидных или сложной формы крутопадающих тел скарнов гранат-пироксенового (андрадит-геденбергитового), эпидот-пироксенового состава, развитых преимущественно вдоль тектонических контактов мраморизованных известняков колсуйской свиты и туфов порфиритов эльмезтюбинской свиты (Рис. 1)[3].

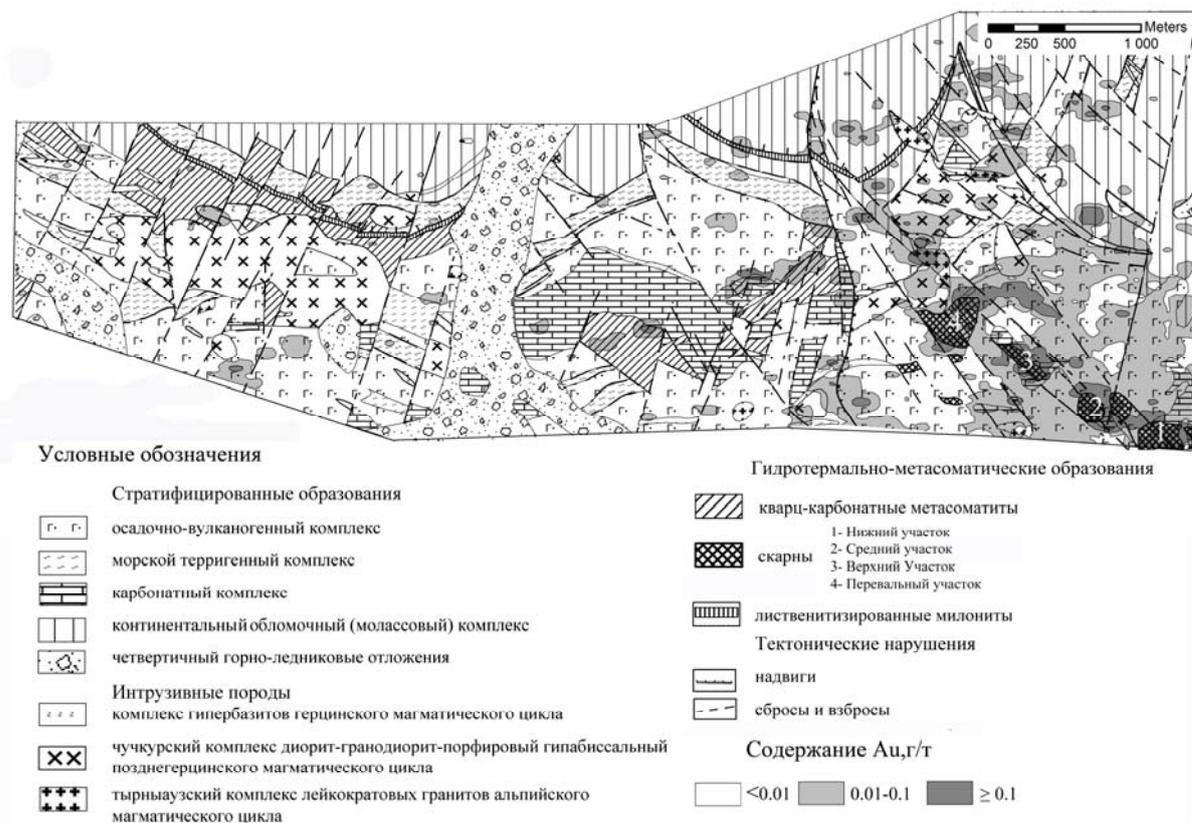


Рис. 1. Карта распределения содержаний золота во вторичных ореолах рассеяния на северном фланге Тырныаузского рудного поля (на геологической основе). Масштаб 1:10 000.

Ограниченное развитие имеют околоскарновые хлорит-кварц-карбонатные или пироксен-плагиоклазовые метасоматиты, чаще всего заполняющие межскарное пространство, иногда располагающиеся на некотором удалении, вдоль крупных разломов, в пределах терригенно-вулканогенных толщ эльмезтьюбинской и кызылкольской свит. С ними иногда связаны повышенные содержания золота (десятые доли г/т, редко первые г/т), преимущественно приуроченные к зонам дробления и милонитизации [5].

По данным геологического картирования, выходы на поверхность золотоносных метасоматитов образуют не менее четырех, разобщенных мощными элювиально-делювиальными отложениями, участков: Нижний, Средний, Верхний и Перевальный. Прослеженная с перерывами протяженность зоны в северо-западном направлении составляет в плане около 1700 м. Перепад высот по вертикали от хребта Гитче-Тырныауз, где зафиксированы единичные пробы с повышенными содержаниями золота по расчистке 1 (отметка 3150 м), до минимальной отметки выходов метасоматитов на Нижнем участке (2640 м) составляет 510 м.

К настоящему времени выявлены следующие особенности локализации метасоматитов и наложенной на них золотоносной минерализации по Зыгыркольской рудной зоне.

Строение скарных тел обусловлено степенью тектонической нарушенности пород. Интенсивно дробленные породы зоны залечены наложившимися на них пироксен-гранатовыми метасоматитами и, в меньшей степени, хлорит-кварц-карбонатными и пироксен-плагиоклазовыми метасоматитами. Решающее значение трещинных структур подтверждается отсутствием пространственной связи скарнов с крупными интрузивами и сложным «перистым» рисунком самих скарных тел. Скарнированию подверглись как карбонатные породы, так и ороговикованные терригенно-вулканогенные породы.

Скарны и околоскарновые породы оруденелы неравномерно, повышенные содержания золота внутри них связаны с зонами интенсивного дробления, милонитизации и наложенной на скарны гидротермально-метасоматической проработки, выраженной в основном развитием разноориентированных прожилков и сложных пятен кварц-карбонатного состава с неравномерной вкрапленностью сульфидов и теллуридов (пирит, халькопирит, арсенопирит, пирротин, магнетит, редко галенит, сфалерит, жозеит, кобальтин, тетрадимит, риккардит).

Золото преимущественно мелкое и тонкое, свободное в виде включений среди скарных минералов, в кварце и кальците, или в сростках с сульфидами и теллуридами, встречается и химически связанное – в виде теллуридов золота. Рудные тела прожилково-вкрапленного типа не имеют четких геологических границ, последние устанавливаются по данным опробования. Содержание золота колеблется от десятых долей грамма до 10 г/т.

Предполагается парагенетическая связь жильного гранитоидного комплекса, метасоматоза и золотого оруденения, при котором золото отлагалось в поздние низкотемпературные стадии, после образования основной массы сульфидов.

Четко выражена структурная позиция золотого оруденения. Как уже отмечалось, Тырныаузский рудный узел приурочен к участку пересечения структурно-формационной зоны Передового хребта запад-северо-западного простирания с поперечной близмеридиональной структурой типа скрытого разлома. Именно место их пересечения явилось зоной, по которой поступали глубинные тепловые потоки, развива-

лась метаморфическая, магматическая, метасоматическая и гидротермальная деятельность и сюда проникали рудоносные растворы. Послеюрские горизонтальные и вертикальные движения в зоне привели к деформации полосы средне-палеозойских образований и формированию нескольких покровов, когда более древние отложения оказывались залегающими на более молодых, и к заложению серии крутопадающих разрывов сдвига-сбросового характера северо-западного направления на востоке рудного узла и северо-восточного – на западе.

Изучение золотоносности северного фланга Тырныаузского поля я показало, что золоторудные участки занимают в целом фланговое положение по отношению к редкометалльному оруденению. Все известные рудопроявления, а также тела метасоматитов и дайки и штоки лейкократовых гранитоидов, располагаются в пределах ориентированной в западном направлении (аз. 305–317°) полосы шириной до 1 км, косо секущей зону Передового хребта и прослеженной по простиранию на 5.5 км.

Ориентировка рудоносной полосы совпадает в целом с направлением северо-западных разрывов. Установлена приуроченность магматических, метасоматических и рудных проявлений к конкретным тектоническим нарушениям – Зыгыркольской и Хромитовой зонам сдвига-сбросов. Это позволяет считать эти зоны контролирующими рудообразование, в том числе золотое оруденение. Золотое оруденение пространственно часто связано с лейкократовыми гранитоидами. Взаимоотношения лейкократовых гранитоидов с метасоматитами разное: в одних случаях гранитоиды секут оруденелые метасоматиты, в других на контакте гранитоидов с мраморами образуются скарны, кроме того, по гранитоидам развиваются кварцевые прожилки с рудными минералами. В скарновых рудных телах распределение золотого оруденения определяется формой гидротермально-измененных скарнов вдоль тектонических нарушений, а также телами даек и апофиз лейкократовых гранитов, рассекающих скарновые тела.

### **Литература**

1. Курдюков А.А. Эволюция термального метаморфизма Тырныаузского рудного поля и связанного с ним оруденения // Геология рудных месторождений. 1984. – №4. – С. 34–43.
2. Ляхович В.В. Связь оруденения с магматизмом. (Тырныауз). М.: Наука. 1976. 336 с.
3. Парада С.Г., Столяров В.В. О роли палеозойских интрузий в локализации золотоносных минерализаций на северном фланге Тырныаузского рудного поля//Вестник ЮНЦ РАН, т. 8 № 2, 2012. С. 33–41.
4. Пэк А.В. Геологическое строение рудного поля и месторождения Тырныауз. Тр. ИГЕМ, М.: Наука, 1962. Вып. 56. 168 с.
5. Столяров В.В. Крупность золота в рудоносных скарнах восточной части Передового хребта по данным фракционного скрин-анализа/ Актуальные проблемы геологии, планетологии и геоэкологии. Всероссийская молодежная конференция/ Новочеркасск, ЮРГТУ (НПИ), 2012 г.

## **ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНОЙ И РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В МАГМАТИЧЕСКИХ И МЕТАМОРФИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСАХ КЕЙВСКОГО БЛОКА**

*Фомина Е.Н.*

ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия, E-mail: *efom-10@ya.ru*

**Кейвский домен расположен в восточной части Кольского полуострова. Он представляет собой одну из наиболее интересных структур в составе Фенноскандинавского щита из-за своего уникального геологического строения. Практический интерес представляет наличие различных по генезису крупных месторождений и множества рудопроявлений редких металлов и редкоземельных элементов. В настоящей работе сделана попытка обобщить имеющийся материал по РМ-РЗ минерализации Кейвского домена, дополнив его собственными минералогическими исследованиями.**

## **REGULARITIES IN THE DISTRIBUTION OF RARE-EARTH MINERALIZATION IN IGNEOUS AND METAMORPHIC COMPLEXES OF KEIVY TERRANE**

*Fomina E.N.*

GI KSC RAS, Apatity, Russia, E-mail: *efom-10@ya.ru*

**Domain Keivy is located in the eastern part of the Kola Peninsula. It is one of the most interesting structures in the Fennoscandian shield because of its unique geology. Practical interest is the presence of large deposits and numerous occurrences of different genesis rare metals and rare earth elements. In this paper we attempt to summarize the available data on the RM and RE mineralization of domain Keivy and supplement it with our own mineralogical studies.**

Основными полезными ископаемыми, определяющими металлогеническую специализацию Кейвской структуры, являются, прежде всего, месторождения высокоглиноземистых сланцев Больших Кейв. Несколько меньшим распространением пользуются проявления железа, титана и ванадия. Также на территории Кейвского блока зафиксировано более 50 месторождений и рудопроявлений редких металлов и редкоземельных элементов, различных по специализации, генезису, и связанных с различными магматическими и стратиграфическими комплексами, развитыми в пределах Кейвской структуры и ее обрамления. Высокие концентрации редких земель приурочены, главным образом, к постмагматическим метасоматитам, гидротермалитам и редкоземельным пегматитам, генетически связанным с широко распространенными в Кейвах массивами и жилами щелочно-гранитоидного комплекса [2]. Влияние постмагматических процессов на концентрацию и/или рассеивание редких элементов во вмещающих породах до сих пор представляется слабо изученным. Эта проблема требует особого внимания, поскольку ее решение позволит выявить источники образования РЗЭ в метаморфических сланцах свиты кейв, которые на сегодняшний день не установлены.

Щелочные граниты в геологическом строении региона имеют существенное значение. Наиболее крупная их интрузия образует западное обрамление Кейвского синкли-

нория. Ряд меньших по размерам массивов находится к югу от Кейв, в области антиклинорного поднятия, разделяющего синклинорий Кейв и структуру Имандра-Варзуга. Геохимическое своеобразие щелочных гранитоидов заключается в том, что в процессе эволюции глубинных магматических кислых расплавов происходит не только обогащение их поздних дифференциатов кремнекислотой, что вообще свойственно гранитоидам, но и одновременно происходит возрастание их щелочности, определяющее их обеднение глиноземом, обогащение железом и обогащение характерным комплексом редких элементов (цирконий, редкие земли, ниобий, тантал и др.) и минералов. При рассмотрении закономерностей распределения редкоземельных элементов и иттрия в породообразующих и акцессорных минералах щелочных гранитов отмечается, что суммарное содержание РЗЭ в главных породообразующих минералах – полевых шпатах, кварце и темноцветных – не превышает 15-20% от суммы РЗЭ в породах, иными словами, преобладающая масса РЗЭ сконцентрирована в акцессорных минералах. Селективными составами РЗЭ обладают такие минералы, как чевкинит, монацит, ортит (цериевые), фергусонит и ксенотим (иттриевые). Состав лантаноидов в сфенах и цирконах меняется в весьма широких пределах, свидетельствуя о широком диапазоне геохимических условий их образования.

Все интрузии щелочных гранитов оказывают на вмещающие породы интенсивное метасоматизирующее воздействие. Ширина зон контактовых изменений зависит от состава вмещающих пород и от их структурных особенностей. В непосредственной близости к интрузии и в небольшом удалении вмещающие породы испытали перекристаллизацию и метасоматические преобразования. С удалением от контактов с гранитами метасоматизирующее воздействие снизилось, но явления термальной перекристаллизации проявлены отчетливо. Изменение гнейсов проявляется в образовании гастингситовых метасоматитов и в реоморфном плавлении вмещающих пород в широких контактовых ореолах. Кристаллические сланцы свиты кейв под влиянием щелочных гранитов заметно изменены в западных Кейвах, в то время как в центральных и восточных Кейвах этот процесс проявлен незначительно. Таким образом, метасоматические изменения носили различный характер в зависимости от состава протолита и удаленности от контакта. В целом, в гнейсах и сланцах проявились процессы щелочного (преимущественно калиевого) и, отчасти, кремнекислотного метасоматоза [5]. В результате постмагматических процессов, при щелочном составе флюидов, можно ожидать формирование однотипного с магматическим редкометального оруденения [1].

В различных породах кейвской серии установлено неравномерное распределение РЗЭ, причиной которого некоторые исследователи предполагали их связь с древними россыпями [4]. В связи с этим особое внимание акцентировалось на ставролит- и гранатсодержащих сланцах нижней пачки кейвской свиты, с повышенными содержаниями циркония, редких земель, иногда фосфора, обусловленными наличием циркона, апатита, сфена, монацита, ортита, а также на кварцево-сланцевых и карбонатных сланцах верхних пачек свиты. Кианитовые, силлиманитовые и ставролит-кианитовые сланцы не рассматривались как перспективные на РЗЭ по причине отсутствия признаков концентрации их в каких-либо минералах, а их металлогеническая специализация всегда определялась, в основном, наличием месторождений кианита. Однако необходимо учитывать, что геохимической особенностью кейвских сланцев является сочетание глинозема с углеродом, серой, титаном, редкими и редкоземельными элементами. Новые

данные минералого-геохимических исследований редкоземельной минерализации в высокоглиноземистых сланцах Кейв свидетельствуют о нескольких формах нахождения РЗЭ: в виде самостоятельных минеральных фаз – монацита и ксенотима; и в виде примеси в мусковите, графите, цирконе, ортите и других минералах [3]. В мусковите и графите уровень РЗЭ (в особенности La, Ce и Nd) в 2-5 раз выше по сравнению с кианитом, силлиманитом и кварцем.

Проведены дополнительные минералогические исследования формы проявления редкометальной и редкоземельной минерализации в силлиманитовых и кианитовых сланцах месторождений Тяпшманюк и Шуурурта, наиболее пространственно удаленных от щелочных интрузивов. Как в кианитовых, так и в силлиманитовых сланцах этих месторождений минералы-концентраторы редких земель представлены несколькими генерациями. В большинстве своем они приурочены к измененным участкам пород либо заключены в межзерновом пространстве породообразующих минералов, что позволяет предполагать наложенный характер редкоземельного минералообразования.

В конкреционных кианитовых сланцах вмещающей средой конкреций является мусковит-графит-кварцевый субстрат, представляющий собой тонкозернистый агрегат кварца с примесью мусковита, графита и рутила. В его составе отсутствует кианит. Между зернами кварца в субстрате распределены многочисленные субмикроскопические включения циркона. Кроме того, субстрат неравномерно рассланцован, рассечен мелкими трещинами, залеченными жильным материалом, в котором помимо первичных минералов (кварца, мусковита, рутила и графита) появляются новообразованные – циркон и монацит (Рис. 1). Общее направление трещин согласуется со сланцеватостью. В жилках кварц, мусковит и графит обычно укрупняются относительно исходного субстрата.

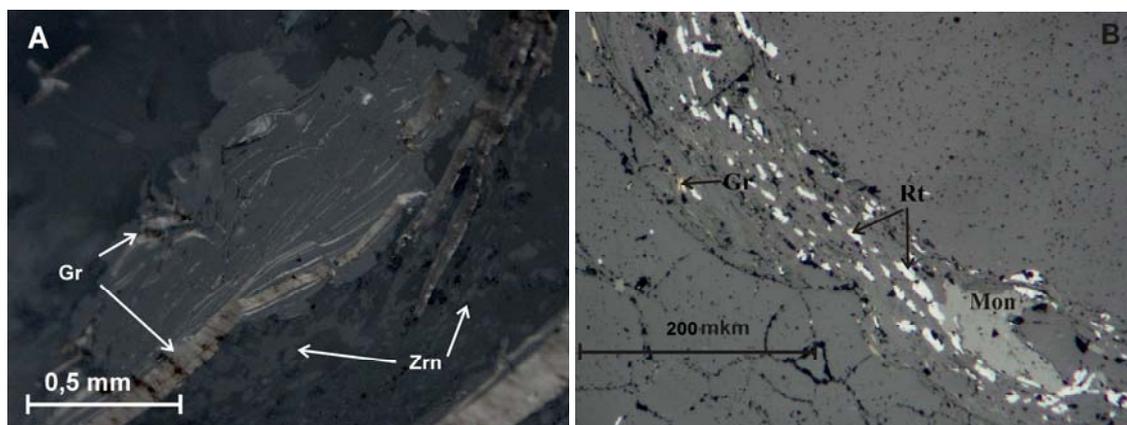


Рис. 1. Минерализованные кварц-мусковитовые прожилки. А – с графитом (Gr) и цирконом (Zrn); В – с графитом, монацитом (Mon) и рутилом (Rt).

*Монацит* представлен в кианитовых сланцах двумя генерациями. Первая зафиксирована в мусковито-кварцевом субстрате, мелкие зерна монацита присутствуют как в кварце, так и в виде ксенозерен между зернами кварца, совместно с цирконом. Вторая генерация монацита связана с различными тектонизированными участками в сланцах, по которым развивались также другие минералы – рутил, графит, мусковит, кварц и сульфиды. Этот монацит образует повсеместно метакристаллы скелетной формы, не-

правильные или идиобластовые, ситовидного строения, зональные. Они наблюдаются в тесных сростаниях с ксенотимом, апатитом и полиметаллической Ni-Co-Mo-Zn-Bi ассоциацией. Первую генерацию монацита мы относим к осадочному процессу, а вторую к метаморфо-метасоматическому. Главным концентратором редких элементов в сланцах является *циркон*. Циркон образует также две генерации. Первая представлена детритовым цирконом из протолита и наблюдается в ядрах зерен. В последующих процессах изменения кристаллических сланцев на ранний циркон нарастала оболочка позднего циркона (Рис. 2А). Зональные зерна циркона с четко выраженным ядром и пористой неоднородной оболочкой ассоциируют с ксенотимом и монацитом-2 (Рис. 2В). Содержание циркона в кристаллических сланцах достигает 1%.

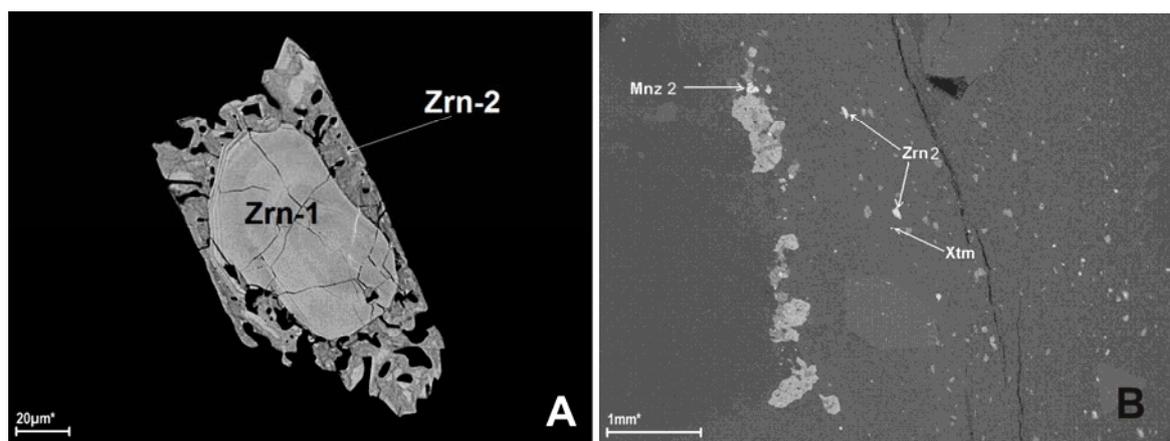


Рис. 2. А – Зональное строение циркона 1 (Zrn 1) генерации с пористой оболочкой циркона 2 генерации (Zrn 2); В – Ассоциация циркона с монацитом 2 генерации (Mnz 2) и ксенотимом (Xtm).

Первичные фазы редких и редкоземельных элементов, вероятно, имели субмикроскопические размеры и укрупнились в ходе метаморфизма и сопутствующего метасоматоза, которые способствовали перераспределению РЗЭ в кианитовых сланцах. На кианитовые и силлиманитовые сланцы наложены поздние тектонические трещины, по которым проходили гидротермальные растворы, способствовавшие перекристаллизации первичных минералов (кварца, мусковита, графита, ильменита, рутила) и привнесу редких элементов, концентрировавшихся в цирконе, монаците, ксенотиме и других соединениях. На заключительном этапе кристаллизации кианит конкреций захватывал их в виде минеральных включений. В результате создались условия для обогащения минерализованных трещин и краевых частей конкреций РЗЭ. Вопрос о том, какое событие могло привести к образованию тектонических трещин в изученных сланцах, и каков был источник гидротермальных растворов, до сих пор остается открытым и, несомненно, должен быть решен путем привлечения дополнительных геохимических и физико-химических исследований пород кейвской свиты.

### Литература

1. Батиева И.Д. Петрология щелочных гранитоидов Кольского полуострова. Л., «Наука», 1976. с. 30-40.
2. Бельков И.В. Акцессорная минерализация щелочных гранитов западных Кейв. В сб.: Материалы по минералогии Кольского полуострова. Вып. III, Выборгская типография Лен-

облполиграфиздата. г. Выборг, 1962. с. 5–20.

3. Войтеховский Ю.Л., Нерадовский Ю.Н., Гришин Н.Н. Редкие металлы и земли в кианитовых сланцах Больших Кейв, Кольский полуостров Тезисы докладов Всероссийской научно-практической конференции: Редкие металлы: минерально-сырьевая база, освоение, производство, потребление. М.: ИМГРЭ, 2011, с. 43–44.
4. Гаскельберг В.Г., Рубинраут Г.С. Комплексная минерализация в разрезах Больших и Малых Кейв // Вопр. геологии и металлогении Кольского п-ова. Вып. V, ч. I. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1974. С. 208–212.
5. Сулова С.Н. Контактво-метасоматические изменения кристаллических сланцев под влиянием щелочных гранитов в районе Западных Кейв // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. М.-Л. Изд. АН СССР. Вып. 2. 1960. С. 58–93.

# ХРОМОВАЯ РУДА И СОПУТСТВУЮЩАЯ ЕЙ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ НА УЧАСТКЕ «ВЕРХНЕЛАГОРТИНСКИЙ» ЛАГОРТИНСКО-КЕРШОРСКОЙ ПЛОЩАДИ ПОЛЯРНОГО УРАЛА

*Шайбеков Р.И.*

ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия, E-mail: *shaybekov@geo.komis.ru*

**В тезисах приводятся результаты электронно-микроскопических исследований хромовой руды и сопутствующей ей минерализации. В результате которых установлено, что к наиболее ранним минералам относятся хромшпинелиды, кристаллизация которых происходила на магматическом этапе рудообразования. Затем, вероятно с началом серпентинизации вмещающих пород вследствие проявления флюидных процессов, началось отложение миллерита, пентландита, халькопирита и других минералов. Эти же процессы вызвали изменение хромшпинелидов, выразившееся в понижении содержания в нем алюминия и возрастании содержания железа; образование самородных металлов соответствует поздним этапам гидротермального минералообразования.**

## CHROME ORE AND ITS ASSOCIATED MINERALIZATION IN THE SITE "VERHNELAGORTINSKY" LAGORTINSKO-KERSHORSKOY AREA OF THE POLAR URALS

*Shaybekov R.I.*

IG Komi SC UB RAS, Syktyvkar, Russia, E-mail: *shaybekov@geo.komis.ru*

**The thesis presents the results of electron-microscopic studies of chrome ore and a related mineralization. As a result of which determined that to the earliest minerals include Cr-spinel, crystallization of which occurred in the magmatic stage mineralization. Then, perhaps the beginning of serpentinization host rocks in the consequence of development of fluid processes, deposition began millerite, pentlandite, chalcopyrite and other minerals. These processes cause a change of chromites, expressed in decreasing content in the aluminum and iron content increases, the formation of native metals corresponds to later stages of hydrothermal mineralization.**

Войкаро-Сынинский массив является самым крупным на Полярном Урале и протягивается с севера на юг на 200 км; при ширине от 2 до 18 км его площадь составляет 2000 км<sup>2</sup> [1, 2]. В его составе выделяется Лагортинско-Кершорская площадь в геологическом строении которой участвуют магматические образования, с доминированием пород ультраосновного состава, представленные хромитоносными ультрабазитами райизско-войкарского дунит-гарцбургитового мегакомплекса. Значительно меньшим распространением на площади пользуются метаморфизованные габброиды кэршорского дунит-верлит-клинопироксенит-габбрового комплекса и долериты лагортаюского комплекса «параллельных даек».

*Участок «Верхнелагортинский»* расположен в северо-западной части Лагортинского рудного поля, на водоразделе рек Лагортаегарт и Б. Лагорта в пределах восточного склона Полярного Урала в непосредственной близости от Главного Уральского водораздела. В геологическом строении участвуют образования дунит-гарцбургитового

СВК представленные «краевыми дунитами» и пироксенизированными в различной степени гарцбургиты (лерцолито и вебстеритоподобные породы) нижней гарцбургитовой толщи гарцбургитового СВК. Хромитоносная зона, получившая название Верхнелагортинская залегает в пределах верхней части относительно мощного (300–400 м) дунитового тела локализованного в зоне контакта гарцбургитов и их пироксенизированных разностей. Дуниты в виде жильных тел проникают и в вышележащие гарцбургиты и в подстилающие вебстериты и лерцолитоподобные породы. Тело дунитов, достаточно полого, по углом  $30^\circ$  падает в восточном, юго-восточном направлении. Рудная зона расположена конформно контактам дунитов, погружаясь на восток, юго-восток. Протяженность рудной зоны составляют 1800 м, ширина выхода – 200 м.

На проявлении было выявлено 8 рудных тел мощностью от 0.2 до 3.0 м и протяженностью от 60 до 400 м. Форма рудных тел пластообразная, линзовидно-уплощенная. Руды убого, реже, редковкрапленные, с содержаниями  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  от 10 до 39%, хромшпинелид высокохромистый, представленный хромитом.

*Хромшпинелиды* (рис. 1) представлены в основной массе мелкими, реже средними округлыми кристаллами, серовато-белого цвета, со следами катаклаза, трещиноватые, трещины (в единичных зернах развиты по плоскостям спайности) залечены хлоритом, размер зерен в поперечнике колеблется от 1,6 мм и менее. Зерна хромита имеют тонкую хлоритовую кайму, метаморфизованы: отмечается «изъеденный» рисунок поверхности зерен, различной интенсивности и неоднородности. «Изъеденные» участки залечены хлоритом. В зернах (преимущественно в краевых частях, реже по трещинам залеченными хлоритом) наблюдаются неправильной формы включения сульфидов никеля, размером в поперечнике от 0,05 мм и менее. Также в некоторых зернах отмечаются пойкилитовые обособления оливина, часто в ассоциации с хлоритом и серпентином, размер обособлений в поперечнике составляет от 0,15 мм и менее. Химический состав хромшпинелидов приведен в табл. 1.

Хромшпинелиды участка Верхнелагортинский характеризуются изменением состава от центра к периферии следующих компонентов: в основном уменьшаются  $\text{MgO}$  (от 14,51 до 11,42),  $\text{Al}_2\text{O}_3$  (от 8,03 до 6,09), и увеличиваются незначительно  $\text{Cr}_2\text{O}_3$  (от 61,72 до 64,04),  $\text{FeO}$  (от 15,77 до 21,93), в единичном случае  $\text{V}_2\text{O}_5$  (от 0 до 0,26). При этом от центра к срединной части наблюдается незначительные увеличения всех компонентов, которые при дальнейшем движении к краю уменьшаются, по сравнению с центральными областями.

Наряду с хромшпинелидами в рудах всегда в том или ином количестве присутствует сульфидная минерализация.

*Миллерит* наблюдается в виде мелких, нередко многочисленных изометричных, каплевидных, неправильной формы зерен, размером от 0.1 до 30 мкм, с поверхностью изредка разбитой серией тонких трещин. Приуроченных, как правило, к хромпикотиту, к краевым его частям, к кавернам, к областям трещиноватости, а также к границам хромпикотита и серпентинизированного оливина, встречается в массе породообразующих минералов. Из примесей отмечаются медь и железо (рис.2; табл. 2).

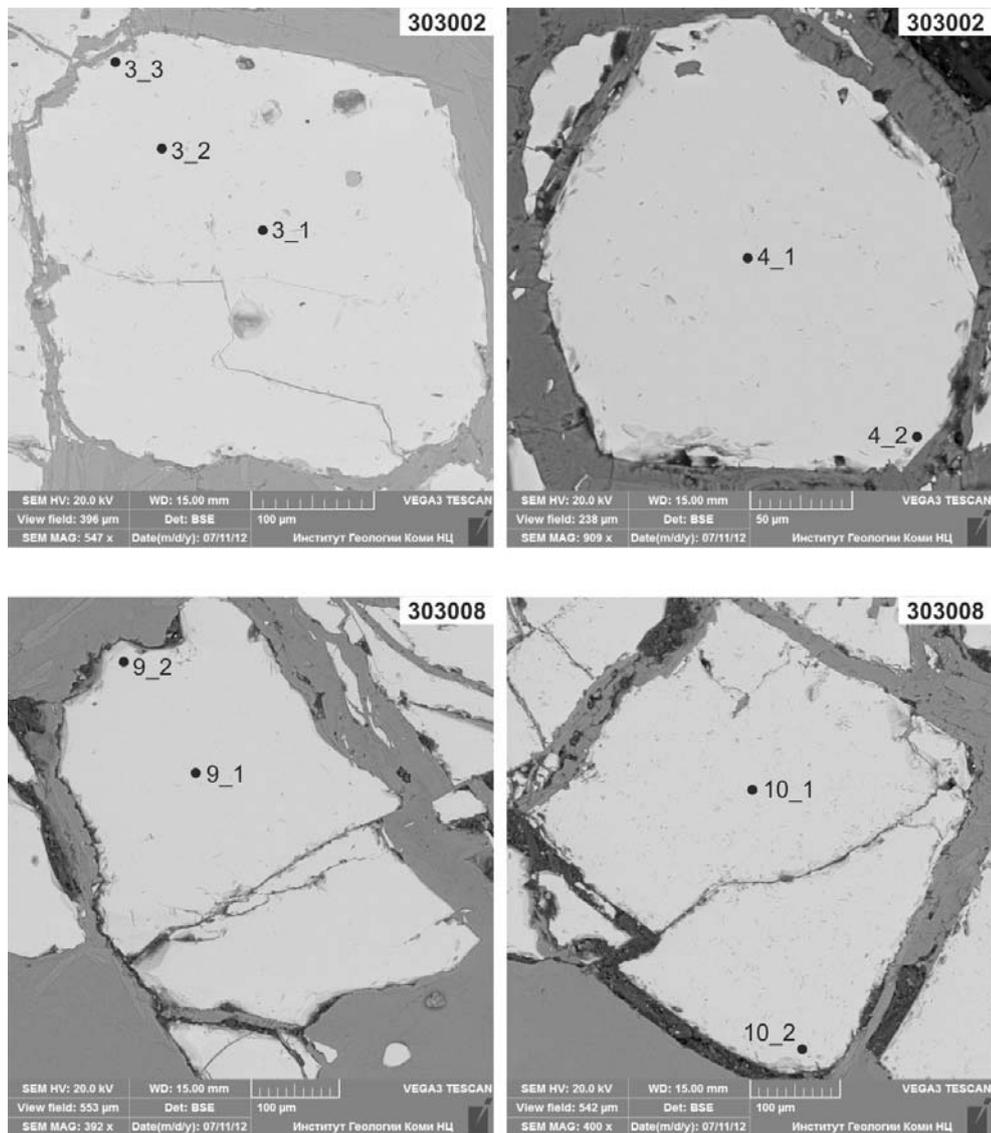


Рис. 1. Хромшпинелиды участка Верхнелагортинский

Таблица 1

**Химический состав хромшпинелидов участка Верхнелагортинский**

№ пробы	№ зерна	положение замера	Компоненты, мас. %						
			MgO	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	V <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Cr <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO
303002	3 1	центр	11,92	7,64	-	-	61,72	21,74	19,53
	3 2	середина	12,08	7,69	-	-	62,81	21,77	19,56
	3 3	край	11,76	6,09	-	-	62,84	24,41	21,93
	4 1	центр	12,32	8,03	-	-	62,05	21,18	19,04
	4 2	край	11,42	7,56	-	-	61,62	21,78	19,58
303008	10 1	центр	14,51	7,92	-	-	63,04	17,54	15,77
	10 2	край	14,07	7,76	-	-	63,96	17,57	15,79

Примечание: анализы выполнены на электронном микроскопе Tescan Vega 3 с энергодисперсионным спектрометром X-max (Oxford instruments) в Институте геологии Коми НЦ УрО РАН. Аналитик С.С. Шевчук.

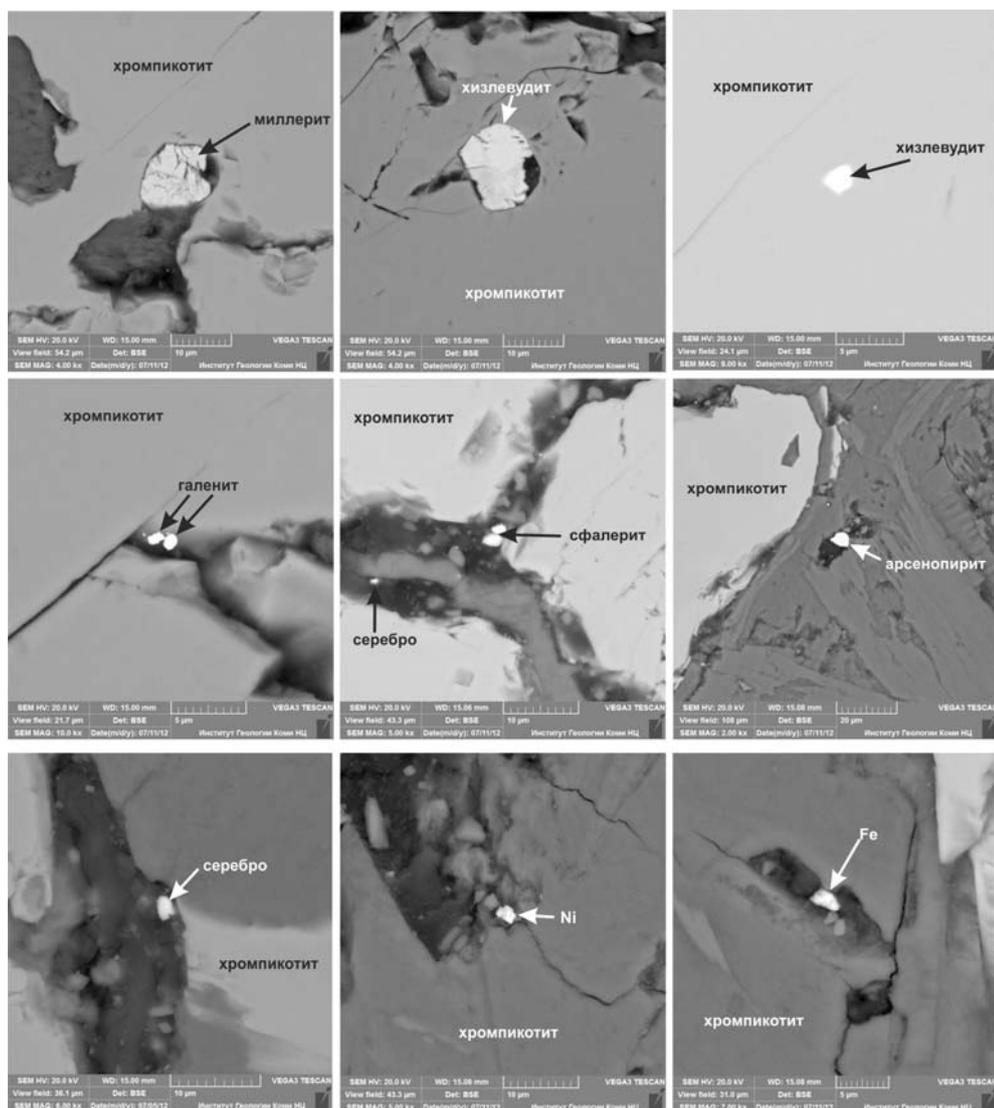


Рис. 2. Растровые электронно-микроскопические снимки шлифов с сульфидной минерализацией в хромовых рудах участка Верхнелагортинский. Снимки сделаны в режиме упруго-отраженных электронов.

Таблица 2

### Химический состав миллерита

№ пробы	Компоненты, масс. %					Кристаллохимическая формула
	S	Cu	Fe	Ni	Сумма	
303008	35,52	-	0,72	63,75	100	$(\text{Ni}_{0,98}\text{Fe}_{0,01})_{0,99}\text{S}$

Примечание. Сумма приведена к 100%.

*Хизлевудит* встречается в виде мелких каплевидных, неправильной, реже овальной формы зерен размером 5-10 мкм в массе хромпикотита и породообразующих минералов. Нередко приурочен к их граничным зонам, а также к трещинам в рудном минерале. Как правило, зерна усеяны серией трещин, разбивающих их на множество более мелких составляющих, и характеризуются присутствием небольших каверн-пустот. Редко отмечаются вторичные изменения периферийных частей (рис. 2; табл. 3).

Таблица 3

## Химический состав хизлевудита

№ пробы	Компоненты, масс. %				Кристаллохимическая формула
	S	Fe	Ni	Сумма	
303002	27,71	0,47	71,83	100	$(\text{Ni}_{2,82}\text{Fe}_{0,02})_{2,84}\text{S}_2$
303008	28,23	1,09	70,68	100	$(\text{Ni}_{2,74}\text{Fe}_{0,04})_{2,78}\text{S}_2$
	27,71	2,21	70,08	100	$(\text{Ni}_{2,76}\text{Fe}_{0,01})_{2,86}\text{S}_2$

Примечание: Сумма приведена к 100%.

*Галенит* обнаруживается в виде ксеноморфных, неправильной формы зерен размером от 0.5 до 2 мкм в массе хромпикотита, в областях понижения рельефа, в трещинах и кавернах. Из примесей присутствует сурьма до 34.3 масс % (рис. 2; табл. 4).

Таблица 4

## Химический состав сульфидов Pb, Ni, Cu и Zn

№ пробы	Компоненты, масс. %								Формула	Название
	S	Fe	Pb	As	Sb	Zn	Cd	Сумма		
303002	23,40	-	42,30	-	34,30	-	-	100	$(\text{Pb}_{0,28}\text{Sb}_{0,39})_{0,67}\text{S}$	Sb галенит
	21,91	32,20	-	45,89	-	-	-	100	$\text{Fe}_{0,84}\text{As}_{0,9}\text{S}$	арсенопирит
303008	12,52	-	87,48	-	-	-	-	100	$\text{Pb}_{1,08}\text{S}$	галенит
	33,53	-	-	-	-	65,54	0,93	100	$(\text{Zn}_{0,96}\text{Cd}_{0,01})_{0,97}\text{S}$	сфалерит

Примечание. Прочерк – элемент не обнаружен. Сумма приведена к 100%.

*Сфалерит* присутствует в виде изометричных, неправильной формы зерен размером от 1 до 2-3 мкм и концентрируется в кавернах и трещинах хромпикотита. Из примесей в нем отмечается кадмий до 1 масс % (рис. 2; табл. 4).

*Арсенопирит* встречается в виде неправильной формы выделений размером до 5 мкм, в массе породообразующих минералов, в непосредственной близости от хромпикотита (рис. 2; табл. 4).

Кроме того, отмечаются самородные фазы (рис. 2): *серебро* присутствует в серпентинитовых прожилках и в кавернах хромпикотита в виде мелких изометричных и неправильной формы зерен, размером до 3 мм; *железо* отмечается в виде изометричных зерен в хромпикотите с размерами до 1 мкм; *никель* присутствует в виде мелких включений неправильной формы в краевых частях хромпикотита и имеет размеры до 2 мкм.

### Заключение

В результате электронно-микроскопических исследований хромовой руды и сопутствующей ей минерализации установлено, что

– для хромшпинелидов участка Верхнелагортинский характерно уменьшение MgO,  $\text{Al}_2\text{O}_3$  и незначительное увеличение  $\text{Cr}_2\text{O}_3$ , FeO, в единичном случае  $\text{V}_2\text{O}_5$ .

– оценивая последовательность минералообразования в ходе формирования хромовых руд можно полагать, что к наиболее ранним минералам относятся хромшпинелиды, кристаллизация которых происходила на магматическом этапе рудообразования.

Затем, вероятно с началом серпентинизации вмещающих пород вследствие проявления флюидных процессов, началось отложение миллерита, пентландита, халькопирита и других минералов. Эти же процессы вызвали изменение хромшпинелидов, выразившееся в понижении содержания в нем алюминия и возрастании содержания железа; образование самородных металлов соответствует поздним этапам гидротермального минералообразования.

Автор благодарен Гайковичу М.М., В.Г. Котельникову, Е.А. Котельниковой, Шевчуку С.С. за предоставленный материал и помощь в подготовке работы.

*Работа выполнена при поддержке НШ 1310.2012, проекта УрО и ДВО РАН №12-С-5-1006, проекта 12-5-6-016-АРКТИКА.*

### **Литература**

1. Гурская Л.И., Смелова Л.В., Колбанцев Л.Р. и др. Платиноиды хромитоносных массивов Полярного Урала. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. 306 с.
2. Макеев А.Б. Минералогия альпинотипных ультрабазитов Урала. СПб.: Наука, 1992. 197 с.