

**Всероссийская (с международным участием) научная конференция,
посвящённая 80-летию Кольского НЦ РАН**

**ЗОЛОТО КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА
И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ**

Апатиты, 26-29 сентября 2010 г.



*Учреждение Российской академии наук
Геологический институт КНЦ РАН*

*Российское минералогическое общество
Кольское отделение*

ЗОЛОТО КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И СОПРЕДЕЛЬНЫХ РЕГИОНОВ



*Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции,
посвящённой 80-летию Кольского научного центра РАН
Апатиты, 26–29 сентября 2010 г.*

Апатиты, 2010

УДК 553.411 (470.21)

Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов. Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции, посвящённой 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, 26–29 сент. 2010 г. / Ред. Ю.Л. Войтеховский. Апатиты: Изд-во К & М, 2010. 228 с.

В сборнике опубликованы доклады, представленные на Всероссийскую (с международным участием) научную конференцию «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов». Для прогнозных оценок золотоносности Кольского региона широко использованы материалы по месторождениям и рудопроявлениям золота Фенноскандии, Карелии, Урала и Северо-Востока России. Издание представляет интерес для специалистов в геологии и минералогии рудных месторождений, а также студентов соответствующих специальностей.

Электронная версия: <http://geoksc.apatity.ru/print/goldconf.pdf>

Научный редактор: д.г.-м.н., профессор **Ю.Л. Войтеховский**

Литературный редактор: **Т.А. Багринцева**

Перевод: **Т.А. Багринцева, А.С. Рыбникова**

Компьютерный дизайн: **Н.А. Мансурова, А.А. Тележкин, Л.Д. Чистякова**

Фоторепортаж: **А.В. Мокрушин, С.В. Мудрук, А.А. Тележкин, В. Ю. Жиганов**

© Коллектив авторов, 2010

© Российское минералогическое общество, Кольское отделение, 2010

© Учреждение Российской академии наук Геологический институт Кольского научного центра РАН, 2010

ISSN 978-5-902643-07-4

Gold of the Kola Peninsula and adjacent areas. Proceedings of All-Russian (with International Participation) Scientific Conference dedicated to the 80th anniversary of the Kola SC RAS. Apatity, Sept. 26–29. 2010 / Edit. Yu.L. Voytekhovsky. Apatity. K & M, 2010. 228 p.

The Volume contains articles presented on the All-Russian (with International Participation) Scientific Conference «Gold of the Kola Peninsula and adjacent areas». To prospect the gold potential of the Kola Peninsula, data on gold deposits and localities of Fennoscandia, Karelia, Ural and the Russian North-East have been applied. The current edition is intended for specialists in geology and mineralogy of ore deposits and students of respective specializations.

See on-line: <http://geoksc.apatity.ru/print/goldconf.pdf>

Scientific Editor: Prof., Dr. **Yu.L. Voytekhovsky**

Literary Editor: **T.A. Bagrintseva**

Translation: **T.A. Bagrintseva, A.S. Rybnikova**

Computer Design: **N.A. Mansurova, A.A. Telezhkin, L.D. Chistyakova**

Photoaccount: **A.A. Telezhkin, A.V. Mokrushin, V.Yu. Zhiganov**

© Authors, 2010

© Kola Branch of Russian Mineralogical Society, 2010

© Institution of Russian Academy of Sciences Geological Institute of Kola Science Centre RAS, 2010

ОТ РЕДАКТОРА

Кольский полуостров ранее не рассматривался в качестве золоторудной провинции. В силу объективных причин здесь иные минерагенические акценты: апатит, железные, медно-никелевые, платинометалльные, редкометалльные руды... Но так ли категоричен приговор? Ведь есть давно известные рудопроявления золота Оленинское, Няльм-1 и 2, а также относительно недавно открытые рудопроявления Ю. Печенги, Кайралы и Курсуярви, р. Подманюк и Стрельна, руч. Ворговый, Панареченская вулcano-тектоническая структура и ряд других, весьма различных по геодинамической позиции, минералогии и геохимии. Так есть ли на Кольском полуострове золото в том качестве и количестве, о котором пристало говорить профессионалам? Ради всестороннего обсуждения этой темы 27–28 сентября 2010 г. в Геологическом институте Кольского НЦ РАН состоялась Всероссийская (с международным участием) научная конференция «Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов». Труды конференции опубликованы в настоящем томе. Для полноты картины в него включено несколько ранее опубликованных статей. Сожалею, что за отсутствием стенограммы в него не вошла на редкость содержательная заключительная дискуссия. Но и по имеющимся материалам читатель может видеть, что конференция удалась. Перспективы золотоносности Кольского полуострова в целом оценены как положительные. Высказаны конструктивные рекомендации по направлениям поисковых работ. Благодарю российских и зарубежных коллег за активное участие в конференции.

Директор Геологического института КНЦ РАН
Председатель Кольского отделения РМО
Проф., д.г.-м.н.

Ю.Л. Войтеховский

EDITOR'S NOTE

The Kola Peninsula has never been earnestly treated as a gold province. Due to objective causes, there are other mineragenic key points of apatite, iron, copper-nickel, PGE, REE ores... But is the sentence definitive, indeed? We do have the well-known ore occurrences of the Oleninskoye, Nyalm-1, Nyalm-2 and quite recently discovered occurrences of the South Pechenga, Kairaly, Podmanyuk and Strel'na rivers, Vorgovy brook, Pana river volcanic-tectonic structure and a number of other objects differing geologically, mineralogically and geochemically. So indeed, is there gold on the Kola Peninsula? To take a broad view at the topic, the Geological Institute Kola SC RAS carried out the All-Russian (with International Participation) Scientific Conference «Gold of the Kola Peninsula and adjacent areas» on September 27–28, 2010. The Conference Proceedings are presented in the current volume. To give a broader view, we included several articles published earlier. I wish we had a verbatim report of the much profound final discussion. But still, the materials we have are enough to testify to the Conference having become a success. Generally, the Kola Peninsula was assumed to have good perspectives for gold. Constructive recommendations on major trends of the prospecting works were given. I thank all Russian and foreign colleagues for their active participation in the Conference.

Director of the Geological Institute KSC RAS
Chairman of Kola Branch of Russian Mineralogical Society
Professor, Dr.Sci. (Geol.-mineral.)

Yu.L. Voytekhovsky

ЗОЛОТОРУДНЫЙ КВАРЦ ИЗ ПРОЯВЛЕНИЙ ПАНА-КУОЛАЯРВИНСКОЙ СТРУКТУРЫ ¹

Войтеховский Ю.Л. ¹, Лютоев В.П. ², Чернявский А.В. ¹

¹ ГИ КНЦ РАН, Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru

² ИГ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, Vlutov@geo.komisc.ru

Приведены новые результаты исследований ЭПР золотоносного жильного кварца рудопоявлений Кайралы, Курсуярви и месторождения Майского, расположенных в Пана-Куоляярвинской структуре. Установлено их общее сходство и тонкие различия. Сделан вывод о том, что в Пана-Куоляярвинской структуре возможно открытие новых кварцевожильных полей с золотым оруденением.

New EPR data on the gold-bearing vein quartz from the Kajraly and Kursujarvi localities and Mayskoye deposit located in the Pana-Kuolajarvi structure are suggested. Their general similarity and tiny peculiarities are found. It is concluded that some new gold-bearing quartz-vein fields can be found in the structure.

Пана-Куоляярвинская структура – едва ли не самая перспективная на обнаружение новых золоторудных объектов на Кольском п-ове. Это обосновывается её геотектонической позицией, составом слагающих пород и наличием в ней месторождения Майского. Поиски на участке Кайралы в 70 км к ССЗ, где ранее найдены кварцевые жилы, ориентировались на этот эталон. Месторождение Майское и рудопоявление Кайралы приурочены к верхней части разреза вулканогено-осадочной хосиярвинской свиты, представленной основными вулканитами и углеродсодержащими туффитами [1].

Оруденение участка Кайралы отлично от такового месторождения Майского по нескольким аспектам. Принципиальное отличие состоит в том, что на месторождении Майском золото-сульфидная минерализация явно наложена на кварц, тогда как на участке Кайралы они сингенетичны. Рудные минералы месторождения Майского представлены халькопиритом, пирротинитом, Со-пентландитом, магнетитом, галенитом и сфалеритом, в сростании с которыми находятся золото и редкие алтаит, цумоит, костибит, галеноклаусталит. Пирротин замещается агрегатом марказита и пирита. На участке Кайралы главный рудный минерал – пирит – сингенетичен кварцу и ассоциации

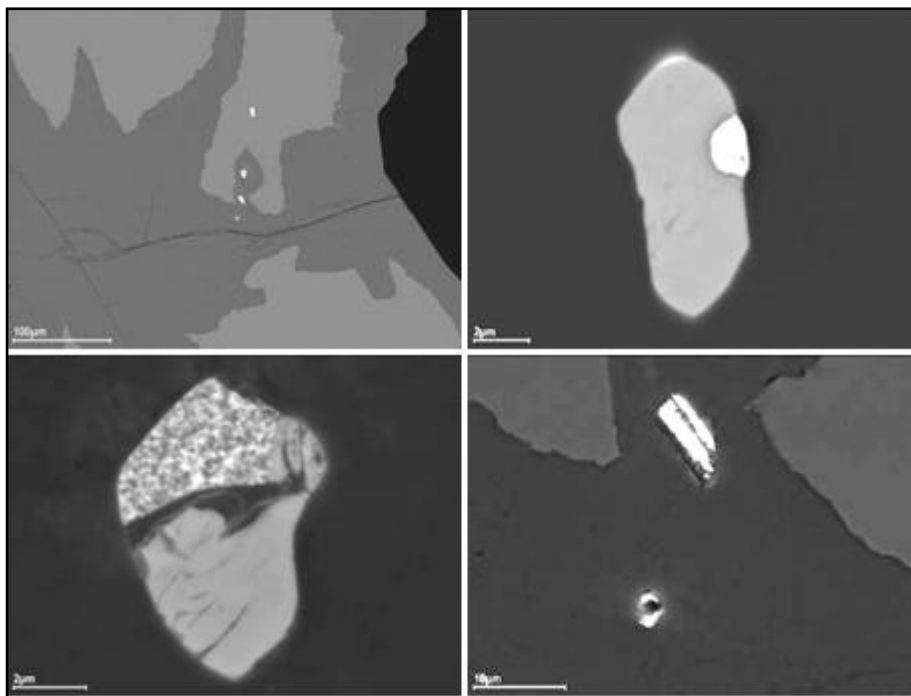


Рис. 1. Вверху слева: серое – пирит, тёмно-серое – гематит, чёрное – кварц, мелкие светлые зёрна (сверху вниз) – пояснения далее. Вверху справа: верхнее светлое зерно в пирите, серое – мелонит $Ni_{0.96}Fe_{0.12}Co_{0.02}Te_2$, белое (зерно справа и кайма сверху) – золото $Au_{0.89}Ag_{0.11}$. Внизу слева: второе светлое зерно в гематите, серое – мелонит $Ni_{0.97}Fe_{0.21}Co_{0.02}Te_2$ и его тонкое сростание с золотом $Au_{0.80}Te_{0.11}Fe_{0.05}Ni_{0.04}$. Внизу справа: два нижних светлых зерна в гематите, вверху – мелонит $Ni_{0.98}Co_{0.06}Te_2$, внизу – $Au_{0.94}Ag_{0.06}$.

¹ Опубликовано с изменениями: Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии, посв. 80-летию Кольского НЦ РАН (Апатиты, 2–5 мая 2010), и Областной конф., посв. 75-летию историко-краеведческого музея г. Кировска (Кировск, 22–23 апр. 2010). Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 22–25.

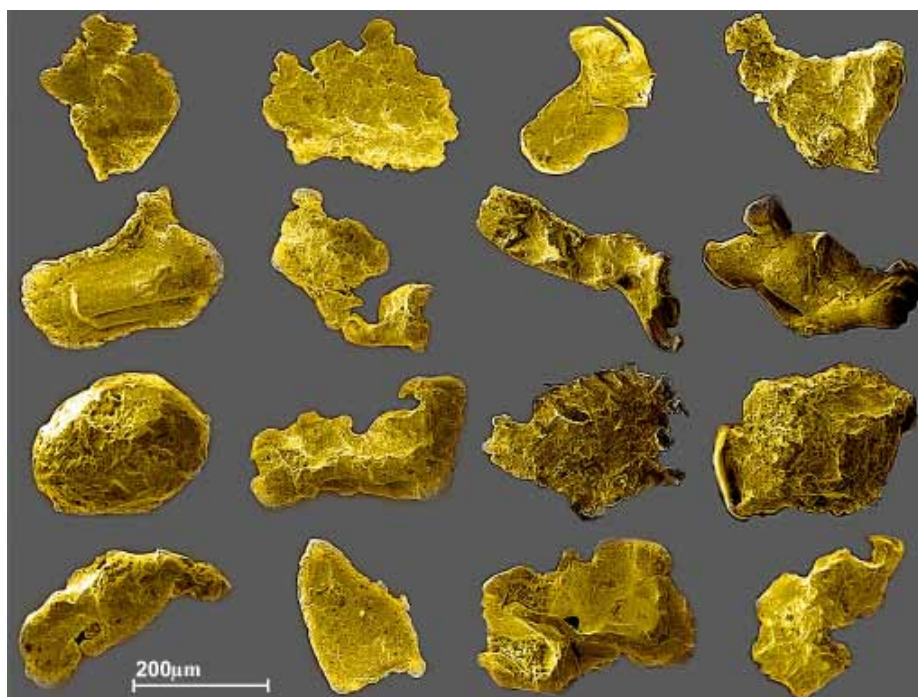


Рис. 2. Золото участков Кайралы и Курсуярви, из протолочек.

золота, калаверита, мелонита, миллерита и кобальтина (рис. 1, 2). При этом рудные ассоциации обоих объектов специализированы на Ni, Co и Te, что, очевидно, связано с их одинаковым положением в структуре, насыщенной вулканическими и интрузивными породами основного и ультраосновного состава.

Для более обоснованного суждения о сходстве объектов методом ЭПР изучен жильный кварц. Пробы взяты на проявлении Кайралы (12–1, 14–2, 23–1, 24–1, 41–1, 6745), месторождении Майском (56–3, 56–4, 57–2, «Отвал») и участке Курсуярви (63–1), расположенном к ЮЮВ от участка Кайралы. Спектры ЭПР регистрировались на радиоспектрометре SE/X-2547 (RadioPAN, Польша) от порошковых препаратов при температуре 290 К при определении Ge- и E-центров (мощность СВЧ 35 и 0.2 мВт, $B_m = 0.1$ мТ, масса образца 200 мг) и температуре 77 К при определении Al- и Ti-центров (мощность СВЧ 7 мВт, $B_m = 0.1$ мТ, масса образца 100 мг). Для нормирования интенсивности спектров использована линия ЭПР Mn^{2+} от референтного образца MgO на стенке резонатора. В качестве мер концентрации взят набор отраслевых эталонов (ВИМС) и стандартный образецДФПГ. Погрешности оценки абсолютной и относительной концентраций центров 25–30 и 10–15 %.

Перевод Al-, Ti-, Ge-дефектов в парамагнитные состояния $[AlO_4]^0$, $[GeO_4M^+]^0$, $[TiO_4R^+]^0$ ($M = Li, Na$; $R = Li, Na, H$) производился с помощью γ -излучения на установке МРХ- γ -20 [изотоп ^{60}Co , СПбГТИ(ТУ)] при комнатной температуре. Дозы облучения для обнаружения Ge- и Ti-центров – 0.5 Мрад (мощность 20 рад/с), Al-центров – 30 Мрад (мощность 70 рад/с), что приближается к условиям их насыщения. Облучались исходные и подвергнутые часовому отжигу при 520 и 1020 °С образцы. Их предварительная прокалка способствует пошаговому переходу Al-дефектов в потенциально парамагнитные комплексы – алюмощелочные дефекты $[AlO_4M^+]^0$, а также исключению влияния природного облучения на концентрацию парамагнитных центров после лабораторного облучения. Для определения концентрации E_1' -центров использована их термоактивация при 300 °С в течение 10 мин.

Ti-центры не обнаружены, их концентрация ниже 0.2 ppm. Следы Ge-центров в виде $[GeO_4Li^+]^0$ -центра достоверно присутствуют только в образцах 24–1 и 6745 на пределе обнаружения 0.01–0.02 ppm. В спектре образца 63–1 кроме линий ЭПР от парамагнитных центров в решётке кварца есть сигналы от Mn^{2+} в карбонате, указывающие на загрязнение кварцевой пробы этой фазой. Линии $[AlO_4]^0$ -центров есть в спектрах ЭПР большинства образцов в исходном состоянии. Они обязаны природному радиационному потоку, приводящему к ионизации дефектов $[AlO_4M^+]^0$. В образцах, стимулированных при 300 °С, в небольших концентрациях фиксируются радиационные E-центры (табл. 1).

Облучение образцов дозой 30 Мрад приводит к росту концентрации $[AlO_4]^0$ -центров в хорошем соответствии с трендом (ppm): $C_g = 1.0 + 2.5 \cdot C$, где постоянный член в 1 ppm, видимо, соответствует радиационному федингу. Если перед облучением кварц отжечь при 520 °С, то фиксируются более высокие концентрации $[AlO_4]^0$ -центров, отражающие полное содержание их предцентров $[AlO_4M^+]^0$. Нормированное естественное содержание $[AlO_4]^0$ -центров на полное содержание предцентров $[AlO_4M^+]^0$, определённое как C/C_g^{500} , коррелирует с концентрацией радиационных E-центров (рис. 3). Из-за высокой скорости фединга $[AlO_4]^0$ -центры отражают мощность

современного радиационного потока, E-центры – суммарную палеодозу. Для кварца Кайралы значения обеих характеристик более высокие, чем для Майского (рис. 3).

После отжига при 520 °С и облучения проб кварца дозой 30 Мрад концентрация $[AlO_4]^{0-}$ -центров в среднем по выборке в 1.4 раза выше, чем в облучённых без отжига препаратах. Распределение концентраций этих центров при разных условиях радиационно-термической активации проб даны на рис. 4. Самые низкие значения зарегистрированы для кварца Майского. На диаграммах концентраций C_g , C^{500}_g , C^{1000}_g кварцы Майского и Кайралы формируют компактные поля в области низких и относительно высоких значений (рис. 5).

Таблица 1. Концентрации парамагнитных центров.

Обр.	E'_1	$[AlO_4]^{0-}$, ppm				$[GeO_4Li^+]^0$	$[TiO_4R^+]^0$
	300 °С, 10 мин. 10^{14} сп/г	исходный, С	30 Мрад, С _□	520 °С +30 Мрад, С500 _□	1020 °С +30 Мрад, С1000 _□	520 °С +0.5 Мрад	520 °С +0.5 Мрад ppm
Кайралы							
12-1	1.9	0.45	2.5	2.9	6.3	н.о.	н.о.
14-2	4.8	0.56	2.0	2.9	6.2	н.о.	н.о.
23-1	0.5	0.11	1.5	3.5	10.5	н.о.	н.о.
24-1	2.5	0.30	2.0	3.4	9.0	0.02	н.о.
41-1	0.2	0.02	1.0	2.2	6.4	н.о.	н.о.
6745	0.8	0.47	2.6	4.1	12.5	0.01	н.о.
Майское							
56-3	0.3	0.08	1.2	2.2	4.1	н.о.	н.о.
56-4	0.2	0.11	1.4	1.7	3.5	н.о.	н.о.
57-2	0.7	0.12	1.4	2.5	3.6	н.о.	н.о.
Отвал	0.4	0.25	1.3	2.6	5.8	н.о.	н.о.
63-1	7.5	1.3	4.4	5.4	10.1	н.о.	н.о.

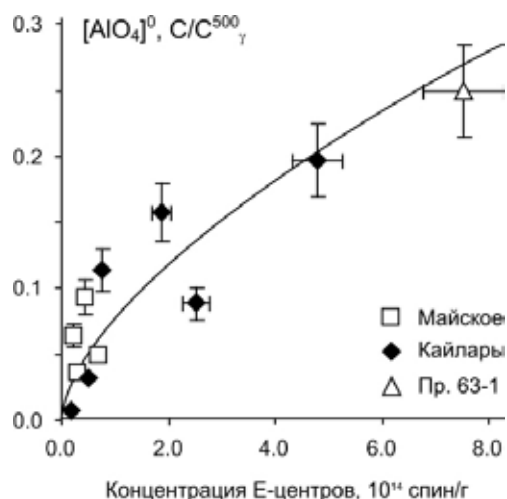


Рис. 3 (слева). Соотношение концентраций E-центров и нормированных естественных содержаний $[AlO_4]^{0-}$ -центров в кварце.

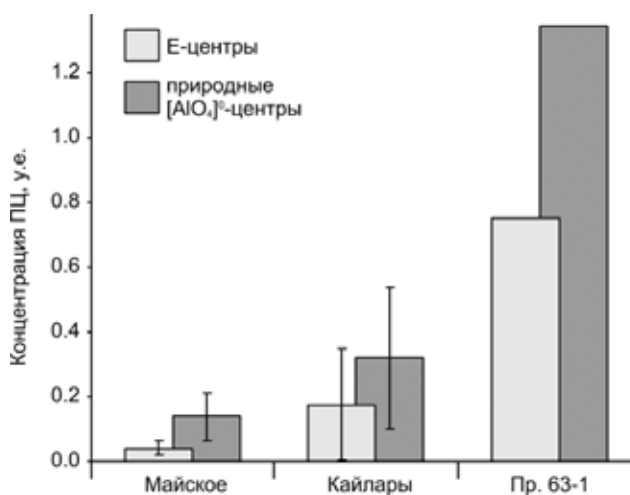


Рис. 3 (справа). Распределение радиационных парамагнитных центров в кварце золоторудных проявлений.

Приращение концентрации $[AlO_4]^{0-}$ -центров в результате отжига при 520 °С, предваряющего облучение, можно связать с разрушением ассоциаций вакансий с $[AlO_4M^+]^{0-}$ -комплексами, сформированными в ходе длительного облучения кварца в природе. Как видно из диаграммы $C^{500}_g - C_g$, примерно 1/3 $[AlO_4M^+]^{0-}$ -комплексов имеет нарушенную структуру и выведена из состояния предцентров $[AlO_4]^{0-}$. Значительное повышение концентрации $[AlO_4]^{0-}$ -центров в предварительно отожжённом облучённом кварце – результат конверсии дефектов $[AlO_4H^+]^0$ в предцентры $[AlO_4M^+]^{0-}$. Таким образом, отношение C^{500}_g / C^{1000}_g соответствует доле Al-дефектов в ассоциации со щелочным компенсатором – $[AlO_4M^+]^{0-} / ([AlO_4M^+]^{0-} + [AlO_4H^+]^0)$. Диаграмма $C^{500}_g - C^{1000}_g$ показывает, что по этому отношению выделяются две серии: кварц Кайралы характеризуется пониженным вкладом $[AlO_4M^+]^{0-}$ (36 %) по сравнению с Майским (52 %).

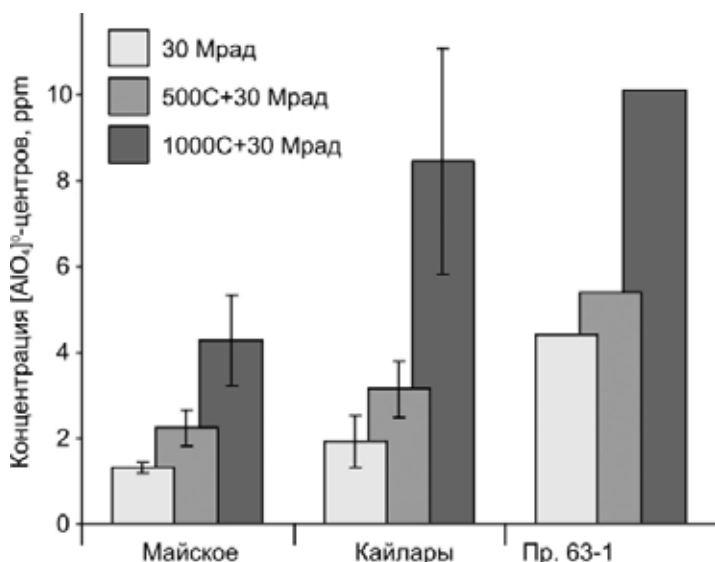


Рис. 4. Распределение Al-центров в кварце золоторудных проявлений.

Концентрация Al-центров в кварце после отжига служит мерой количества структурных примесей в решётке, в первую очередь – Al. Изученный кварц характеризуется их очень низким содержанием: Ge и Ti почти отсутствуют, Al не превышает 12.5 ppm. В особо чистом кварце Кузнечихинского месторождения они лежат в пределах 5–9 ppm, в концентрациях 0.1–0.3 и 0.05–0.15 ppm есть Ti и Ge. Кварц Майского может оказаться ещё более качественным, содержания Al в нём – 3.5–6 ppm. Низки содержания структурной примеси и в кварце Кайралы – 6–13 ppm.

Выводы. Изученные золоторудные кварцы в целом близки по составу и низким концентрациям парамагнитных центров, но отличимы по структурному состоянию Al-центров:

- Концентрации Al-центров в кварце Кайралы несколько выше, чем в кварце Майского. Кварц жилы 63-1 тяготеет к первому.

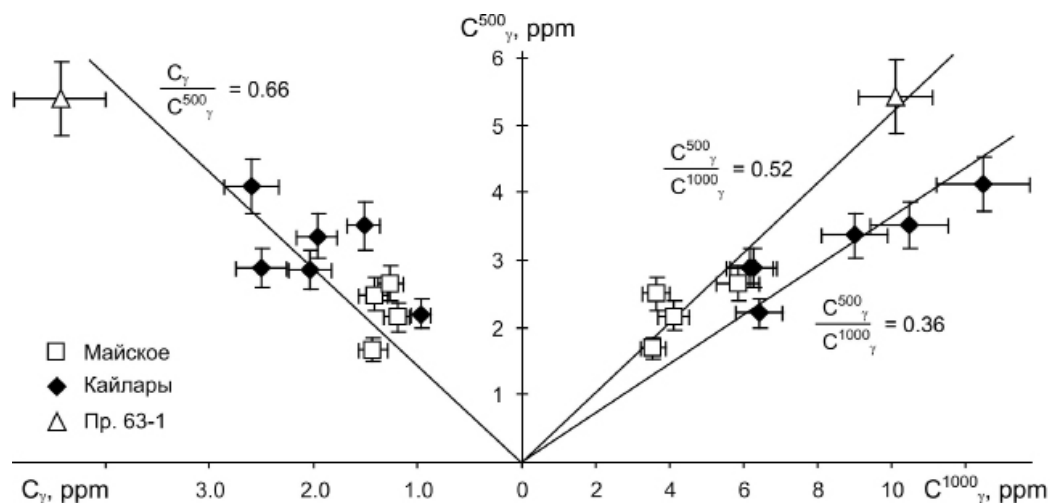


Рис. 5. Соотношение концентраций Al-центров в кварце на разных этапах радиационно-термической активации.

- Кварц Кайралы характеризуется пониженным вкладом щелочных разновидностей Al-дефектов. Этот типизирующий признак более значим, чем концентрация Al-центров. Кварц жилы 63-1 по нему ближе к Майскому.
- Подтверждена «золоторудность» кварца Кайралы – обогащённость такого кварца аналогичными примесными дефектами ранее отмечалась многими авторами.
- По результатам ЭПР-спектроскопии изученный кварц, особенно Майского, относится к особо чистым. Он является ценным сырьём для производства оптического стекла и солнечного кремния.

Список литературы

1. Ward P., Harkonen I., Nurmi P.A., Pankka H.S. Structural studies in the Lapland greenstone belt, northern Finland and their application to gold mineralization // Current Res. 1988. Espoo: Geol. Surv. Finland, 1989. P 71–77.

ЗОЛОТО РУДОПРОЯВЛЕНИЯ КАЙРАЛЫ: ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ¹

Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Басалаев А.А., Савченко Е.Э.
ГИ КНЦ РАН, Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru

В статье кратко охарактеризована золотосодержащая минеральная ассоциация рудопроявления Кайралы, установленная в кварцевых жилах Пана-Куоляярвинской структуры в 70 км к ССЗ от золоторудного месторождения Майского. Главный рудный минерал – пирит (стехиометричный), второстепенный – кобальтин ($\text{Co}_{0.65}\text{Fe}_{0.14}\text{Ni}_{0.02}\text{As}_{0.69}\text{S}$), оба сингенетичны с кварцем. Во внешних зонах идиоморфных кристаллов пирита в индивидуальных зёрнах и сростаниях обнаружены золото ($\text{Au}_{0.94}\text{Ag}_{0.06}$, $\text{Au}_{0.91}\text{Ag}_{0.09}$, $\text{Au}_{0.89}\text{Ag}_{0.11}$, $\text{Au}_{0.80}\text{Te}_{0.11}\text{Fe}_{0.05}\text{Ni}_{0.04}$), калаверит ($\text{Au}_{1.16}\text{Te}_2$), мелонит ($\text{Ni}_{0.98}\text{Te}_2$, $\text{Ni}_{0.98}\text{Co}_{0.06}\text{Te}_2$, $\text{Ni}_{0.97}\text{Fe}_{0.21}\text{Co}_{0.02}\text{Te}_2$, $\text{Ni}_{0.96}\text{Fe}_{0.12}\text{Co}_{0.02}\text{Te}_2$) и миллерит ($\text{Ni}_{0.98}\text{Fe}_{0.08}\text{S}$). Минерализация отнесена к золото-теллуриднему типу в кварцевых жилах shear-зон.

The gold-bearing mineralization in the quartz veins of the Kairaly locality, 70 km NNW from the Mayskoye deposit in the Pana-Kuolajarvi structure is briefly outlined in the paper. Pyrite (stoichiometric) is the main ore mineral while cobaltite ($\text{Co}_{0.65}\text{Fe}_{0.14}\text{Ni}_{0.02}\text{As}_{0.69}\text{S}$) is rare, both are syngenetic with quartz. Individual grains and intergrowths of native gold ($\text{Au}_{0.94}\text{Ag}_{0.06}$, $\text{Au}_{0.91}\text{Ag}_{0.09}$, $\text{Au}_{0.89}\text{Ag}_{0.11}$, $\text{Au}_{0.80}\text{Te}_{0.11}\text{Fe}_{0.05}\text{Ni}_{0.04}$), calaverite ($\text{Au}_{1.16}\text{Te}_2$), melonite ($\text{Ni}_{0.98}\text{Te}_2$, $\text{Ni}_{0.98}\text{Co}_{0.06}\text{Te}_2$, $\text{Ni}_{0.97}\text{Fe}_{0.21}\text{Co}_{0.02}\text{Te}_2$, $\text{Ni}_{0.96}\text{Fe}_{0.12}\text{Co}_{0.02}\text{Te}_2$) and millerite ($\text{Ni}_{0.98}\text{Fe}_{0.08}\text{S}$) are found in the outer zones of the idiomorphic crystals of pyrite. The mineralization is supposed to belong to a gold-telluride-quartz type in the shear-zones.

Пана-Куоляярвинская структура – одна из наиболее перспективных на золоторудные объекты в пределах Кольского п-ова. Этот тезис обосновывается не только её благоприятной геотектонической позицией и составом слагающих пород, но и наличием в ней месторождения Майского (Сафонов и др., 2003). Проводя поиски в 70 км к ССЗ, на участке Кайралы (рис. 1), где ранее были найдены кварцевые жилы с бедной сульфидной минерализацией, авторы ориентировались именно на него. Далее кратко сообщаются первые результаты, свидетельствующие скорее о различии, чем о сходстве двух объектов.

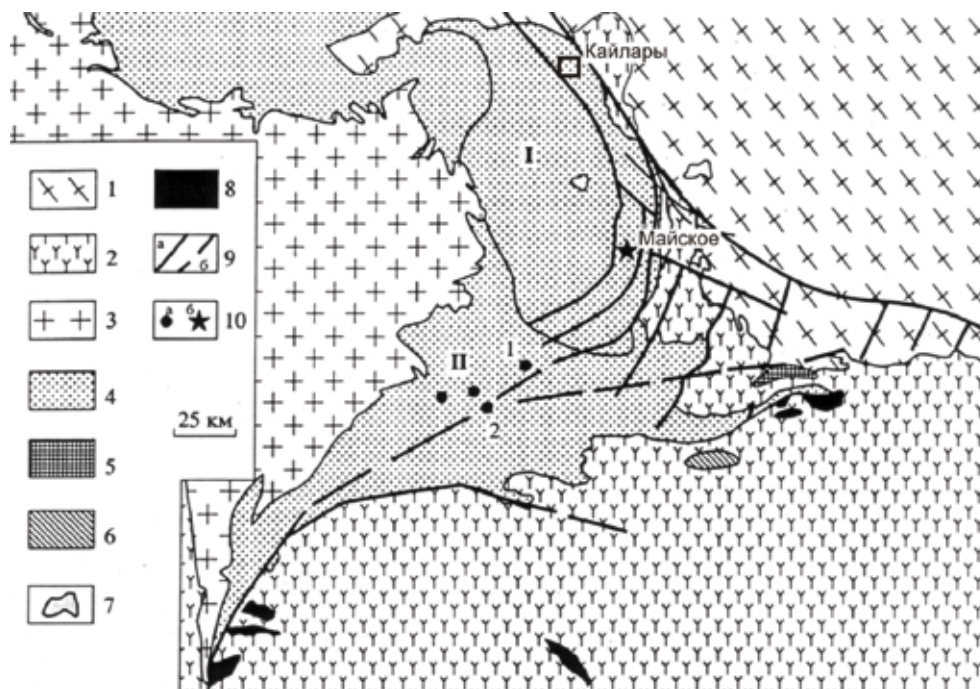


Рис. 1. Тектоническая схема Салпа-Пана-Куоляярвинской части Лапландско-Карельского пояса (Ward et al., 1989, Сафонов и др., 2003). I – Салпа-Куоляярвинская структура; II – Куусамо-Панаяярвинская структура; 1 – гранулиты и гнейсы Беломорского мегаблока; 2 – позднеархейские гранитоиды Карельского мегаблока (2725–2695 млн. лет); 3 – свекокарельские раннепротерозойские граниты (1880–1770 млн. лет); 4 – зеленокаменные породы; 5 – чарнокитовые граниты; 6 – калиевые граниты Нуоруунен (2450 млн. лет); 7 – палеозойские щелочные малые интрузии Салланлатва и Вуориярви (380 млн. лет); 8 – дифференцированные, первично-расслоенные перидотит-габброноритовые интрузии (2340–2400 млн. лет); 9 – глубинные разломы: прослеженные (а), предполагаемые по геофизическим данным (б); 10 – месторождения золота: золото-сульфидные (вкрапленный тип) Юомасуо (а1), Конттиахо (а2) и золото-кварцевое (жильный тип) Майское (б).

¹ В печати: Зап. РМО. 2010. № 3. С. 75–79.

Главные рудные минералы в кварцевых жилах рудопоявления Кайралы – пирит, часто образующий прекрасные кристаллы кубического габитуса, и гематит, замещающий его по краям и трещинам (рис. 2, 3). Вблизи пирита в кварце установлено зерно кобальтина с кристаллографическими очертаниями, в краевой части зерна пирита – ксеноморфное зерно миллерита (рис. 4). Золотосодержащая минеральная ассоциация представлена мелонитом в зёрнах с более или менее кристаллографическими контурами, калаверитом и золотом в ксеноморфных зёрнах (рис. 2, 3). Все три минерала найдены в тесном сростании (рис. 2). Мелонит и золото образуют сростания между собой и отдельные зёрна, но всегда вблизи друг друга (рис. 3). Золотосодержащая минеральная ассоциация установлена в краевых частях наиболее крупных кристаллов пирита.

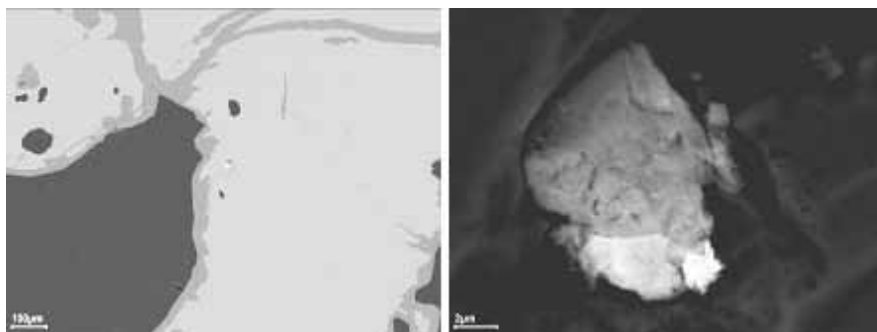


Рис. 2. Слева: серое – пирит, тёмно-серые каймы по пириту – гематит, чёрное – кварц, светлое пятнышко в пирите в центре – см. справа. Справа: мелонит (серое, верхняя часть), калаверит (светло-серое, внизу слева) и самородное золото (белое, внизу справа) в пирите (чёрное). Здесь и далее – микронзондовая диагностика, MS-46 Cameca, аналитик Е.Э. Савченко, Геологический институт КНИЦ РАН, эл. вес. норм. %: мелонит – Те 81.57, Ni 18.43, формула $Ni_{0.98}Te_2$, калаверит – Те 52.85, Au 47.15, формула $Au_{1.16}Te_2$, самородное золото – Au 94.87, Ag 5.13, формула $Au_{0.91}Ag_{0.09}$.

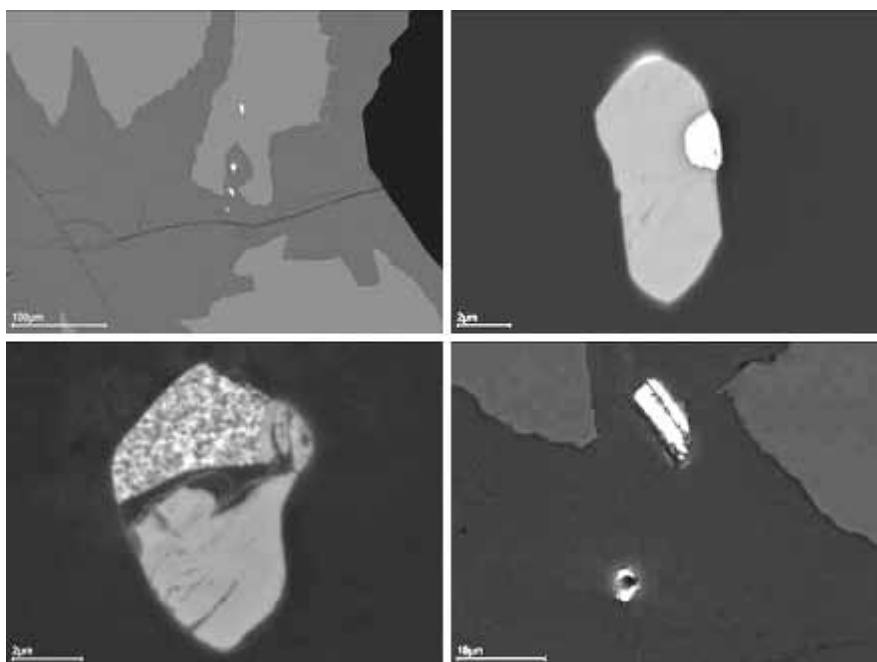


Рис. 3. Вверху слева: серое – пирит, тёмно-серое – гематит, чёрное – кварц, светлые зёрна (сверху вниз) – см. далее. Вверху справа: верхнее светлое зерно в пирите, серое – мелонит $Ni_{0.96}Fe_{0.12}Co_{0.02}Te_2$, белое (зерно справа и кайма вверху) – золото $Au_{0.89}Ag_{0.11}$. Внизу слева: второе светлое зерно в гематите, серое – мелонит $Ni_{0.97}Fe_{0.21}Co_{0.02}Te_2$ и его тонкое сростание с золотом $Au_{0.80}Te_{0.11}Fe_{0.05}Ni_{0.04}$. Внизу справа: два нижних светлых зёрна в гематите, вверху – мелонит $Ni_{0.98}Co_{0.06}Te_2$, внизу – золото $Au_{0.94}Ag_{0.06}$.

Анализ крупных (до 1 см) идиоморфных кристаллов пирита, тщательно отпрепарированных от кварца, выявил важное обстоятельство. На них преобладают грани куба с подчинёнными гранями ромбододекаэдра (рис. 5). Редко на мелких кристаллах пирита обе простые формы развиты одинаково (рис. 5, вверху слева). При этом лишь на пирамидах нарастания граней куба установлены индукционные поверхности сростания с кварцем, с характерными ступенями и чёткими псевдогексагональными отпечатками призмы кварца на пирите (рис. 5). Это доказывает совместный рост кварца и пирита, вмещающих золотосодержащую ассоциацию (Григорьев, 1961; Чесноков, 1974).

Формирование рудной минерализации представляется следующим образом. Первый этап: образование кварцевых жил с одновременной свободной кристаллизацией пирита и кобальтина, на заключительной стадии роста пиритом захвачены золото, калаверит, мелонит и миллерит. Второй этап: замещение пирита гематитом вдоль трещин и по периметру кристаллов и зёрен, не приведшее к видимому изменению золотосодержащей минеральной ассоциации.

Недостаточная изученность рудопоявления Кайралы не позволяет проводить убедительные аналогии с объектами соседних регионов. И всё же можно утверждать, что найденное оруденение отлично от такового месторождения Майское в нескольких аспектах. Принципиальное отличие состоит в том, что на месторождении Майское

золото-сульфидная минерализация явно наложена на кварц, тогда как на участке Кайралы они сингенетичны. Главные рудные минералы месторождения Майское: халькопирит, пирротин, Со-пентландит, магнетит, галенит и сфалерит, в сростании с которыми находятся золото и редкие алтаит, цумоит, костибит, галеноклаусталит. Пирротин замещается агрегатом марказита и пирита. На участке Кайралы главным рудным минералом является пирит, сингенетичный вмещающему кварцу и сопутствующей ассоциации золота, калаверита, мелонита, миллерита и кобальтина. К сходным чертам обоих объектов следует отнести то, что составы оруденения в большей

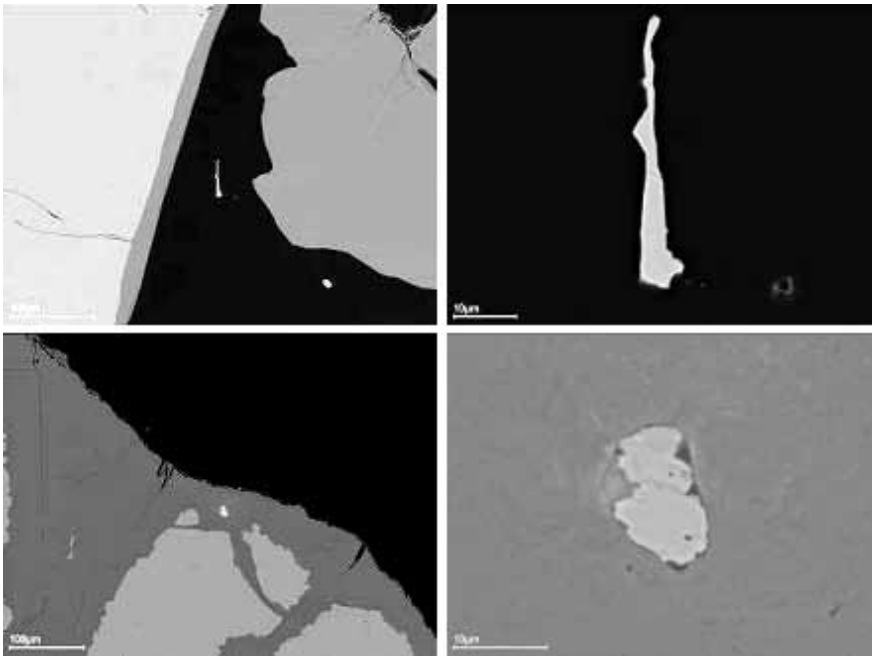


Рис. 4. Вверху слева: серое – пирит, тёмно-серое – гематит, чёрное – кварц, светлое в центре – кобальтин (см. вверху справа), Co 29.34, Fe 5.80, Ni 0.84, As 39.55, S 24.48, формула $Co_{0.65}Fe_{0.14}Ni_{0.02}As_{0.69}S$. Внизу слева: серое – пирит, тёмно-серое – гематит, чёрное – кварц, светлое зерно в кайме гематита – миллерит (см. внизу справа), Ni 61.34, Fe 4.57, S 34.10, формула $Ni_{0.98}Fe_{0.08}S$.

Au и Ag являются две последних. Но обращает внимание то, что и здесь пирит выделялся первым, остальные минеральные ассоциации – одновременно с ним и позднее (Голубев и др., 2008). То обстоятельство, что кроме теллуридной здесь установлены полисульфидная, висмутотеллуридная и интерметаллидная ассоциации, может и не иметь принципиального значения. Различие может быть определено вещественным составом вмещающих комплексов и тем самым указывать лишь на фациальные различия рудопроявлений Кайралы и Райконкоски в пределах одной рудной формации.



Рис. 5. Индукционные поверхности кварца на пирамидах нарастания граней куба идиоморфных кристаллов пирита.

(Майское) или меньшей (Кайралы) степени специализированы на Ni, Co и Te. По-видимому, в этом проявляется их положение в Пана-Куоляярвинской структуре, насыщенной вулканическими и интрузивными породами основного и ультраосновного состава, послужившими главными источниками рудного вещества.

Золото-теллуридный тип минерализации кварцевых жил в shear-зонах является новым для соседней Карелии (Иващенко, Голубев, 2008). Её наиболее ярким представителем и возможным аналогом рудопроявления Кайралы, возможно, является рудопроявление Райконкоски, представленное серией кварцевых и карбонат-кварцевых жил среди вулканогенно-осадочных пород соанлахтинской свиты нижнего протерозоя. Рудная минерализация включает не менее четырёх минеральных ассоциаций, из которых главными на

Список литературы

1. Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. и др. Рудные формации и металлогенические комплексы Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2008. С. 155–176.
2. Григорьев Д.П. Онтогенез минералов. Львов: Изд-во Львовского ун-та, 1961. 284 с.
3. Иващенко В.И., Голубев А.И. Новые типы золото-рудных проявлений Карельского региона и их металлогенические перспективы // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2008. С. 177–187.
4. Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А. и др. Золото-кварцевое месторождение Майское (Сев. Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 5. С. 429–451.
5. Чесноков Б.В. Относительный возраст минеральных индивидов и агрегатов. М.: Недра, 1974. 104 с.
6. Ward P., Harkonen I., Nurmi P.A. et al. Structural studies in the Lapland greenstone belt, northern Finland and their application to gold mineralization // Current Res. 1988. Espoo: Geol. Surv. Finland, 1989. P 71–77.

Y-REE МИНЕРАЛЫ И МИНЕРАЛЫ ГРУППЫ ЦИРКОНА ИЗ РУДНЫХ ЗОН ПАНАРЕЧЕНСКОЙ ВУЛКАНО-ТЕКТОНИЧЕСКОЙ СТРУКТУРЫ¹

Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э.
ГИ КНЦ РАН, Апатиты, vol@geoksc.apatity.ru

В рудных зонах Панареченской вулcano-тектонической структуры (ПРВТС) установлены Y-REE минералы: ксенотим-(Y), монацит-(Ce), карбонаты REE и Ca, циркон, торит и хаттонит. По отношению к рудной сульфидной, в т.ч. золоторудной, минерализации они могут быть прото- и сингенетическими.

In ore areas of the Panarechensk volcanic-tectonic structure (PRVTS) Y-REE minerals have been discovered: xenotime-(Y), monacite-(Ce), carbonatites REE and Ca, zircon, torite and huttonite. Regarding the ore sulphide mineralization, gold one inclusive, these may be proto- and syngenetic.

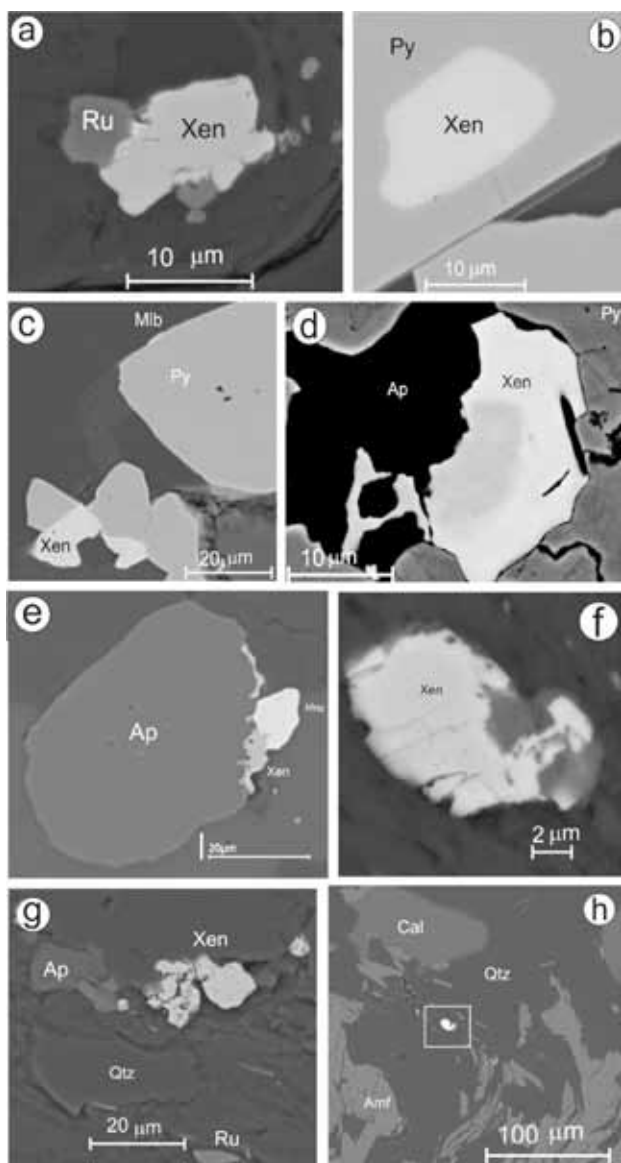


Рис. 1. Ксенотим (Xen). Морфология и соотношения с другими минералами.

В рудных зонах с сульфидной минерализацией ПРВТС установлены Y-REE минералы и минералы группы циркона. При незначительном количестве (акцессории), они широко распространены в породах и рудах Северо-Западного (СЗБ) и Юго-Восточного (ЮВБ) блоков ПР ВТС. В связи с малым размером индивидов и однородных участков, диагностика выполнялась с помощью энергодисперсионной приставки Röntec к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450. Он же был использован для фотографирования шлифов в обратно-рассеянных электронах.

В последние годы редкоземельным элементам (REE) в породах различного генезиса и постмагматических продуктах уделяется большое внимание в связи с тем, что REE могут помочь в расшифровке последовательности образования пород и условий их кристаллизации. Не менее важны они при изучении рудного процесса, в т.ч. при формировании золоторудных месторождений. Распределение REE, их количество в рудных телах и околорудных метасоматитах позволяют судить о возможном магматическом источнике и его глубинности, об источнике рудных элементов, в частности, золота, и глубине возникновения гидротермально-флюидных систем [2–5]. Так, сведения о поведении лантаноидов в «сквозных» минералах эпитеермальных золоторудных месторождений (в кварцах [1], шеелитах [6]) имеют важное геохимическое значение.

При гидротермальном метаморфизме пород, вмещающих золоторудные месторождения, происходит перераспределение REE и других компонентов [5]. Метасоматиты кварцевого состава наиболее обедняются ими, а в интенсивно серицитизированных и карбонатизированных разностях идёт локальное накопление лантаноидов до образования собственных минералов. Некоторая часть REE переходит в руды, где достигается наибольшая степень их фракционирования. Кривые распределения REE резко отличаются от таковых для вмещающих пород и безрудных тел, что может служить критерием оценки объектов. Сведения о собственных минералах REE в золоторудных месторождениях скудны, вероятно, из-за отсутствия специальных исследований рудных образцов на выявление собственных минеральных фаз Y-REE и других редких литофильных элементов. Электронно-микроскопические исследования Co-Cu-Au руд одного стратиформного месторождения США выявили монацит, ксенотим и алланит в сростаниях с кобальтином и другими минералами [7].

В рудных зонах с сульфидной минерализацией ПРВТС установлены Y-REE минералы и минералы группы циркона. При незначительном количестве (акцессории), они широко распространены в породах и рудах Северо-Западного (СЗБ) и Юго-Восточного (ЮВБ) блоков ПР ВТС. В связи с малым размером индивидов и однородных участков, диагностика выполнялась с помощью энергодисперсионной приставки Röntec к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450. Он же был использован для фотографирования шлифов в обратно-рассеянных электронах.

¹ Опубликовано: Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии, посв. 80-летию Кольского НЦ РАН (Апатиты, 2–5 мая 2010), и Областной конф., посв. 75-летию историко-краеведческого музея г. Кировска (Кировск, 22–23 апр. 2010). Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 26–29.

Ксенотим-(Y) (Xen). Минерал встречается в рассланцованных метасоматитах с сульфидной минерализацией и без таковой (рис. 1h) с амфиболами (Amf), кварцем (Qtz) и кальцитом (Cal). Выделения округлые, разбиты трещинами и изменены с поверхности (рис. 1f), зоны изменения – тёмные участки по краю зерна. Нередко представлен агрегатами без видимых кристаллографических очертаний в ассоциации с апатитом (Ap), кварцем (Qtz), рутилом (Ru) (рис. 1g), часты сростки с ильменитом, титанитом и рутилом (рис. 1a). Типична ассоциация Xen с другими фосфатами – апатитом (Ap) и монацитом (Mnz) (рис. 1e). Встречается в ассоциации с сульфидами, прежде всего с пиритом- II (рис. 1c). На кристалле пирита-I установлена тонкая пластинка молибденита (Mlb). В кристаллах пирита-I Xen представлен округлыми включениями, вероятно, вследствие растворения с краев (рис. 1b). В рудных зонах с пиритом в апатите (Ap) встречаются корродированные Xen короткопризматического габитуса (рис. 1d). В них проявлена внутрифазовая неоднородность. Центральные участки кристалла (на снимке – более тёмные) обогащены Gd и Dy по сравнению с краевой зоной. Близки по составу REE реликты Xen в пирите (рис. 1b).

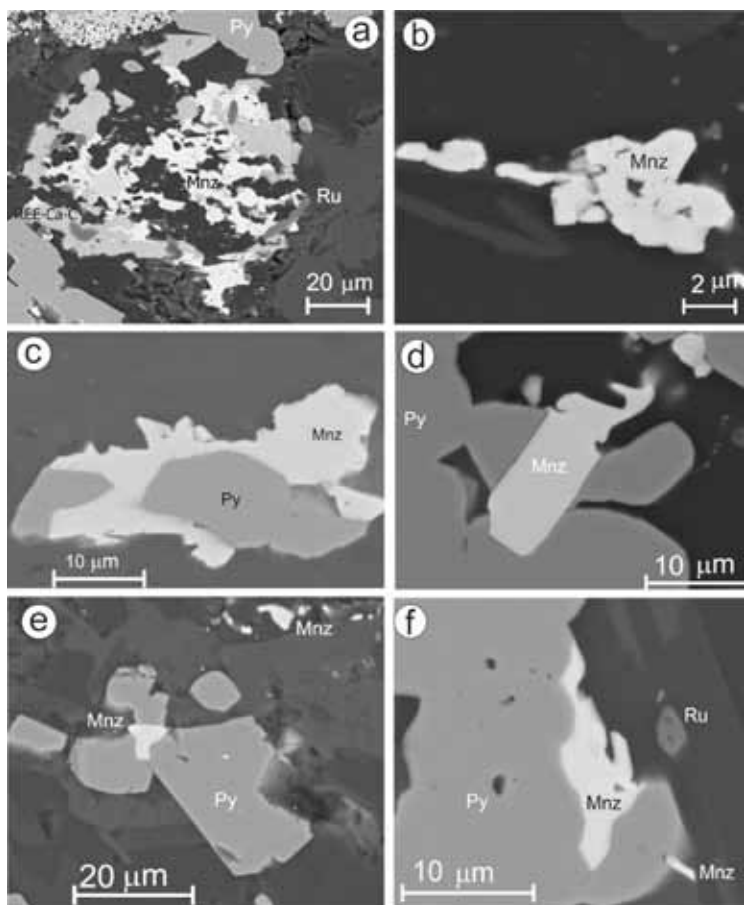


Рис. 2. Монацит (Mnz). Морфология и соотношения с другими минералами.

которые кристаллы зональны (рис. 3c): край – Mnz, ядро – Ht. На отдельных кристаллах можно наблюдать границу между Mnz и Ht (рис. 3d). Такие кристаллы Mnz корродированны, Ht неоднороден, возможно, вследствие замещения Mnz.

Карбонаты REE (Ca-REE). Широко распространены и образуют две группы минералов: без дополнительного катиона Ca (группа бастнезита) и с Ca-REE катионами. Обычно образуют частичные или полные псевдоморфозы по алланиту (рис. 4 a-d) в ассоциации с пиритом, кварцем (Qtz), кальцитом (Cal), полевым шпатом (Pl) и рутилом (Ru).

Циркон (Zr). Широко распространён. Редко проявляет кристаллографические формы. В метасоматитах часто пятнисто-зонален (рис. 5a) и трещиноват, по трещинам развиваются поздние минералы (рис. 5c). Часто корродирован, нередко нарастания субиндивидов второй генерации (рис. 5b, e, f). Иногда наблюдаются сростки циркона и торита (Th),

прежде всего с пиритом- II (рис. 1c). На кристалле пирита-I установлена тонкая пластинка молибденита (Mlb). В кристаллах пирита-I Xen представлен округлыми включениями, вероятно, вследствие растворения с краев (рис. 1b). В рудных зонах с пиритом в апатите (Ap) встречаются корродированные Xen короткопризматического габитуса (рис. 1d). В них проявлена внутрифазовая неоднородность. Центральные участки кристалла (на снимке – более тёмные) обогащены Gd и Dy по сравнению с краевой зоной. Близки по составу REE реликты Xen в пирите (рис. 1b).

Монацит-(Ce) (Mnz). Монацит в таблитчатых кристаллах образует агрегаты с редкоземельными карбонатами (REE-Ca-C), рутилом (Ru) и пиритом (рис. 2a). Мелкие кристаллы создают агрегаты в кварце (рис. 2b), часто с пиритом (рис. 2c). Встречены включения Mnz в пирите. На зерне в пирите есть кристаллографические очертания, зерно в кварце растворено (рис. 2d). Нередки округлые выделения Mnz и Xen в пирите, видимо, реликты от замещения (рис. 2e, f). Mnz встречен в ассоциации с силикатом Th, который отвечает формуле ThSiO_4 . Видимо, это хаттонит (Ht) – моноклинная модификация ThSiO_4 , изоструктурная с Mnz. Они замещают алланит до полной псевдоморфозы (рис. 3a). Отдельные выделения неоднородны (рис. 3b). Не-

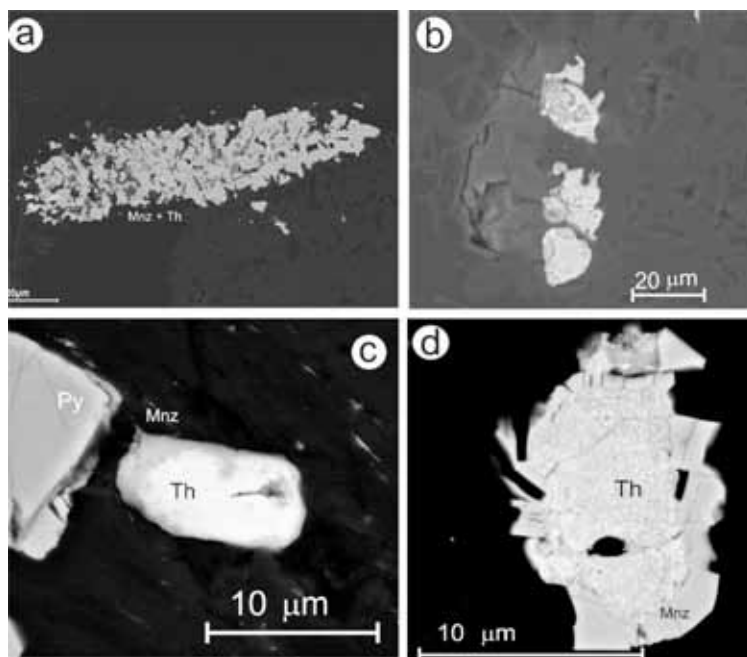


Рис. 3. Монацит (Mnz) и хаттонит (Ht). Морфология и соотношения с другими минералами.

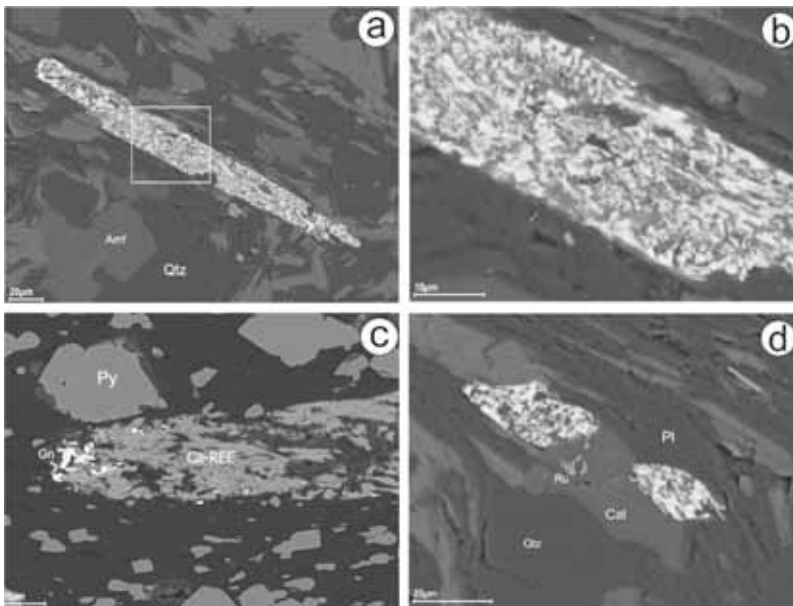


Рис. 4. Карбонаты Y-REE (Ca-REE). Морфология и соотношения с другими минералами.

выполнять на более высоком уровне, чем с помощью энергодисперсионной приставки Rbntec к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450.

Список литературы

1. Винокуров С.Ф., Коваленкер В.А., Сафонов Ю.Г. и др. Лантаноиды в кварцах эпитермальных золоторудных месторождений: распределение и геохимическое значение // *Геохимия*. 1999. № 2. С. 171–180.
2. Гребенщикова В.И., Максимчук Ю.В. Редкоземельные элементы в породах, метасоматитах и рудных телах Зун-Холбинской рудно-магматической системы, Вост. Саян // *Геохимия*. 2000. № 10. С. 1109–1115.
3. Кравцова Р.Г., Захаров М.Н., Коркина О.И. Редкоземельные элементы в метасоматитах и рудах золото-серебрянного месторождения Дукал, Северо-Восток России // *Геология и геофизика*. 2005. № 6. С. 603–617.
4. Кравцова Р.Г., Алмаз Я.А. Редкоземельные элементы в рудах эпитермальных золото-серебрянных месторождений, Северо-Восток России // *Геохимия*. 2006. № 12. С. 1338–1344.
5. Рослякова Н.В., Щербаков Ю.Г., Шипицын Ю.Г. и др. Редкоземельные элементы при формировании золоторудных месторождений // *Геология и геофизика*. 1992. № 6. С. 68–81.
6. Ghaderi M., Palin M., Campbell I.H. et al. Rare earth element systematics in scheelite from hydrothermal gold deposits in the Kalgoorlie-Norseman region, Western Australia // *Econ. Geol.* 1999. V 94. P 423–438.
7. Slack J.F. High REE and Y concentrations in Co-Cu-Au ores of the Blackbird district, Idaho // *Econ. Geol.* 2006. V 101. N 2. P 275–280.

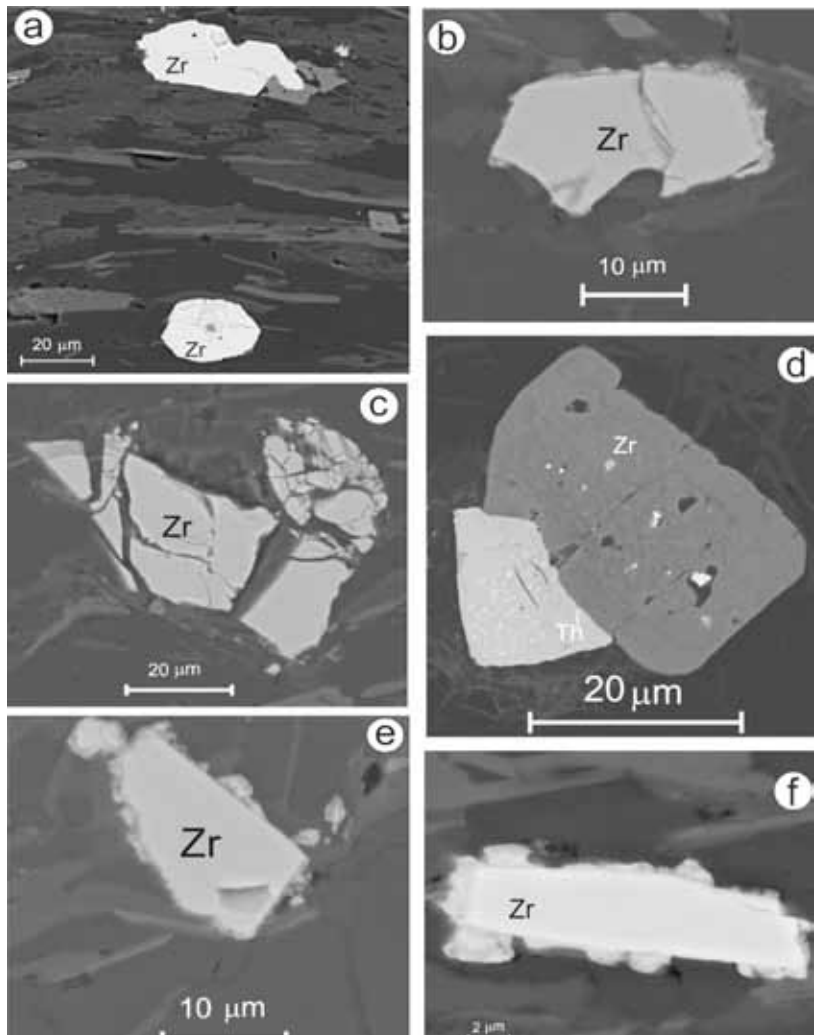


Рис. 5. Циркон. Морфология и соотношения с другими минералами.

МИНЕРАЛЫ СИСТЕМЫ Bi-Te-S ПАНАРЕЧЕНСКОГО ЭПИТЕРМАЛЬНОГО Au-Ag МЕСТОРОЖДЕНИЯ ¹

Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э.
ГИ КНЦ РАН, Апатиты, vol@geoksc.apatity.ru

В минеральных ассоциациях Панареченского Au-Ag эпитеpмального месторождения теллуриды широко распространены в видовом и количественном отношении, образуя две ветви: с видообразующей ролью Au и Ag, а также теллуриды Bi и Pb. Это месторождение (СЗ блок одноимённой вулкано-тектонической структуры) следует рассматривать как проявление Au-Te типа и новый генетический тип для Кольского п-ова.

In mineral associations the Panarechka Au-Ag epithermal deposit tellurides are widespread and have many species. These form two groups – that with Au and Ag as key mineral-forming elements and the one with Bi and Pb tellurides. This deposit (NW block of the same-name volcanic-tectonic structure) should be treated as a manifestation of the Au-Te type and a novel genetic type on the Kola Peninsula.

Au-Ag эпитеpмальные месторождения, в которых теллуриды составляют существенную часть рудной минерализации, выделяют в особый Au-Te тип (Lindgren, 1937; Хамрабаева, 1983; Bonham, 1986; Коваленкер и др., 1997 и др.). В нём кроме самородных форм Au и Ag постоянно отмечаются их теллуриды. Рудовмещающие породы таких месторождений обычно включают средние и кислые вулканыты, а также породы щелочного и субщелочного состава. Последние настолько важны, что в классификации гидротермальных золоторудных месторождений [16] наряду с высоко- и низкосульфидизированным эпитеpмальными типами выделен эпитеpмальный, связанный со субщелочным магматизмом. Месторождения этого типа существенно богаты Te. Все породы в пределах месторождений Au-Te типа претерпели интенсивный метасоматоз (окварцевание, серицитизацию). Здесь проявлено несколько генераций Au и Ag, а также теллуриды и селениды Au-Ag и особенно Pb-Bi составов. Разнообразие теллуридов и селенидов – важный фактор, наводящий на мысль об их важном генетическом значении.

Таблица 1. Au-Ag-Te(Se)-Bi минералы рудных зон Панареченской вулкано-тектонической структуры.

Минерал	Формула	Минерал	Формула
Минералы с видообразующей ролью Ag и Au		Минеральная ассоциация Bi-Te-S	
Эмпресит	AgTe	Теллур	Te
Гессит	Ag ₂ Te	Алтаит	PbTe
Штютцит	Ag _{5-x} Te ₃	Висмутин	Bi ₂ S ₃
Вольнскит	AgBiTe ₂	Тетрадимит	Bi ₇ Te ₂ S
Петцит	Ag ₃ AuTe ₂	Цумоит	Bi ₇ Te
Нагиагит	Pb ₅ Au(Te,Sb) ₄ S ₅₋₈	Теллуrowисмутит	Bi ₂ Te ₃
Бенлеонардит	Ag ₈ (Sb,As)Te ₂ S ₃	Пильзенит	Bi ₄ Te ₃
MPh-1	Ag _{2+x} Te	Хедлейит	Bi ₇ Te ₃
MPh-2	(Ag _{0.52} Au _{0.02})Te	Жозеит-А	Bi ₄ TeS ₂
MPh-3	Ag _{2.97} Te ₈	Баксанит	Bi ₆ Te ₂ S ₃
		Ингодит	Bi ₂ TeS
		Раклиджит	PbBi ₂ Te ₄
		Кочкарит	PbBi ₄ Te ₇
		Алексит	PbBi ₂ Te ₂ S ₂
		Радхакришнаит	PbTe ₃ (Cl,S) ₂
		Колорадоит	HgTe
		Фаза С	PbBi ₄ Te ₄ S ₃
		MPh-8	HgBi ₃ Te ₄
		MPh-26	PbBi ₂ Te ₂ S ₂

Примечание: MPh – минеральные фазы, не имеющие статуса минерального вида.

На сегодня накоплен огромный материал по новым минеральным видам и ассоциациям теллуридов в месторождениях различного генетического типа и металлогенической специализации. Но лишь в последнее десятилетие интенсивно проводились их минералогено-генетические исследования в золоторудных гидротермальных системах. Яркое тому подтверждение – проект IGCP-486 «Au-Ag-telluride-selenide deposits in Europe and in developing countries and new methodologies for their investigation», 2003–2007. Руководители: N.J. Cook, Норвегия и К.

¹ Опубликовано: Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии, посв. 80-летию Кольского НЦ РАН (Апатиты, 2–5 мая 2010), и Областной конф., посв. 75-летию историко-краеведческого музея г. Кировска (Кировск, 22–23 апр. 2010). Апатиты: Изд-во К & М, 2010. С. 29–35.

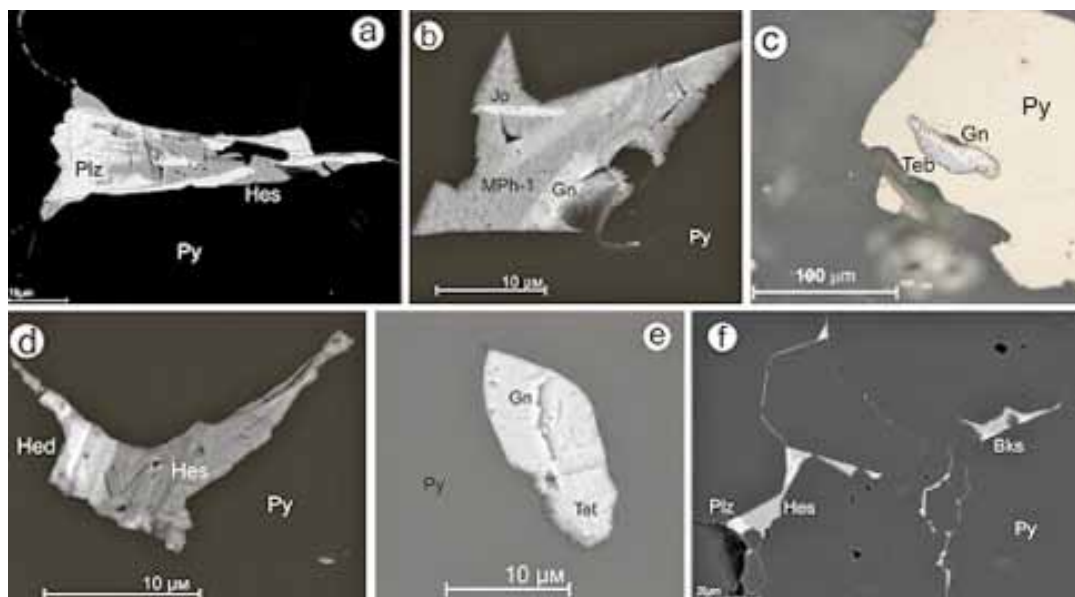


Рис. 1. Минералы группы тетрадимита. а – пильзенит (Plz) в срastании с гесситом (Hes) в пирите (Py); б – срastания минеральной фазы (Mph-1) и галенита (Gn) с выделением жозеита-А (Jo) между кристаллами пирита (Py); в – сросток теллуровисмутита (Teb) с галенитом (Gn) в пирите (Py); д – хедлейит (Hed) с гесситом (Hes) в пирите (Py); е – тетрадимит (Tet) с галенитом (Gn) в пирите (Py); ф – пильзенит (Plz), гессит (Hes) и баксанит (Bks) в интерстициях пирита (Py). а, б, д-ф – в обратно-рассеянных электронах, в – в отражённом поляризованном свете.

Коюнен, Финляндия. В проекте участвовали исследователи-минералоги многих европейских и азиатских стран, в т.ч. России (О.Ю. Плотинская, ИГЕМ РАН [1]). Состоялись 4 тура экскурсий и конференций в Румынии, Болгарии, Турции и Финляндии [6, 8, 11-13, 17, 18]. Получен огромный материал, подготовлены обзоры по самым известным Au(Ag) - Te(Se) месторождениям, минералогии теллуридов и селенидов, экспериментальным исследованиям Te-богатых гидротермальных систем.

Таблица 2. Минералы групп тетрадимита и алексита.

Группа тетрадимита					
$\text{Bi}_2\text{Te}_3\text{-Bi}_2\text{Se}_3\text{-Bi}_2\text{S}_3$		BiTe-BiSe-BiS		$\text{Bi}_4\text{Te}_3\text{-Bi}_4\text{Se}_3\text{-Bi}_4\text{S}_3$	
Теллуровисмутит	$\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{Te}$	Цумоит	Вител	Пильзенит	Bi_4Te_3
Тетрадимит	$\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$	Сульфоцумоит	$\text{Bi}_3\text{Te}_2\text{S}$	Жозеит-А	Bi_4TeS_2
Кавазулит	$\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{Se}$	Невскит	$\text{Bi}(\text{Se},\text{S})$	Жозеит-В	$\text{Bi}_4\text{Te}_2\text{S}$
Скиппенит	$\text{Bi}_2\text{Se}_2\text{Te}$	Теллуroneвскит	Bi_3TeSe_2	Баксанит	$\text{Bi}_6\text{Te}_2\text{S}_3$
Гуанахуатит	Bi_2Se_3	Ингодит	Bi_2TeS	Лайтакарит	Bi_4Se_3
Парагуанахуатит	Bi_2Se_3	Строкаит	Bi_3TeS_2	Икунолит	$\text{Bi}_4(\text{S},\text{Se})_3$
Висмутин	Bi_2S_3			Вихорлатит	$\text{Bi}_{24}\text{Se}_{17}\text{Te}_4$
				Хедлейит	Bi_7Te_3
Группа алексита					
$(\text{Pb+Bi})_3\text{Te}_4\text{-(Pb+Bi)}_3\text{Se}_4\text{-(Pb+Bi)}_3\text{S}_4$		$(\text{Pb+Bi})\text{Te-(Pb+Bi)Se-(Pb+Bi)S}$		$(\text{Pb+Bi})_4\text{Te}_3\text{-(Pb+Bi)}_4\text{Se}_3\text{-(Pb+Bi)}_4\text{S}_3$	
Раклиджит	PbBi_2Te_4	Саддлебакит	$\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}_3$	Бабкинит	$\text{Pb}_2\text{Bi}_2\text{S}_3$
Поубаит	$\text{PbBi}_2(\text{Se},\text{Te},\text{S})_4$				
Платинит	PbBi_2Se_4				
Алексит	$\text{PbBi}_2\text{Te}_2\text{S}_2$				
Кочкарит	PbBi_4Te_7				

Примечание: Выделены минералы из рудных зон Панареченского месторождения.

Основные результаты исследования: богатые теллуридами месторождения Au представляют отдельный генетический тип месторождений – золото-теллуридный. Теллуриды (селениды) очень чувствительны к изменению физико-химических параметров гидротермальной системы и являются ценными генетическими маркерами

[9], особенно минеральные ассоциации с участием теллуридов Bi и Pb. Типоморфизм минералов Bi и Te в золотых месторождениях Вост. Забайкалья обсуждался в [2], работах по Au-Te месторождениям Казахстана [3, 4] и других [5, 7, 10]. Большой материал по генетической минералогии теллуридов Bi и Pb обобщён в [14, 15]. Там же приведена систематика этих минералов с выделением групп тетрадимита и алексита на основе анализа литературных источников, новых данных по химическому составу (более 900 анализов минералов) и поведению теллуридов (селенидов) Bi (Pb) в золоторудных месторождениях различного генезиса и возраста, включая месторождения Финляндии, Англии, Украины и других регионов. Это даёт основу для рассмотрения минералогии Панареченского Au-Ag эпитеpмального месторождения с ярко выраженной теллуридной минерализацией.

Таблица 3. Формульные коэффициенты минералов группы тетрадимита.

Минерал	Формула	Bi	Fe	Ag	Pb	Cu	Te	S	Se	Sb
Тетрадимит	$\text{Bi}_2\text{Te}_2\text{S}$	1.835	0.021	0.022	0.149		2.180	0.765		0.028
		1.984			0.154		2.151	0.697		0.015
		0.749	0.702	0.564	0.269		1.725	0.991		
		1.336	0.700	0.156			2.338	0.700	0.063	
		1.450	0.258		0.326		1.415	1.090	0.461	
Цумоит	BiTe	0.448	0.136	0.096	0.271		1.027		0.021	
		1.089					1.000			
		0.337		0.344	0.401		1.000			
Ингодит	Bi_2TeS	1.738	0.222	0.113			0.483	1.007	0.438	
Теллуrowисмутит	Bi_2Te_3	1.745	0.029	0.037	0.125		2.968	0.027		0.006
		2.043	0.006	0.023	0.030		2.983	0.008		0.009
		1.902		0.016	0.052		2.972	0.017		0.010
		1.825	0.016	0.044	0.113	0.027	2.973	0.027		
		2.190		0.028	0.115		2.979	0.016		0.005
		2.431					2.852		0.148	
Пильзенит	Bi_4Te_3	1.767		0.375	1.771		3.087		0.151	
		3.164	0.694				3.142			
		3.441	0.456	0.130			2.973			
		3.491	0.524				2.985		0.278	
		5.088					3.000			
		4.307					3.000			
		4.299					3.000			
Хедлейит	Bi_7Te_3	5.677	0.540	0.529			3.000			
Жозент-А	Bi_4TeS_2	2.451	0.368	1.221			0.828	1.477	0.654	
Баксанит	$\text{Bi}_6\text{Te}_2\text{S}_3$	4.409	1.026	0.450			0.894	3.141	1.080	

Таблица 4. Формульные коэффициенты минералов группы алексита.

Минерал	Формула	Pb	Bi	Fe	Ag	Te	S	Se
Кочкарит	PbBi_4Te_7	0.889	3.297	0.281	0.517	7.016		
		1.157	3.092		0.745	6.816		0.190
		1.150	3.072		0.678	6.925		0.175
		1.190	3.060		0.737	6.935		0.078
		0.920	3.270		0.501	7.218		0.092
Раклиджит	PbBi_2Te_4	1.197	1.585		0.377	3.686		0.155
Алексит	$\text{PbBi}_2\text{Te}_2\text{S}_2$	0.732	1.718	0.408		1.447	2.114	0.582
Фаза С	$\text{PbBi}_4\text{Te}_4\text{S}_3$	1.185	3.026	0.697		2.804	3.207	0.082
		1.273	2.995	0.582		2.753	3.180	1.226
		0.964	3.205	0.689		3.271	3.040	0.851
MPh-26	$\text{PbBi}_2\text{Te}_2\text{S}_2$	0.510	1.263			1.425	3.617	0.185

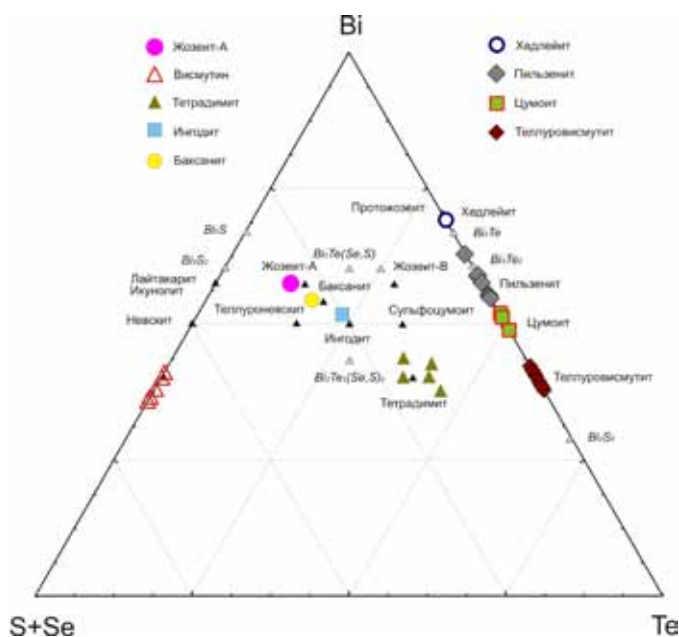


Рис. 2. Диаграмма идеальных составов минералов и неназванных фаз (залитые и пустые чёрные треугольники) [14]. Реальные составы наших минералов показаны цветными знаками.

слоя удерживаются только остаточной ван-дер-ваальсовской связью. Различные пакеты в минералах этой группы могут создаваться слоями и иметь размеры от $3 \times 6 \text{ \AA}$ до $12 \times 6 \text{ \AA}$. Химические составы минералов могут изменяться по $M:(\text{Te,S})$ от 2:1, 1:1, до 2:3, 4:3, 3:4. Минералы в рядах $\text{Bi}_2\text{Te}_3\text{-Bi}_2\text{Se}_3\text{-Bi}_2\text{S}_3$, BiTe-BiSe-BiS и $\text{Bi}_4\text{Te}_3\text{-Bi}_4\text{Se}_3\text{-Bi}_4\text{S}_3$ даны в табл. 2.

Группа алексита – теллуросульфиды Bi и Pb. Участие Pb в теллуридах Bi в значительных количествах приводит к перестройке тетрадимитового слоистого мотива структуры из гексагональных плотно упакованных слоёв в мотив, подобный сульфосолям с участием Te. Минеральные виды группы алексита показаны в трёх рядах (табл. 2): $(\text{Pb+Bi})_3\text{Te}_4\text{-(Pb+Bi)}_3\text{Se}_4\text{-(Pb+Bi)}_3\text{S}_4$, $(\text{Pb+Bi})\text{Te-(Pb+Bi)Se-(Pb+Bi)S}$ и $(\text{Pb+Bi})_4\text{Te}_3\text{-(Pb+Bi)}_4\text{Se}_3\text{-(Pb+Bi)}_4\text{S}_3$. В рудных зонах Панареческого месторождения известны 9 минералов группы тетрадимита из 21 известного. Они представляют все три ряда по соотношению Bi-Te. Из 7 известных теллуросульфидов группы алексита в рудах месторождения установлены 3: раклиджит, алексит и кочкарит. Все находятся в одном ряду по соотношению $(\text{Pb+Bi})\text{-Te}$. Химические составы минералов даны в табл. 3, 4.

Серию Pb- и S-богатых теллуросульфидов можно описать формулой $\text{Pb}_n\text{Bi}_4\text{Te}_4\text{S}_{n+2}$ [15]. Тетрадимит $\text{Bi}_4\text{Te}_4\text{S}_2$ отвечает ей при $n=0$, $n=1$ для фазы C, для алексита $n=2$, для садлебакита $n=4$. В тетрадимите Панареческого месторождения в заметных количествах содержится Pb (табл. 3, рис. 2). Его роль может быть определена только специальным структурным исследованием. То же можно сказать и о фазе C, выделенной в начале гомо-

Здесь минеральные формы теллуридов широко распространены в видовом и количественном отношении и образуют две ветви (табл. 1): с видообразующей ролью Au и Ag и теллуриды Bi и Pb. Первые сведения по теллуридам Bi в месторождении получены Ю.Н. Нерадовским (устное сообщение) при изучении отдельных аншлифов из керна скважин. Им выполнены первые микрозондовые анализы теллуросвисмутита и тетрадимита.

Нами в аншлифах установлен ряд минералов и минеральных фаз в системе Bi(Pb)-Te-Se-S. В связи с малыми размерами выделений и однородных участков в них диагностика выполнялась с помощью энергодисперсионной приставки Röntec к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450. Последний использован и для получения изображений участков полированных шлифов в обратно-рассеянных электронах (рис. 1).

Структуры минералов группы тетрадимита содержат гексагональные плотноупакованные слои. Тетрадимит содержит одиночные слои Bi и S и два слоя Te, создавая пакеты S-Bi-Te, Te-Bi-S. Два Te-

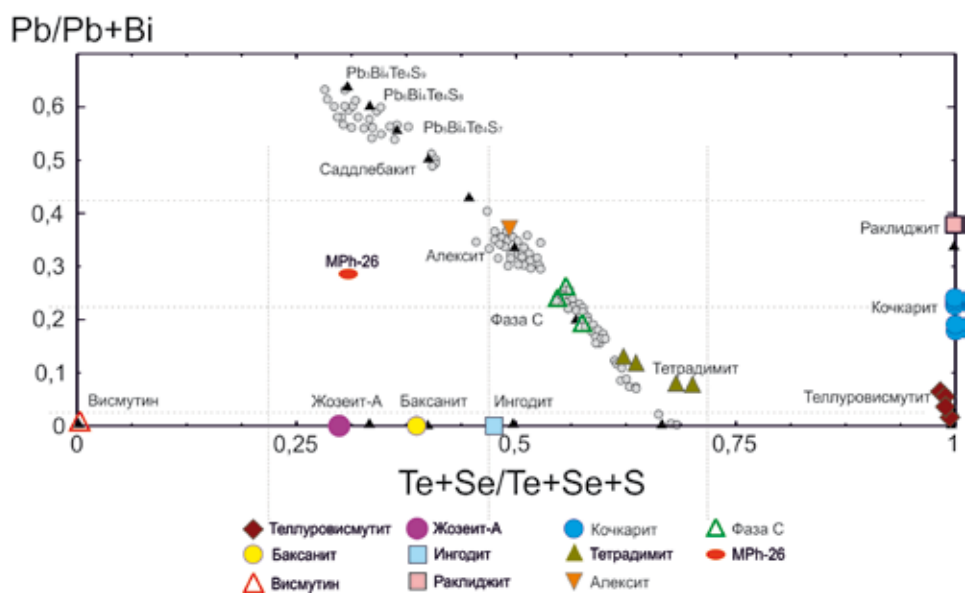


Рис. 3. Диаграмма составов минералов и неназванных фаз (показаны чёрными залитыми треугольниками, в зоне гомологических серий Pb- и S-богатых теллуросульфидов – залитыми серыми кружками) [15]. Реальные составы наших минералов показаны цветными знаками.

логической серии [15]. Она устанавливается по химическому составу и в Панареченском месторождении, что подчёркивает высокую вероятность существования этой фазы в системе Pb-Bi-Te-S. После структурного подтверждения её статус минерального вида не вызывает сомнения. Составы минералов и названных фаз в координациях Pb / Pb+Bi и Te+Se / Te+Se+S даны на рис. 3.

Исследования минеральных ассоциаций в рудных зонах Панареченского Au-Ag месторождения позволяют сделать два вывода:

- минеральные формы теллуридов здесь широко распространены в видовом и количественном отношении;
- месторождение следует относить к эпипермальному золото-теллуриднему типу, новому для Кольского п-ова.

Список литературы

1. Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А. Минералы системы Ag-Au-X (где X=S, Se, Te) в эпипермальных обстановках как индикаторы условий минералообразования // Докл. МО РМО. www.minsoc.ru/E2-2008-1-0.
2. Сахарова М. С. Типоморфизм ассоциаций минералов висмута и теллура в золотых месторождениях Восточного Забайкалья // Типоморфизм минералов и его практическое значение. М.: Недра, 1972. С. 233–240.
3. Спиридонов Э.М. Минеральные ассоциации золото-теллуридного месторождения Ю. Аксу в Сев. Казахстане // Зап. Узб. отд. ВМО. 1985. Вып. 38. С. 90–95.
4. Спиридонов Э.М. О последовательности образования и типохимизме теллуридов золота-серебра в месторождениях плутоногенной золото-кварцевой формации, Сев. Казахстан // Традиционные и новые направления в минералогических исследованиях. М.: Изд-во ИГЕМ РАН, 2001. С. 149–151.
5. Ciobanu C.L., Cook N.J. Tellurides and selenides (and Bi-sulphosalts) in gold deposits // 11th Quadrennial IAGOD Symposium and Geocongress 2002. Windhoek, Namibia, Geol. Surv. Namibia. CD Vol. of ext. abstr.
6. Ciobanu C.L., Cook N.J., Spry P.G. Telluride and selenide minerals in gold deposits – how and why? // Mineral. and Petrol. 2006. V 87. P 163–169.
7. Ciobanu C.L., Cook N.J., Sundblad K. Genetic insights from exotic trace mineral associations at Orijarvi and Ilijarvi, S-W Finland // Proc. Int. Symp. «Metallogeny of Precambrian shields». Kyiv, Ukraine. Sept. 18–20, 2002. P 41–45.
8. Ciobanu C.L., Cook N.J., Pring A. Bismuth tellurides as gold scavengers // J.W. Mao, F.P. Bierlein, eds. Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Springer: Berlin-Heidelberg-New York, 2005. P 1383–1386.
9. Cook N.J., Ciobanu C.L. Tellurides: more than mineralogical curiosities, but also markers of fS₂-fO₂ evolution in zoned hydrothermal systems // Abstr. 18th General IMA Meeting, Edinburg, Scotland, 2002. P 283.
10. Cook N.J., Ciobanu C.L., Nechaev S.V. *et al.* Genetic constraints from Bi-mineral associations in the Maiskoe Au-deposit, Ukrainian Shield // Proc. Int. Symp. «Metallogeny of Precambrian shields». Kyiv, Ukraine. Sept. 18–20, 2002. P 46–48.
11. Cook N.J., Bonev I.K., eds. Proc. 2005 Field Workshop: Au-Ag-Te-Se deposits // IGCP-486. Kiten, Bulgaria, Sept. 14–19, 2005. 160 p.
12. Cook N.J., Ciobanu C.L. Tellurides in Au deposits: implications for modeling // J.W. Mao, F.P. Bierlein, eds. Mineral Deposit Research: Meeting the Global Challenge. Springer: Berlin-Heidelberg-New York, 2005. P 1387–1390.
13. Cook N., Ciobanu C., Spry P. *et al.* Telluride and selenide minerals in gold deposits. A half-term report for IGCP-486 // Ext. Abstr. 12th Quadrennial IAGOD Symposium Understanding the genesis of ore deposits to meet the demands of the 21st century. Moscow, Aug. 21–24, 2006. S.V. Cherkasov, ed. P.106.
14. Cook N.J., Ciobanu C.L., Wagner T. *et al.* Minerals of the system Bi-Te-Se-S related to the teteradymite archetype: review of classification and compositional variation // Canad. Miner. 2007. V. 45. P. 665–708.
15. Cook N.J., Ciobanu C.L., Stanley C.J. *et al.* Compositional data for Bi-Pb tellurosulfides // Canad. Miner. 2007. V. 45. P. 417–435.
16. Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M. *et al.* Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Rev. 1998. V. 13. P. 7–27.
17. Kojonen K. Au-Ag selenide-telluride deposits in Finland // Proc. Field Workshop of IGCP-486 «Au-Ag-Te-Se deposits». Izmir, Turkey, Sept. 24–29, 2006.
18. Kojonen K. Au-Ag telluride-selenide minerals and their diagnostic features // Geol. Surv. Finland. Guide 53. 2007. P. 61–64.

РУДНОФОРМАЦИОННЫЕ ТИПЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕГО ОРУДЕНЕНИЯ КАРЕЛЬСКОГО РЕГИОНА

Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, golubev@krc.karelia.ru, ivashche@krc.karelia.ru

На территории Карелии кроме собственно золоторудных объектов выделяются комплексные золотосодержащие, вклад которых в благороднометалльный потенциал региона представляется значительным – около 1000 т золота. Они относятся к нескольким рудно-формационным типам, наиболее важными из которых являются платино-палладиевые с золотом малосульфидной, хромитовой и титаномагнетитовой с ванадием рудных формаций, связанных с сумийскими мафит-ультрамафитами расслоенных комплексов и людиковийскими трапповыми габбродолеритами. Другие рудно-формационные типы золотосодержащего оруденения Карелии – медистые песчаники, Си-Аи-У кварцевые конгломераты, Аи-Си-сульфидный кварцево-жильный, медно-сульфидный жильный в альбититах – ввиду крайней мелкомасштабности рудных объектов по основному виду полезного ископаемого (Си) и низким средним содержаниям золота (< 1 г/т) представляются неперспективными. Их суммарные прогнозные ресурсы не превышают $n \times 10$ т золота.

При металлогенических исследованиях разграничение собственно золоторудных и золотосодержащих месторождений определяется условно с учётом современных технологий переработки руд и экономической конъюнктуры [13]. В соответствии с этим на территории Карелии кроме собственно золоторудных объектов (5 мелких месторождений и > 200 проявлений), выделяются комплексные золотосодержащие (рис. 1), вклад которых в благороднометалльный потенциал региона представляется значительным. Они относятся к нескольким рудно-формационным типам (табл. 1), наиболее важные из которых – платино-палладиевые с золотом малосульфидной, хромитовой и титаномагнетитовой с V рудных формаций, связанных с сумийскими мафит-ультрамафитами расслоенными комплексами (Бураковский плутон, Олангская группа интрузий) и людиковийскими трапповыми габбродолеритами (Пудожгорский и Койкарско-Святоволоцкий интрузивы).

Другие рудно-формационные типы золотосодержащего оруденения Карелии (медистые песчаники – Воронев Бор, Си-Аи-У кварцевые конгломераты – Маймъярви, Аи-Си-сульфидный кварцево-жильный – Воицкое, медно-сульфидный жильный в альбититах – Шуезерское, Медные Горы, Падун, Светлое, Орчень Губа, Лебедева Гора), выделяемые некоторыми исследователями как имеющие значительный золоторудный потенциал [8], ввиду крайней мелкомасштабности рудных объектов по основному виду полезного ископаемого (Си) и низким средним содержаниям золота (< 1 г/т) представляются неперспективными. Общие ресурсы золота в них для всей территории Карелии по самым оптимистическим прогнозам не превышают $n \times 10$ т (P_2), достигая на некоторых отдельных рудных объектах лишь $n \times 100$ кг.

Бураковский расслоенный плутон. U-Pb возраст по циркону – 2449 ± 1.5 млн. лет. С Главным хромитовым горизонтом (ГХГ), разделяющим базитовую и ультрабазитовую части, связано крупнейшее в России Аганозерское месторождение и крупное Шалозерское рудопроявление хромитовых руд (рис. 2, табл. 2).

Золото в Бураковском плутоне ассоциируется с платинометалльной минерализацией в малосульфидных (1–3%) горизонтах клинопироксенитовой и габбро-норитовой зон (Аи 0.15–1.33 г/т), хромитовых рудах Аганозерского и Шалозерского месторождений (Аи 0.03–0.07 г/т) и поздних мафических дайках (Аи до 0.3 г/т). Прогнозные ресурсы золота в плутоне оцениваются в 121.2 т (P_1+P_2), и 88.0 т по P_3 [10].

Оруденение малосульфидного платинометалльного типа связано с сульфидсодержащими горизонтами верхней части клинопироксенитовой зоны и полосчатой подзоны габбро-норитовой зоны [1]. Количество сульфидов (преимущественно халькопирит, пентландит, пирит, пирротин) в них колеблется от 1 до 3 %. Благороднометалльная минерализация представлена теллуридами и висмутидами платины и палладия: мончеитом, котульскитом, меренскитом, соболевскитом, фрудитом, сопчеитом, а также Pd-Pt-мелонитом, куперитом, туламинитом, сперрилитом, Pd-кобальтином, сульфидами Os, Ir, Rh, минералами серии изоферроплатина-аваруит и самородным золотом. Отмечается прямая корреляционная зависимость между содержаниями благородных металлов и сульфидов.

Благороднометалльное оруденение приурочено к горизонту плагиовестеритов основания переходной зоны плутона, слагающая два слоя (сверху вниз): 1 – бедных медно-никелевых руд; 2 – практически бессульфидных платинометалльных руд. Общая средняя мощность рудного горизонта, в пересчёте на бортовое содержание условной платины 0.6 г/т, около 17 м. Рудный горизонт отделён от хромитового в пределах одного эксплуатационного уступа и поэтому малосульфидные и хромитовые руды можно считать эксплуатационно-технологически совместными и рассматривать их как единую рудную зону комплексных руд, подразделяющихся на 2 промышленных типа. Средняя суммарная мощность рудной зоны (угол падения 23°) с учётом пустых прослоев (коэф. руд. 0.44) составляет 38 м. Технико-экономические расчеты показали рентабельность отработки таких руд для больших запасов горной массы при коэффициенте вскрыши до 7.5 м³/т.

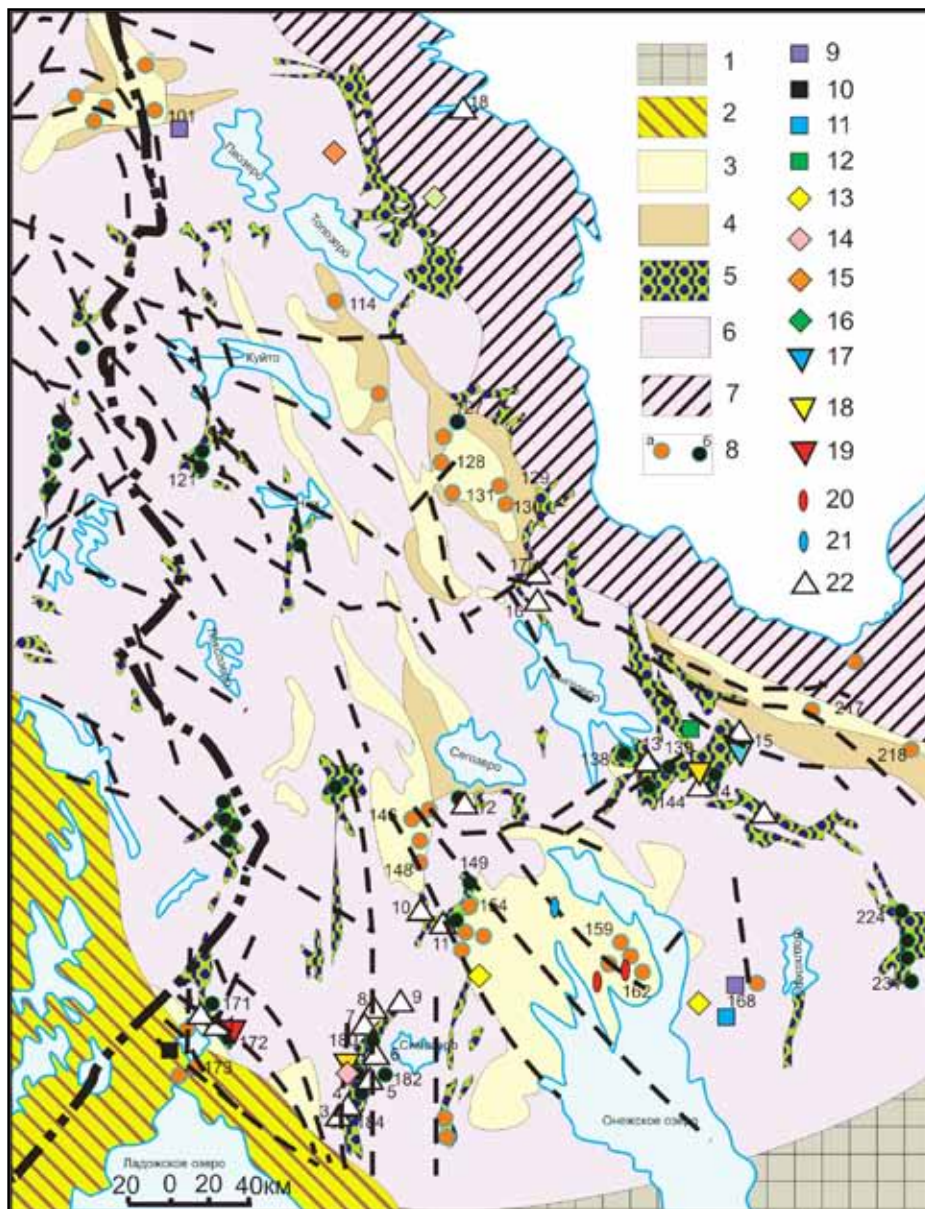


Рис. 1. Схема размещения золоторудных и золотосодержащих месторождений и проявлений на территории Карелии; с использованием данных: [6, 10–12].

1 – платформенный чехол; 2 – Свекофеннский складчатый пояс; 3–6 – Карельская гранит-зеленокаменная область: 3 – ятулий, людикий, калевий, вепсий нерасчлененные, 4 – сумий и сариолий нерасчлененные, 5 – лопий, 6 – комплекс основания; 7 – Беломорский мобильный пояс; 8 – золоторудные месторождения и проявления: а – протерозойские, б – архейские: 101–231 – золоторудные объекты (101 – Майское; 114 – Шомбозерское; 121 – Таловейс; 127 – Лобаш-1; 128 – Нигалма; 129 – Шуезерское; 130 – Риговарака; 138 – Заломаевское; 139 – Южно-Заломаевское; 144 – Рыбозерское; 146 – Питкулампиское; 148 – Ятулий-1; 149 – Педролампи; 154 – Эльмус; 159 – Весеннее; 162 – Космозерское; 168 – Меридиональная зона; 171 – Соанварское; 172 – Ялонвара, Хатуноя; 173 – Пякюля, Янис; 180 – Центральное; 182 – Новые Пески; 184 – Ведлозерское; 217 – Нименьга; 218 – Кожозерское; 224 – Надвиговое; 231 – Кенозерское); 9–21 – рудно-формационные типы золотосодержащих месторождений и проявлений (9–16 – собственно-магматическая группа; 17–19 – постмагматическая группа; 20–21 – полигенная группа): 9, 10 – платино-палладиевый (9 – мафит-ультрамафитовый в расслоенных комплексах, 10 – диорит-габбровый); 11 – платино-палладиевый с Ru-Os мафит-ультрамафитовый в расслоенных комплексах; 12–14 – платино-палладиевый с Au: 12 – ультрамафитовый, 13 – трапповый толеит-базальтовый, 14 – габбро-пироксенитовый; 15, 16 – палладиево-платиновый с Au: 15 – щелочно-ультраосновной, 16 – мафит-ультрамафитовый; 17 – платино-палладиевый с Ir, Ru мафит-ультрамафитовый; 18 – платино-палладиевый с Au коматитит-базальтовый; 19 – полисульфидный с Au, Pt и Pd диорит-гранодиорит-гранитовый; 20 – Cu-U-Mo-V платино-палладиевый с Au альбит-карбонатных метасоматитов зон СРД в углеродистых сланцах; 21 – платино-палладиевый с Ir, Au сульфидно-углеродистых сланцев; 22 – серноколчеданные месторождения и проявления: (1 – Ялонварское, 2 – Соанварское, 3 – Ведлозерское, 4 – Няльмозерское, 5 – Улягское, 6 – Хаутаваарское, 7 – Шуйское, 8 – Планшет 6–8, 9 – Чалкинское, 10 – Корбозерское, 11 – Койкарское, 12 – Бергаул, 13 – Северо-Савинское, 14 – Золотопорожское, 15 – Северо-Вожминское, 16 – Парандовское, 17 – Идельское, 18 – Кивгуба).

Таблица 1. Главные рудно-формационные типы Au-содержащего оруденения Карельского региона.

Тип, подтип	Формации, возраст млн. лет	Месторождения, Au ppm
Собственно-магматическая группа		
Платино-палладиевый	Мафит-ультрамафитовая (расслоенные комплексы), U-Pb 2449±1.5	Бураковское, 0.15–0.33 Луккулайсваара, до 0.5; Кивакка, Ципринга; 1.0
	Диорит-габбровая, U-Pb 1883.3±5.2	Кааламо, Сурисуодо, 0.5
Платино-палладиевый с Ru-Os	Мафит-ультрамафитовая, U-Pb 2449±1.5	Бураковское (ГХГ), Аганозерское; 0.026–7.2
Платино-палладиевый с Au	Ультрамафитовая (дифференцированная), AR	Рыбозерская структура, 0.4–0.6
Платино-палладиевый с золотом	Трапповая толеит-базальтовая, (габбродолерит), U-Pb 1984±8	Пудожгорское, 0.11 Койкарско-Святнаволоцкое; 0.12
	Габбро-пироксенитовая, AR	Хаутоваара; до 0.5
Палладиево-платиновый с Au	Щелочно-ультраосновная PR 1.9–1.8 млрд. лет	Тикше-Еletzозерский комплекс; до 1.7
	Мафит-ультрамафитовая, AR	Палаярвинское, Травяная Губа; до 3.5
Постмагматическая группа		
Платино-палладиевый с Ir, Ru	Мафит-ультрамафитовая (плутоническая), AR	Лебяжинское; 0.07 В.Вожминское; 0.05
Платино-палладиевый с Au	Коматиит-базальтовая, AR	Золотопорожское, 1.1 Хаутаваара Cu-Ni; 0.2–8.0
Полисульфидный с Au, Pt и Pd	Диорит-гранодиорит-гранитовая U-Pb 2807.7±1.4, Re-Os 2772±11	Ялонваара, Хатуноя; 0.2
Класс полигенных месторождений		
Сu-U-Mo-V платино-палладиевый с Au (падминский подтип)	Альбит-карбонатные метасоматиты зон СРД в углеродистых сланцах U-Pb 1724±42	Ср. Падма, Падма, Весеннее, Царевское; до >100; КосмозероГуба Великая; 0.01–126
Платино-палладиевый с Ir, Au	Сульфидно-углеродистые сланцы; PR	Уницкое; до 0.2

Таблица 2. Запасы и прогнозные ресурсы хромовых руд, благородных металлов, меди и никеля в Бураковском плутоне [7].

Месторождения и руды	Ед. изм.	Запасы				Ресурсы		
		B	C1	C2	B+C1+C2	P1	P2	P1+P2
Аганозерское месторождение								
Хромовые руды	млн. т.	0.67	11.0	17.0	28.67	177	–	177
Платиноиды и золото	т.		3.8	5.04	8.84	140	155	295
Шалозерское месторождение								
Хромовые руды	млн. т.			1.6	1.6	110	330	440
Платиноиды и золото	т.		0.3	2.36	2.66	46	245	291.2
Медь	тыс. т.		0.489	3.9	4.39	75.3	404	479.3
Никель	тыс. т.		0.428	3.5	3.93	76.0	404	480

Таким образом, по восточной части Шалозерского блока получены обоснованные данные для прогноза (по P1) крупного месторождения комплексных Cu-Ni-БМ-Сг руд с ресурсами МПГ не менее 100 т. Такого же ранга объект можно прогнозировать (по P2) и на СВ фланге Шалозерского блока (рис. 2).

Повышенные содержания золота отмечаются и в хромитовых рудах, слагающих главный хромитовый горизонт (ГХГ), протягивающийся более чем на 25 км. (9.5 км на Аганозерском и 13.5 на Шалозерском месторождениях) [7].

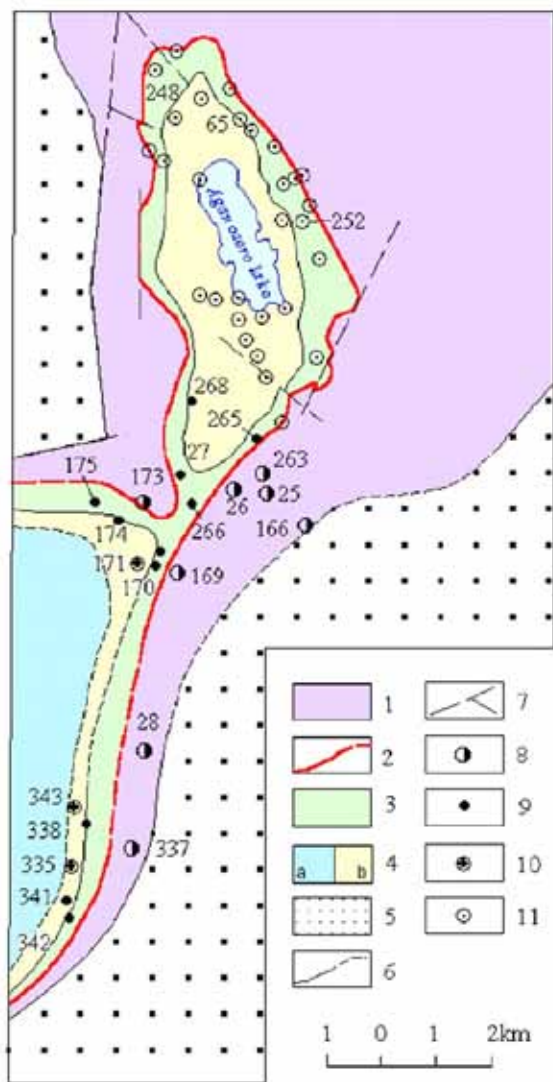


Рис. 2. Положение ПЗ и ГХГ на сочленении Аганозерского и Шалозерского блоков.

Бураковский расслоенный плутон: 1 – ультраосновная зона (УЗ); 2 – Главный хромитовый горизонт (ГХГ); 3 – переходная зона (ПЗ); 4 – габброноритовая зона (ГНЗ). Вмещающие породы: 5 – гранит-зеленокаменный комплекс лопия; 6 – геологические границы; 7 – тектонические нарушения; 8 – скважины участка сочленения Аганозерского и Шалозерского блоков вскрывшие УЗ; 9 – ГХГ и ПЗ; 10 – ГНЗ. 11 – Прочие скважины в пределах Аганозерского месторождения хромитовых руд.

в западном борту Онежской впадины. Это полого падающий силл, внедрившийся в основание туломозерской свиты, сложенной доломитами. По основным параметрам (формационной принадлежности, степени дифференцированности, составу исходного расплава, наличию и положению в разрезе титаномагнетитового горизонта, возрасту, тектонической позиции) он является аналогом Пудожгорского пластового интрузива, расположенного в восточном борту Онежской впадины и относящегося к трапповой толеит-базальтовой формации.

Рудный горизонт сложен кварцевыми долеритами с основным первичным парагенезисом: Tmt (20–40%) + P1 (лабрадор-андезин) + Сrx (авгит). В плане месторождение распадается на 7 рудных тел общей протяжённостью 30 км и средней мощностью 8 м, околтуренное по бортовому содержанию $Fe_{вал}$ 20 %. В пределах титаномагнетитового горизонта в связи с убогой сульфидной вкрапленностью (халькопирит, борнит) совмещена благороднометаллическая минерализация (табл. 5).

В пределах контура подсчёта запасов суммарные ресурсы БЭ оцениваются по категории P2 в количестве 314.1 млн. т $\times 1.094$ г/т = 343.6 т (табл. 6), а с учётом комплексной оценки и расчёта бортового содержания в денежном эквиваленте по всей группе элементов – 500 т.

Суммарные ресурсы (т) и средние содержания (г/т) БЭ для Пудожгорского интрузива составляют: Пудожгорское месторождение (P1 293.9, Pt 17, Pd 0.43, Au 0.32, Σ БЭ 0.93); Тубозерское проявление (P1 264.4, Pt 0.09,

Аганозерское месторождение – самое крупное в России. По масштабам и запасам хромовой руды оно сопоставимо с крупнейшим на постсоветском пространстве Кемпирсайским месторождением в Казахстане и имеет идентичный состав хромовых руд с месторождением Кеми в Финляндии. На Шалозерском месторождении отмечается положительная корреляционная связь между геометрическими параметрами (мощностями) горизонтов хромовых и платино-металлических с золотом руд, сопровождающихся появлением залегающего выше горизонта медно-никелевых малосульфидных руд. Средние мощности горизонтов платино-металлических и медно-никелевых руд возрастают в юго-западном направлении, достигая 20.6 м на участке Кукручей [7]. Суммарные прогнозные ресурсы золота в платино-металлических, хромовых и медно-никелевых рудах Бураковского плутона превышают 100 т.

Пудожгорский субвулканический комплекс трапповой формации представлен Пудожгорским интрузивом (рис. 3), Габневским силлом (восточный борт Онежской впадины) и Койкарско-Святнаволоцким силлом (западный борт). U-Pb возраст последнего по циркону 1983.4 ± 6.5 млн лет. С ними связаны одноимённые месторождения Fe-Ti-V-Bm руд (рис. 4). Ресурсы благородных металлов в интрузивах оцениваются на уровне 1000 т: P1 – 500 т; P2 – 500 т. По запасам руды, которые по каждому объекту прогнозируются в 1 млрд. т, это крупные месторождения Fe и Ti. В связи с истощением в ближайшие 20 лет запасов Костомукшского рудного узла для открытой добычи, это уже реальные объекты первоочередной эксплуатации, ценность 1 т руды которых в 10 раз выше костомукшской.

Благороднометаллическое оруденение представлено теллуридами Pt и Pd – котульскитом, меренскитом, сопчеитом, кейконнитом, сперрилитом, самородным золотом (пробн. 800–900) с халькопиритом и борнитом в титаномагнетитовых рудах, слагающих псевдостратифицированный горизонт мощностью около 20 м между габбровой (нижней) и диоритовой (верхней) зонами интрузий. Суммарные содержания золота и МПГ достигают 1.0–2.0 г/т при среднем около 928 мг/т для Пудожгорского (табл. 3, 4) и ~1.0 г/т для Койкарско-Святнаволоцкого месторождений. В пределах титаномагнетитового горизонта имеются слои мощностью 5–7 м, обогащённые МПГ со средним содержанием 1.5–2 г/т. При этом в Пудожгорском месторождении обогащена нижняя часть рудного горизонта, а в Койкарско-Святнаволоцком – верхняя.

Койкарско-Святнаволоцкий интрузив расположен в западном борту Онежской впадины. Это полого падающий силл, внедрившийся в основание туломозерской свиты, сложенной доломитами. По основным параметрам (формационной принадлежности, степени дифференцированности, составу исходного расплава, наличию и положению в разрезе титаномагнетитового горизонта, возрасту, тектонической позиции) он является аналогом Пудожгорского пластового интрузива, расположенного в восточном борту Онежской впадины и относящегося к трапповой толеит-базальтовой формации.

Рудный горизонт сложен кварцевыми долеритами с основным первичным парагенезисом: Tmt (20–40%) + P1 (лабрадор-андезин) + Сrx (авгит). В плане месторождение распадается на 7 рудных тел общей протяжённостью 30 км и средней мощностью 8 м, околтуренное по бортовому содержанию $Fe_{вал}$ 20 %. В пределах титаномагнетитового горизонта в связи с убогой сульфидной вкрапленностью (халькопирит, борнит) совмещена благороднометаллическая минерализация (табл. 5).

В пределах контура подсчёта запасов суммарные ресурсы БЭ оцениваются по категории P2 в количестве 314.1 млн. т $\times 1.094$ г/т = 343.6 т (табл. 6), а с учётом комплексной оценки и расчёта бортового содержания в денежном эквиваленте по всей группе элементов – 500 т.

Суммарные ресурсы (т) и средние содержания (г/т) БЭ для Пудожгорского интрузива составляют: Пудожгорское месторождение (P1 293.9, Pt 17, Pd 0.43, Au 0.32, Σ БЭ 0.93); Тубозерское проявление (P1 264.4, Pt 0.09,

Pd 0.22, Au 0.09, Σ БЭ 0.40); для Койкарско-Святнаволоцкого (P1 343.6, Pt 0.31, Pd 0.41, Au 0.37, Σ БЭ 1.09) и в целом для Пудожгорского магматического комплекса – P1 901.1.

Таблица 3. Среднее содержание благородных элементов в рудной залежи и ее обрамления Пудожгорского месторождения.

№ скважины	Интервал, м	Количество анализов	Содержание БЭ мг/т				Соотношение Pd/Pt
			Pt	Pd	Au	Pt+Pd+Au	
Рудная залежь (слой 2, 3)							
275	79.8–91.5	12	265	630	238	1133	2.38
360	77.0–87.5	13	133	383	191	707	2.88
376	165.0–177.0	13	128	303	542	973	2.37
Среднее арифмет.		38	173	434	321	928	2.51
Соотношение БЭ в %			18.6	46.8	34.6	100	
Кровля титаномагнетитового горизонта (слой 1)							
Среднее арифмет.		8	11	47	13	71	4.27
Подрудный горизонт (кровля)							
Среднее арифмет.		7	19	47	23	89	2.47

Таблица 4. Запасы и ресурсы Пудожгорского месторождения [14].

Комплексные благороднометалло-титаномагнетитовые руды										
Главные компоненты				Сопутствующие компоненты						
Запасы руды, млн. т. A+B+C ₁ +C ₂	Fe _{вал}	TiO ₂	V ₂ O ₅	Медь		Благородные элементы			Соотношение запасов по элементам, %	
				Запасы (тыс. т) в контуре подсчета категория C ₁ +C ₂	Содержание, мас. %	Ресурсы в руде (т) категория P ₁	Сумма Au+Pt+Pd мг/т			
								Pt	Pd	Au
316.7	28.9	8.14	0.43	411.7	0.13	293.9	928	18.6	46.8	34.6

Таблица 5. Основные параметры благороднометаллового оруденения Койкарско-Святнаволоцкого интрузива (по трём пересечениям титаномагнетитового горизонта).

Число анализов	Опробованная мощность, м	Среднее содержание БЭ, г/т					Rh	Отношение Pd/Pt
		Pt	Pd	Au	Σ Pt,Pd,Au			
Полная мощность титаномагнетитового горизонта								
23*	12.4	0.312	0.409	0.373	1.094	0.002	1.31	
В том числе обогащенный слой								
17*	7.15	0.457	1.132	0.401	1.99	0.0035	2.48	
Опробована неполная мощность рудного горизонта								
7	5.8	0.207	0.729	0.077	1.013		3.52	
6	7.2	0.197	0.486	0.062	0.745		2.47	

Примечание: * – штуфное опробование; содержания – средневзвешенные.

В расслоенных интрузивах **Олангской группы** благороднометаллового оруденения приурочено к норитовой серии дифференциатов.

В массиве **Луккулайсваара** выявлено семь рудных зон протяжённостью до 5 км при мощности 12–150 м, содержащих бедную сульфидную вкрапленность (1–2 %) с МПП [3, 5, 7]. Благороднометалло-минерализация ассоциирует с медно-никелевой (пентландит-пирротин-халькопирит) в средней и нижней части норитовой серии и в микроабброноритах её верхней части. Содержание МПП в различных рудных горизонтах достигает 1.5–2 и 20 г/т соответственно. Наиболее широкий спектр сульфидов и минералов МПП (сперрилит, меренскит, котульскит, майчнерит, мончеит арсенопалладинит, теларгпалит, сопчеит, маякит, мертиит-II, изомертиит, стиллуотерит, брэггит, куперит, туламинит, холингвортит, ирарсит) отмечается в пегматоидных разновидностях микроабброноритов. Здесь же отмечаются самородное золото, электрум и кюстелит. Средние содержания золота в благороднометалловых рудах составляют 0.4 г/т, а прогнозные ресурсы 3 т.

В массиве **Кивакка** продуктивной на МПП является зона ритмично расслоенных норитов с рассеянной (до 1 %) гнездообразной вкрапленностью халькопирита, пентландита и пирротина. Аномальное содержание платиноидов приурочено к трём уровням: первый связан с оливинсодержащими пироксенитами нижней части разреза зоны,



Рис. 3. Геологическая карта Пудожгорского интрузива [14].
1 – вулканогенно-осадочные образования верхнего ятулия; 2 – Пудожгорский комплекс; 3 – Бураковский комплекс; 4 – гранитогнейсы и граниты; 5 – тектонические нарушения; 6 – номер скважины; 7 – номер профиля; 8 – Пудожгорское месторождение.

Исключение – Au-Pt-содержащая Cu-Mo-порфировая рудная формация с месторождениями Лобаш и Ялонвара (0.2 г/т Au; 30–40 т), металлогеническое значение которой для региона по аналогии с зарубежной частью щита (м. Айттик – 140 т Au) представляется более значительным. Оруденение данного типа может также служить источником рудного вещества для более поздних орогенных благороднометалльных рудных систем, формирующих уже собственно золоторудные месторождения. Перспективные рудопроявления такой природы выявлены в Сев. Приладожье [4].

Аналогично, в образовании мезотермальных орогенных месторождений золота могут участвовать железистые кварциты, колчеданы и чёрные сланцы как базовые золоторудные формации с повышенными, но не достигающими промышленных параметров, содержаниями золота, форма нахождения которого предопределяет возможность его последующего концентрирования в экономически значимых масштабах при наложении более поздних рудогенных процессов. На известных в пределах Фенноскандинавского щита мезотермальных месторождениях, в т.ч. на самом крупном в Европе – Суурикусикко (~150 т Au), породы данных формаций играют важную роль в их формировании.

На **Костомукшском месторождении железистых кварцитов** средние содержания золота составляют 0.01–0.03 г/т в рудных комплексах, 0.08–0.5 г/т в прослоях колчеданов, 0.25–0.28 г/т в зонах метасоматических изменений [2]. Соответственно, прогнозные ресурсы золота на Костомукшском месторождении как золотосодержащем промышленном типе достигают – $n \times 10$ т. Самые высокие концентрации золота (до 16–20 г/т) отмечаются для метасоматитов пропилит-березитового ряда в сдвиговых зонах.

Колчеданные месторождения Карелии, характеризуясь повышенными содержаниями Au (0.01–0.4 г/т), являются своеобразными «коллекторами» благородных металлов и, соответственно, могут существенным образом влиять на золоторудный потенциал Карельского региона в целом при условии вовлечения их в рудогенные процессы, ответственные за формирование орогенных мезотермальных месторождений.

Установленные на карельских колчеданных месторождениях признаки ремобилизации и перераспределения золота с концентрированием в зонах сдвиговых дислокаций свидетельствуют о том, что при формировании золоторудных орогенных мезотермальных месторождений как ведущего генетического типа золоторудного

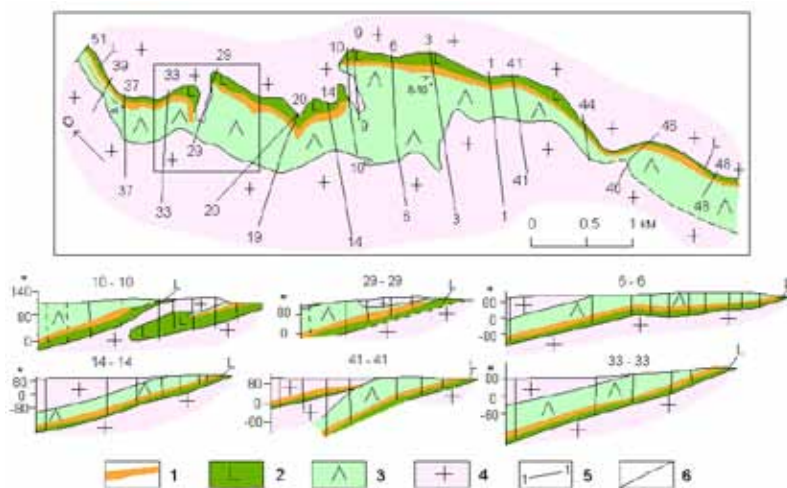


Рис. 4. Геологическая карта Пудожгорского месторождения.

1 – рудный титаномангнетитовый с БЭ горизонт; 2 – подрудный горизонт; 3 – надрудный горизонт; 4 – граниты и гранитогнейсы; 5 – разведочная линия и ее номер; 6 – геологические границы.

второй – с горизонтом пироксенитов в её средней части; третий – с прослоем меланократовых норитов в ассоциации с лейкократовыми норитами её верхней части. Мощность горизонтов колеблется от 1 до 30 м. Наиболее перспективным из них является первый, представленный пачкой переслаивания оливинсодержащих норитов, оливиновых пироксенитов и анортозитов, обогащенных сульфидами. Содержание Σ МПГ не превышает 4.6 г/т при отношении Pt/Pd от 0:3 до 2:1. Сульфиды представлены пирротинитом, пентландитом, халькопиритом; редко встречаются виоларит, пирит, сфалерит, борнит, халькозин, галенит, золото, серебро. Минералы МПГ (меренскит, мончеит, реже котульскит и сперрилит) образуют микровключения в сульфидах или располагаются в межзерновом пространстве. Общие прогнозные ресурсы благородных металлов по Олангской группе проявлений составляют (P1+P2) 200 т, в т. ч. золота 20 т.

Прогнозные ресурсы золота для золотосодержащих объектов других рудно-формационных типов Карелии крайне невелики.

ния на Фенноскандинавском щите, колчеданная рудная формация, наряду с черносланцевой, джеспилитовой и золото-порфировой, вероятно, выступала в роли одной из базовых золотоносных формаций. Согласно сделанным нами расчётам, золоторудный потенциал колчеданного оруденения Карелии оценивается в 370 т (табл. 6).

Таблица 6. Средние содержания рудных элементов в колчеданных месторождениях Карелии и их золоторудный потенциал.

Месторождения	S мас. %	Cu мас. %	Zn мас. %	Pb мас. %	As ppm	Ag ppm	Au ppb	Запасы тыс. т.	Ресурсы тыс. т.	Au потенциал, т.
Северо-Вожминское	–	0.28	1.7	до 0.6	–	5–170	100–1200	3463	11616	7.6
Хаутаваарское	32.6	0.4–0.6	0.6–1.0	–	50	0.5–0.7	1–6	14592	72000	46.8
Няльмозерское	34.55	0.004	до 1.0	до 0.05	40	до 15	до 3900	5916	18000	11.7
Шуйское	34.04	0.02	до 0.02	до 0.02	до 200	–	10–800	3043	6800	4.4
Парандовское	38.16	0.04	до 0.01	до 0.01	150	0.6–81	30–1000	12227	47200	30.7
Ялонварское	26.61	до 3.54	до 1–2	до 0.4	до 200	до 500	до 200	2500	12500	8.1
Чалкинское	27.6	0.1–2.7	–	0.1–2.7	10	4	50	623	2210	1.4
Соанварское	32.25	до 0.81	до 0.2	до 0.2	–	до 15	10–300	70000	233000	151.4
Улялегское	36.9	–	–	–	до 1800	–	–	174	–	0.1
Ведлозерское	25.5	0.02	0.1	0.03	м	до 174	до 2700	1333	3600	2.3
Планшет 6–8	33.9	–	–	–	–	–	–	4743	–	3.1
Койкарское	31.05	–	–	–	–	–	до 60	8859	15100	9.8
Корбозерское	29.5	–	0.2–1.0	–	–	–	до 80	50847	65000	42.3
Идельское	17.85	–	–	–	–	–	–	15518	–	10.1
Кивгуба	~10.0	0–2.4	0–1.68	–	–	0–75.7	0–10.36	–	40000	40.0
Золоторудный потенциал в целом по колчеданному оруденению Карельского региона										370.0

Примечание. Прочерк (–) обозначает отсутствие аналитических данных. В рудах Хаутаваарского и Шуйского месторождений отмечаются повышенные содержания (ppm) Se – соответственно 10 и 60, Парандовского – Se – до 30, Mo – до 350, Ni – до 200, Co – до 570, Улялегского – Ni, Co – до 100, Sb – до 500; золоторудный потенциал рассчитывался исходя из среднего содержания золота 0.65 г/т в исходных колчеданных рудах, взятого по эталонному (неизмененному) колчеданному месторождению – Северо-Вожминскому; таблица составлена с использованием данных [9].

Наиболее перспективной площадью на предмет выявления относительно крупных золоторудных концентраций орогенного типа в колчеданоносных структурах представляется Соанлахтинская с Соанварским колчеданным месторождением (золоторудный потенциал 151 т) и серией золоторудных проявлений (Соанийокское, Пролонваара, Синкори, Юованйокское и др.) в её пределах на российском продолжении золотоносного зеленокаменного пояса Иломантси.

Суммарные прогнозные ресурсы золота охарактеризованных рудно-формационных типов золотосодержащих месторождений и проявлений Карелии составляют около 1000 т, что свидетельствует о гораздо большей экономической значимости и промышленных перспективах золотосодержащих месторождений региона по сравнению с собственными золоторудными.

Работа выполнена по программе №23 Президиума РАН; проект 1.2.3 «Минерагения Онежского рудного района».

Список литературы

1. Ганин В.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчёт о результатах ГКК-50 с общими поисками платиноидов, никеля, титаномагнетитовых и хромитовых руд в пределах Аганозерского и Шалозерского блоков Бураковско-Аганозерской интрузии и её обрамления за 1990-1995 гг. 1995. Фонды КГЭ.
2. Головина Т.А. Благородные металлы в породах Костомукшского железорудного месторождения // Автореф. канд. дис. С.-Петербург, 2007. 18 с.
3. Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Ключин С.Ф. и др. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Сев. Карелия) // Геология рудных месторождений. 1992. Т. 34, № 2. С. 32–51.
4. Иващенко В.И., Голубев А.И. Новые типы золоторудных проявлений Карельского региона и их металлогенические перспективы // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 177–187.
5. Ключин С.Ф. Отчёт о результатах поисковых работ на благородные металлы с группы массивов, проведённых в 1987-1993 гг. Мончегорск: Фонды ЦККГРЭ, 1994.
6. Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недрa Северо-Запада Российской Федерации. СПб., 2003. 520 с.
7. Крупнейшее месторождение хрома в России. Инвестиционная возможность. ЗАО «Норит», 2009. 17 с.
8. Кулешевич Л.В. Палеопротерозойские золотосодержащие медные месторождения и проявления Карелии // Тез. докл. IX Межд. конф. «Новые идеи в науках о Земле». М., 2009. С. 196.

9. Леонтьев А.Г., Голованов Ю.Б., Дегтярева Т.А. Отчёт по теме «Составление карты полезных ископаемых Республики Карелия м-ба 1:500 000». Петрозаводск: Фонды КГЭ, 2003.
10. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. Ред. В.П. Михайлов, В.Н. Аминов. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.
11. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2. Ред. В.П. Михайлов, В.Н. Аминов. Петрозаводск: Карелия, 2006. 278 с.
12. Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 266 с.
13. Сафонов Ю.Г. Пространственно-генетические соотношения собственно золоторудных и золотосодержащих месторождений // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. Матер. Всерос. симп. М., 2002. С. 78–80.
14. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Пудожгорское благороднометальное титаномagnetитовое месторождение. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. 123 с.

ORE FORMATION TYPES AND PROSPECTS OF Au-BEARING MINERALIZATION IN THE KARELIA-KOLA REGION

Golubev A.I., Ivaschenko V.I., Trofimov N.N.
Institute of Geology of the Karelian Science Centre RAS, Petrozavodsk,
golubev@krc.karelia.ru, ivashche@krc.karelia.ru

In Karelia there are proper gold (5 small deposits and >200 prospects), and complex gold-bearing occurrences (Fig. 1). These belong to a few ore types (Table 1) the most important of which are Pt-Pd with Au type in low-sulphide, chromite, and Ti-magnetite with V units related to the Sumi mafic-ultramafic layered complexes (Burakovsky pluton, Olanga group deposits) and Ludi trap gabbro-dolerite (Pudozhgora and Koikara-Svyatnavolok intrusions).

The other gold ore types of Karelia (Cu sandstones – Voronov Bor, Cu-Au-U quartz conglomerates - Maimyarvi, Au-Cu-sulphide quartz veins – Voitskoe, Cu-sulphide veins in albitites - Shuezero, Mednye Gory, Padun, Svetloe, Orchen Guba, Lebedeva Gora) are due to small scale of Cu ore occurrences and low average gold content (<1 ppm) seem to be unpromising.

The Burakovsky layered pluton has U-Pb zircon age of 2449 ± 1.5 Ma. The main chromite horizon (MCH) that separates mafic and ultramafic blocks encompasses the Russia's largest Aganozero deposit and large Shalozero chromite ore occurrence (Fig. 2, Table 2).

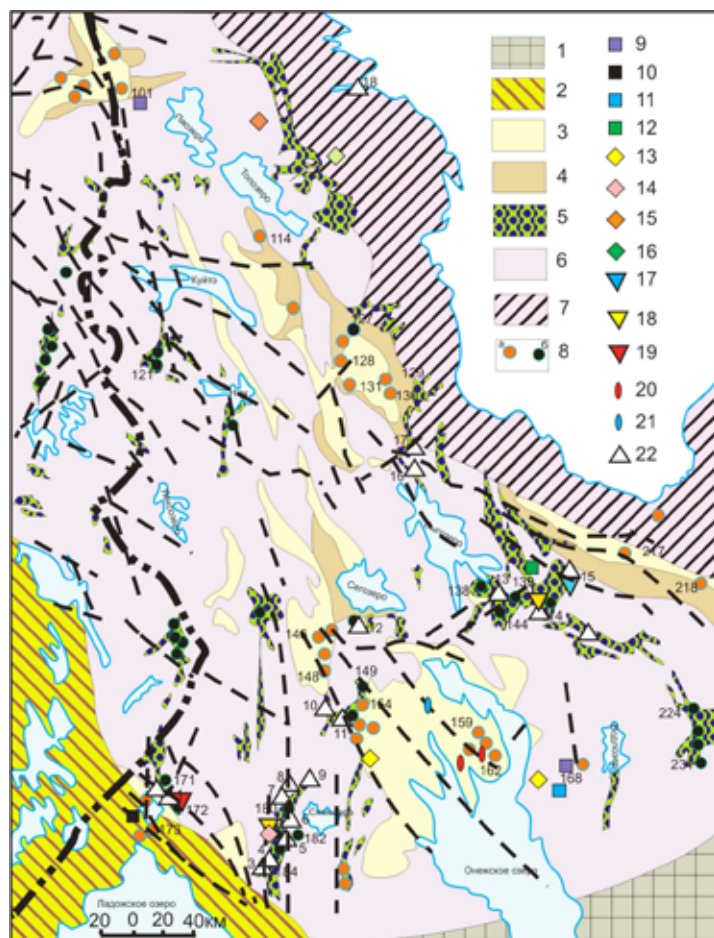


Fig. 1. Sketch of gold and gold-bearing deposits and prospects in Karelia.

1 – sedimentary cover; 2 – Svecofennian folded belt; 3–6 – Karel'ian granite-greenstone belt: 3 – undifferentiated Jatuli, Ludi, Kalevi, Vepsian, 4 – undifferentiated Sumi and Sariola, 5 – Lopian, 6 – basement; 7 – Belomorian mobile belt; 8 – gold deposits and prospects: a – Proterozoic, b – Archaean: 101–231 – gold prospects (101 – May-skoe; 114 – Shombozero; 121 – Taloveis; 127 – Lobash-1; 128 – Nigalma; 129 – Shuezero; 130 – Rigovaraka; 138 – Zalomayevskoe; 139 – S.-Zalomayevskoe; 144 – Rybozero; 146 – Pitkulampi; 148 – Jatuli-1; 149 – Pedrolampi; 154 – Elmus; 159 – Vesennee; 162 – Kosmozero; 168 – Meridional zone; 171 – Soanvara; 172 – Yalonvara, Hatunoya; 173 – Pyakyulya, Yanis; 180 – Central; 182 – Novye Peski; 184 – Vedlozero; 217 – Nimen'ga; 218 – Kozhozero; 224 – Nadvigovoe; 231 – Kenozero); 9–21 – ore formation types of gold-bearing deposits and prospects (9–16 – proper igneous group; 17–19 – post-igneous group; 20–21 – polygenous group): 9, 10 – Pt-Pd (9 – mafic-ultramafic rocks of layered intrusions, 10 – diorite-gabbro); 11 – Pt-Pd with Ru-Os mafic-ultramafic rocks of layered intrusions; 12–14 – Pt-Pd with Au: 12 – ultramafic, 13 – trap tholite-basalt, 14 – gabbro-pyroxenite; 15, 16 – Pd-Pt with Au: 15 – alkaline-ultramafic, 16 – mafic-ultramafic; 17 – Pt-Pd with Ir, Ru mafic-ultramafic; 18 – Pt-Pd with Au komatiite-basalt; 19 – polysulphide with Au, Pt and Pd siorite-granodiorite-granite; 20 – Cu-U-Mo-V Pt-Pd with Au albite-carbonate metasomatic rocks in carboniferous schists; 21 – Pt-Pd with Ir, Au sulphide-carboniferous schists; 22 – sulphide deposits and prospects (1 – Yalonvara, 2 – Soanvaara, 3 – Vedlozero, 4 – Nyalmozero, 5 – Ulyaleg, 6 – Hautavaara, 7 – Shuya, 8 – Planshet 6–8, 9 – Chalkin, 10 – Korbozero, 11 – Koikara, 12 – Bergaul, 13 – North-Savinky, 14 – Zolotoporozhskoe, 15 – North-Vozh-zhinskoe, 16 – Parandovskoe, 17 – Idel'skoe, 18 – Kivguba).

Ore horizon is composed of quartz dolerites with Tmt (20–40%) + Pl (labrador-andesine) + Cpx (augite). The deposit is split in plane into 7 ore bodies with the total length of 30 km, and average thickness of 8 m delineated in accordance with $Fe_{total} - 20\%$. Within the Ti-magnetite horizon sulphide dissemination (chalcopyrite, bornite) associates noble mineralization (Table 5).

Table 1. Main ore formation type of Au-bearing mineralization in the Karelian region.

Type, subtype	Units, age (Ma)	Deposits, Au ppm
Proper igneous group		
Pt-Pd	Mafic-ultramafic (layered complexes), U-Pb 2449±1.5	Burakovsky, 0.15–0.33 Lukkulaivaara, up to 0.5; Kivakka, Tsipringa, 1.0
	Diorite-gabbro, U-Pb 1883.3±5.2	Kaalamo, Surisuodo, 0.5
Pt-Pd with Ru-Os	Mafic-ultramafic, U-Pb 2449±1.5	Burakovsky, Aganozero; 0.026–7.2
Pt-Pd with Au	Ultramafic (differentiated), AR	Rybozero, 0.4–0.6
Pt-Pd with gold	Trap tholeiite-basalt (gabbro-dolerite), U-Pb 1984±8	Pudozhgora, 0.11 Koikara-Svyatnavolok; 0.12
	Gabbro-pyroxenite, AR	Hautovaara; up to 0.5
Pd-Pt with Au	Alkaline-ultramafic PR 1.9–1.8 Ga	Tikshe-Yelet'ozero; up to 1.7
	Mafic-ultramafic, AR	Palayarvi, Travyanaya Guba; up to 3.5
Post-igneous group		
Pt-Pd with Ir, Ru	Mafic-ultramafic (plutonic), AR	Lebyazhinskoe; 0.07 E.Vozhminskoe; 0.05
Pt-Pd with Au	Komatiite-basalt, AR	Zolotoporozhskoe, 1.1 Hautavaara Cu-Ni; 0.2–8.0
Polysulphide with Au, Pt & Pd	Diorite-granodiorite-granite U-Pb 2807.7±1.4, Re-Os 2772±11	Yalonvaara, Hatunoya; 0.2
Polygenous deposits		
Cu-U-Mo-V Pt-Pd with Au (Padminsky subtype)	Albite-carbonate metasomatic rocks in the carboniferous schists U-Pb 1724±42	M. Padma, Padma, Vesennee, Tsaryovskoe; up to >100; Kosmozero, Guba Velikaya; 0.01–126
Pt-Pd with Ir, Au	Sulphide-carboniferous schists; PR	Unitskoe; up to 0.2

Table 2. Reserves and predicted resources of chrome ores, noble metals, Cu and Ni in the Burakovsky pluton.

Deposit and ores	Unit	Reserves				Resources		
		B	C1	C2	B+C1+C2	P1	P2	P1+P2
Aganozero deposit								
Chrome ore	mln. t	0.67	11.0	17.0	28.67	177	–	177
PGS and Au	t		3.8	5.04	8.84	140	155	295
Shalozero deposit								
Chrome ore	mln. t			1.6	1.6	110	330	440
PGS and Au	t		0.3	2.36	2.66	46	245	291.2
Copper	ths. t		0.489	3.9	4.39	75.3	404	479.3
Nickel	ths. t		0.428	3.5	3.93	76.0	404	480

Table 3. Average content of noble elements in the ore bed and its framework of the Pudozhgora deposit.

Borehole No.	Interval, m	Number of analyses	Content, ppb				Pd/Pt ratio
			Pt	Pd	Au	Pt+Pd+Au	
Ore bed (layer 2, 3)							
275	79.8–91.5	12	265	630	238	1133	2.38
360	77.0–87.5	13	133	383	191	707	2.88
376	165.0–177.0	13	128	303	542	973	2.37
Simple average		38	173	434	321	928	2.51
Share of noble elements in %			18.6	46.8	34.6	100	
Roof of the Ti-magnetite horizon (layer 1)							
Simple average		8	11	47	13	71	4.27
Under-ore horizon (roof)							
Simple average		7	19	47	23	89	2.47

Table 4. Reserves and resources of the Pudozhgora deposit.

Complex noble metal – Ti-magnetite ores										
Main components				Accompanying component						
Ore reserves, mln. t A+B+C ₁ +C ₂				Cu		Noble metals				
	Fe _{total}	TiO ₂	V ₂ O ₅	Reserves (ths.t) Cat. C ₁ +C ₂	Content, wt. %	Resources in ore (t) Cat. P ₁	Total Au+Pt+Pd ppb	Share of elements, %		
								Pt	Pd	Au
316.7	28.9	8.14	0.43	411.7	0.13	293.9	928	18.6	46.8	34.6

Table 5. Main parameters of noble metal ore of the Koikara-Svyatnavolok intrusion (for three intersections of Ti-magnetite horizon)

Number of analyses	Assayed thickness, m	Average content, ppm					Rh	Ratio Pd/Pt
		Pt	Pd	Au	∑Pt,Pd,Au			
Full thickness of the Ti-magnetite horizon								
23*	12.4	0.312	0.409	0.373	1.094	0.002	1.31	
Including enriched layer								
17*	7.15	0.457	1.132	0.401	1.99	0.0035	2.48	
Assayed incomplete thickness of the ore horizon								
7	5.8	0.207	0.729	0.077	1.013		3.52	
6	7.2	0.197	0.486	0.062	0.745		2.47	

Note: * – float sampling; contents are weighted-average

The Kostomuksha iron quartzite deposit has average gold content at the level of 0.01–0.03 ppm in the ore complexes, 0.08–0.5 ppm in the sulphide interlayers, 0.25–0.28 ppm in the metasomatic zones. The predicted gold resources of the Kostomuksha deposit reach the level of n10 t. The highest gold concentrations (up to 16–20 ppm) tend to the propylite-beresite series metasomatic rocks in shear zones.

Sulphide deposits of Karelia with enhanced gold contents (0.01–0.4 ppm) are so to say collectors of noble metals, and may significantly influence the gold potential of the Karelian region.

The signs of gold remobilization and redistribution along with concentration in the shear zones indicate that during the formation of orogenic mesothermal deposits as a leading genetic type of gold mineralization on the Fennoscandian Shield the sulphide ore type together with the black, jaspilite, and Au-porphyry ones possibly acted as one of the main gold-bearing units.

The gold potential of the sulphide mineralization of Karelia is estimated at 370 t (Table 6).

The most promising for relatively large gold orogenic concentrations in the sulphide-bearing units are the Soanlahti sulphide deposit (gold ore potential of 151 t) and gold prospects (Soanjoki, Prolonvaara, Sinkori, Yuovanjoki, etc.). The total predicted gold resources of the studied ore types in Karelian amount at about 1000 t.

Table 6. Average content of ore elements in the sulphide deposits of Karelia, and their gold-bearing potential.

Deposits	S wt. %	Cu wt. %	Zn wt. %	Pb wt. %	As ppm	Ag ppm	Au ppb	Reserves, ths. t	Resources, ths. t	Au potential, t
North-Vozhminskoe	–	0.28	1.7	up to 0.6	–	5–170	100–1200	3463	11616	7.6
Hautavaara	32.6	0.4–0.6	0.6–1.0	-	50	0.5–0.7	1–6	14592	72000	46.8
Nyalmozero	34.55	0.004	up to 1.0	up to 0.05	40	up to 15	up to 3900	5916	18000	11.7
Shuya	34.04	0.02	up to 0.02	up to 0.02	up to 200	–	10–800	3043	6800	4.4
Parandovskoe	38.16	0.04	up to 0.01	up to 0.01	150	0.6–81	30–1000	12227	47200	30.7
Yalonvara	26.61	up to 3.54	up to 1–2	up to 0.4	up to 200	up to 500	up to 200	2500	12500	8.1
Chalkinskoe	27.6	0.1–2.7	–	0.1–2.7	10	4	50	623	2210	1.4
Soanvara	32.25	up to 0.81	up to 0.2	up to 0.2	–	up to 15	10–300	70000	233000	151.4
Ulyalegskoe	36.9	–	–	–	up to 1800	–	–	174	–	0.1
Vedlozero	25.5	0.02	0.1	0.03	–	up to 174	up to 2700	1333	3600	2.3
Planshet 6–8	33.9	–	–	–	–	–	–	4743	–	3.1
Koikara	31.05	–	–	–	–	–	up to 60	8859	15100	9.8
Korbozero	29.5	–	0.2–1.0	–	–	–	up to 80	50847	65000	42.3
Idel'skoe	17.85	–	–	–	–	–	–	15518	–	10.1
Kivguba	~10.0	0–2.4	0–1.68	–	–	0–75.7	0–10.36	–	40000	40.0
Gold potential in general for the sulphide mineralization of the Karelian region										370.0

Note. (–) denotes absence of analytical data.

References

- Ганин В.А. и др. Геологическое строение и полезные ископаемые Бураковско-Аганозерского массива и его обрамления. Отчёт о результатах ГК-50 с общими поисками платиноидов, никеля, титаномагнетитовых и хромитовых руд в пределах Аганозерского и Шалозерского блоков Бураковско-Аганозерской интрузии и её обрамления за 1990-1995 гг. 1995. Фонды КГЭ.
- Головина Т.А. Благородные металлы в породах Костомукшского железорудного месторождения // Автореф. канд. дис. С.-Петербург, 2007. 18 с.
- Гроховская Т.Л., Дистлер В.В., Ключин С.Ф. и др. Малосульфидная платиновая минерализация массива Луккулайсваара (Сев. Карелия) // Геология рудных месторождений. 1992. Т. 34, № 2. С. 32–51.
- Иващенко В.И., Голубев А.И. Новые типы золоторудных проявлений Карельского региона и их металлогенические перспективы // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 177–187.
- Ключин С.Ф. Отчёт о результатах поисковых работ на благородные металлы с группы массивов, проведённых в 1987-1993 гг. Мончегорск: Фонды ЦККГРЭ, 1994.
- Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недра Северо-Запада Российской Федерации. СПб., 2003. 520 с.
- Крупнейшее месторождение хрома в России. Инвестиционная возможность. ЗАО «Норит», 2009. 17 с.
- Кулешевич Л.В. Палеопротерозойские золотосодержащие медные месторождения и проявления Карелии // Тез. докл. IX Межд. конф. «Новые идеи в науках о Земле». М., 2009. С. 196.
- Леонтьев А.Г., Голованов Ю.Б., Дегтярева Т.А. Отчет по теме «Составление карты полезных ископаемых Республики Карелия м-ба 1:500 000». Петрозаводск: Фонды КГЭ, 2003.
- Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. Ред. В.П. Михайлов, В.Н. Аминов. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.
- Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 2. Ред. В.П. Михайлов, В.Н. Аминов. Петрозаводск: Карелия, 2006. 278 с.
- Рыбаков С.И. Колчеданное рудообразование в раннем докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1987. 266 с.
- Сафонов Ю.Г. Пространственно-генетические соотношения собственно золоторудных и золотосодержащих месторождений // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. Матер. Всерос. симп. М., 2002. С. 78–80.
- Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Пудожгорское благороднометальное титаномагнетитовое месторождение. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2008. 123 с.

ОРОГЕННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА В ПРОСТРАНСТВЕ И ВРЕМЕНИ

Горячев Н.А.

СВКНИИ ДВО РАН, Магадан, goryachev@neisri.ru

В статье охарактеризованы общие и специфические черты орогенных месторождений золота Балтийского щита, Восточного Саяна, Монголо-Охотского и Яно-Колымского поясов. На примере разновозрастных – от архейских и раннепротерозойских (Фенноскандия) через палеозойские (Восточный Саян) и мезозойские (Монголо-Охотский пояс) к позднемезозойским (Яно-Колымский пояс) – месторождений золота критически рассмотрены признаки их отнесения к классу орогенных. Отмечена изменчивость минерального вещества орогенных золоторудных месторождений во времени. Выявлена определяющая роль субстрата в пространственном распределении разных типов золотой минерализации и её ассоциациях с другими типами оруденения. Наибольшее разнообразие её минерального состава установлено в регионах с преобладанием сиалического корового субстрата.

Цель сообщения – привлечь внимание к некоторым особенностям орогенных золоторудных месторождений разновозрастных орогенных поясов Фенноскандии и обрамления Северо-Азиатского кратона, а также обратить внимание на исторически важную роль триады полуметаллов As-Sb-Bi как минералообразующих элементов, определяющих специфику минеральных ассоциаций орогенных руд золота. При этом под орогенным поясом понимается совокупность деформационных структур, возникающих на месте и (или) окраине океанического бассейна в результате аккреции террейнов к континенту (кратону) или при столкновении (коллизии) континентальных блоков (Парфенов и др., 2003). В состав таких поясов входят деформированные террейны разного состава и происхождения, деформированные окраины кратонов или микроконтинентов, фрагменты островных дуг, пояса зонального метаморфизма и гранитоидного магматизма. С формированием таких поясов тесно связано возникновение целого ряда месторождений разных металлов, которые образуют своеобразные металлогенические ассоциации (Горячев, 2010).

Среди них не последнее место занимают месторождения золота разных типов, среди которых доминируют мезотермальные золото-кварцевые месторождения и золоторудные месторождения, генетически связанные с гранитоидами. Но только первые были отнесены к собственно орогенным (Kerrich et al., 2000; Groves et al., 2003; Goldfarb et al., 2005). Согласно этим исследователям, орогенные месторождения золота формируются вдоль конвергентных окраин в ходе аккреции террейнов, их перемещения и коллизии, которые связаны с субдукцией плит и/или литосферным расслоением. Они формируются обычно в позднюю стадию деформационно-метаморфическо-магматической истории формирующегося орогена. Руды имеют чёткий структурный контроль разломами или зонами смятия, складками и/или зонами контраста компетентных пород (Groves et al., 2003). Главным различием между ними служит то, что орогенные месторождения синхронны или несколько более поздние относительно проникающих пластических деформаций, таких как зоны смятия и складки, а также региональный кливаж, а золоторудные месторождения, генетически связанные с гранитоидами, определённее более поздние, чем проникающие гнейсовые фабрики вмещающих пород и ассоциируют с интрузивами, секущими такие деформированные породы (Goldfarb et al., 2005).

Структурно это действительно так, но по отношению к процессам формирования орогенного пояса (или орогенеза) в общем плане, ситуация уже не так однозначна, ибо в истории формирования орогенных поясов любого возраста чётко усматриваются три главных этапа: складчатый, метаморфический и плутонический, причем последний является послескладчатым, но тесно ассоциирует с фазой формирования позднеорогенных сдвигов и сбросов. Таким образом, обе группы месторождений золота следует относить к орогенным, считая, что орогенные месторождения золота возникли в результате орогенных событий, во время формирования складчатых поясов, в тесной связи с процессами зонального метаморфизма и орогенного гранитоидного магматизма из региональных флюидных потоков, структурированных зонами крупных разломов, либо орогенными интрузивами (Горячев, 2006).

В докладе мы покажем, что такая взаимосвязь месторождений обеих групп не случайна, на примере месторождений золота разновозрастных орогенных поясов от архейских и раннепротерозойских (Фенноскандия) через палеозойские (Вост. Саян) мезозойские (Монголо-Охотский пояс) к позднемезозойским (Яно-Колымский пояс) (табл.).

Общие и отличительные черты орогенных месторождений золота Балтийского щита (Eilu et al., 2003; Алексеев и др., 2008; Войтеховский и др., 2009; Вольфсон, 2004; Кулешевич и др., 2004; Лавров и др., 2010; Сафонов и др., 2003; Eilu, 1999; Johanson, Kojonen, 1989; Johansen et al., 1991; Kojonen et al., 1991; Kontoniemi et al., 1991; Korkiakoski, 1992; Luukonen, 1994; Routiainen, Portamies, 2003; Чернявский и др., 2010). Архейские (2.7 млрд. лет) и палеопротерозойские (1.85–1.8) орогенные месторождения золота Балтийского щита обладают общими признаками, типичными для всех орогенных месторождений: локализация в зонах разломов; связь с орогенными метаморфизмом и магматизмом – дайки порфилов и порфиритов, штоки и плутоны преимущественно диоритового и гранодиоритового состава; локализация их в мафических вулканитах и интрузивных породах относительно осадков приблизительно одинаковая; широко распространение метасоматитов, но метасоматитов не только типовых – березитов, пропилитов, альбитизация, хлоритизация, сульфидизация, но и таких специфических как актинолитизация, биотитизация; отсутствие явно выраженного окварцевания. Спецификой также является то, что большинство месторождений приурочено к метаморфитам амфиболитовой фации, а не зеленосланцевой. Весьма специфичен минеральный состав рудных месторождений и их геохимия. Геохимически руды весьма и весьма комплексные: Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Te, W, S, Co – основные элементы руд (Nurmi et al., 1991). Это нашло отражение и в минеральном составе руд, где главными минералами являются минералы железа: пирит, пирротин, арсенопирит (преимущественно мышьяковистый, серы < 20 мас. %), халькопирит и леллингит, а также сфалерит (Fe > 6 %), галенит, кобальтин, пентландит, тетраэдрит, аурустибит, мальдонит, самородные Bi, Sb, Ag, теллуриды Bi, Pb,

Fe, Ni, золото (как правило, дискретной пробыности – преобладает высокая 1000–900, но есть и низкая 300–700) и серебра, реже селениты, коститит. Из жильных минералов типоморфны амфиболы, кварц, альбит, турмалин, биотит, хлорит. Т.е. минералогия совсем не типичная для орогенных фанерозойских месторождений. Оруденение формировалось из достаточно высококонцентрированных флюидов (> 10 экв. % NaCl, причем архейские наиболее концентрированные – до 55 экв. % NaCl) в относительно барических условиях (> 2 кбар) (Poutiainen, Partamies, 2003; Алексеев и др., 2008). Сопутствующие орогенным скарновые и гранитоид-релейтед месторождения по особенностям рудной минералогии практически не отличаются от орогенных! Помимо них, в древних орогенных поясах встречаются и метаморфизованные предположительно бывшие эпитермальные месторождения золота (Оривеси и др.), которые имеют близкий минеральный состав с орогенными месторождениями (Eilu et al., 2003).

Общие и отличительные черты орогенных месторождений золота Восточного Саяна (Айриянц и др., 2002; Дамдинов, 2010; Гармаев, 2010; Дамдинов и др., 2009; Дамдинов и др., 2008; Громова, 1960; Жмодик и др., 2006; Жмодик и др., 2008; Миронов, Жмодик, 1999; Миронов и др., 2001; Феофилактов, 1966, 1970, 1992; Zhmodik et al., 1993). Среди месторождений этого раннепалеозойского орогенного пояса встречается большое разнообразие типов месторождений золота. Одни типы теснее ассоциируют с вулканоплутоническими ассоциациями островодужного типа (золото-пирит-теллуридный, золото-серебро-полисульфидный), а другие с гранитоидными комплексами аккреционно-коллизийного типа (золото-сульфидный вкрапленный, золото-полисульфидный, золото-висмутитовый, золото-серебро-полисульфидный). Это позволяет утверждать о наличии как минимум двух этапов формирования золотого оруденения: доаккреционного (доорогенного) вулканогенно-плутоногенного и аккреционно-коллизийного (орогенного). Пространственно месторождения и рудопроявления разных типов поразному и располагаются. Доорогенные золото-пирит-теллуридные месторождения тяготеют к границам жестких докембрийских «глыб», обнаруживая пространственно-временную связь с полями развития вулканогенной сархойской серии и с гранитоидами тоналит-плагиогранитной формации. Орогенные золото-полисульфидные вкрапленные объекты тесно ассоциируют с древними офиолитовыми комплексами и черными сланцами, что находит отражение в их высокой платиноносности (Миронов и др., 2006), распространены в карбонатных толщах Ильчирского синклинория, тяготея к полям кали-натровых гранитоидов диорит-гранитной формации, завершающей орогенную магматическую активность. В рудах постоянно присутствуют теллуриды золота и ряда других элементов, минералы Bi и Sb также обычны. В тоже время появляются рудопроявления, в которых более отчетлива связь их с гранитами и тесная корреляция золота с висмутом и мышьяком. Эти объекты выделяются в тип золото-висмутитовых месторождений генетически связанных с гранитоидами (Дамдинов и др., 2009).

Общие и отличительные черты орогенных месторождений золота Монголо-Охотского пояса (Спиридонов и др., 2006; Cluer et al., 2005; Кривицкая и др., 2010; Шубин, 1987; Тимофеевский, 1972; Петровская и др., 1984). Спецификой данного орогенного пояса является его формирование в постоянных сдвиговых условиях трансформных континентальных окраин (Геодинамика..., 2006). Сообразно миграции орогенеза с запада на восток от раннего мезозоя к позднему, фиксируется и возрастное омоложение оруденения с движением фронта орогенеза. Для этого оруденения характерна связь с процессами зонального метаморфизма на ранних стадиях (Горячев, 2003) с дайками среднего и кислого состава и гипабиссальными гранитоидными и монцонитовыми интрузивами на поздних стадиях (Спиридонов и др., 2006), а также сосуществование месторождений собственно золото-кварцевых, золото-сульфидно-кварцевых и золото-висмутитовых в единых структурах с золото-серебряными эпитермальными и сурьмяно-ртутными (Горячев, 2010). Отмечается также преобладание жильного и дайкового типа мезотермальных месторождений золота и их сочетание с месторождениями генетически связанными с гранитоидами. В составе руд минералы Sb, Bi и As встречаются совместно (Спиридонов и др., 2006; Горячев, 2010), из-за чего отчетливо выделить минеральные типы затруднительно.

Общие и отличительные черты орогенных месторождений золота Яно-Колымского пояса (Горячев, 1998, 2003, 2010; Гамянин, 2001; Гамянин и др., 2003; Гончаров и др., 2002; Шило и др., 1987; Альшевский, 2009). Четко выделяются три типа золотого оруденения орогенного этапа становления пояса: золото-сульфидный прожилково-вкрапленный, золото-кварцевый жильный и золото-висмутитовый (золото-редкометалльный), связанный с гранитоидами. Пространственно месторождения и рудопроявления разных типов располагаются в едином ареале с зонами метаморфизма зеленосланцевой фации и с плутонами гранитов S и I типа ильменитовой серии (восстановленный – reduced тип гранитоидов). Структурно это согласные и секущие жилы, минерализованные зоны дробления и штокверки в компетентных породах. Среди типично орогенных четко выделяется «дайковый» субтип (зарубежный аналог – гранитоид-хостед). В золото-сульфидных прожилково-вкрапленных и золото-кварцевых жильных месторождениях отмечается тесная ассоциация минералов As и Sb, а в золото-висмутитовых (золото-редкометалльных), связанных с гранитоидами, минералы As ассоциируют с минералами Bi. Минералы Sb и Bi встречаются вместе в рудах одних и тех же месторождений редко и, в основном, либо в дайковых - орогенных, либо в гранитоид-релейтед золото-висмутитовых. Первые месторождения формировались из низкоконцентрированных (обычно менее 10 масс%экв NaCl) флюидов, а золото-висмутитовые – из высококонцентрированных (обычно более 15 масс%экв NaCl).

Для месторождений золота рассмотренных орогенных поясов типичен сравнительно узкий диапазон вариаций изотопного состава серы сульфидов руд с некоторым преобладанием тяжёлого изотопа ($-2 \pm +9\%$) для месторождений палеопротерозоя и раннего палеозоя, локализованных в фемических террейнах, а также для мезозойских месторождений Монголо-Охотского пояса трансформной природы ($-4.6 \pm +7.8 \%$). Для сульфидов же позднемезозойских месторождений Яно-Колымского пояса характерны весьма широкие вариации изотопного состава серы ($-15.8 \pm +3 \%$) с креном в сторону преобладания легкой серы. Такая тенденция отражает большее участие коровых процессов в формировании орогенных руд золота в позднем мезозое. Для жильных карбонатов устанавливается общее поле изотопных составов углерода и кислорода независимо от возраста, что может свидетельствовать о близких физико-химических условиях их формирования. Изотопный состав свинца галенитов

Взаимоотношение разногиппного золотого оруденения и продуктов орогенных процессов в разновозрастных орогенных поясах.

Признаки	Балтйский щит (Палеопротерозой)	Восточный Саян (ранний палеозой)	Монголо-Охогский орогенный пояс (мезозой)	Яно-Кольмский орогенный пояс (поздняя юра-ранний мел)
Предыстория: обстановка пассивных и активных континентальных окраин, островных дуг и задуговых бассейнов	Колчеданные залежи в офиолитах и коматититах, порфиновые и мегаморфизованные месторождения золота в вулканогенно-осадочных комплексах (2200–1880)	Колчеданные залежи в офиолитах, вкрапленные руды в углеродистых толщах (700 млн. лет). Порфировые и эпitherмальные месторождения островных дуг (560–670 млн. лет)	Колчеданные залежи и вкрапленные руды (возраст руд неизвестен). Палеозойские гранитоиды	Вкрапленные сульфидные зоны в терригенных толщах (возраст руд неизвестен), колчеданные руды в островодужных вулканах (поздняя юра)
Орогенный магматизм и его возраст (млн лет)	Дайки и штоки тоналитов, гранодиоритов, порфиритов и долеритов (1880–1815)	Граниты I-типа (500–450) обогащены Sr и обеднены Rb. $St_0 = 0.703-0.710$. Дайки основных и средних пород, лампрофиров	Граниты I- и S-типа (215–145) обеднены Sr, обогащены B. $St_0 = 0.705-0.715$. Дайки средних и кислых пород, реже лампрофиров	Интенсивный гранитный магматизм S- и I-типов (155–141). $St_0 = 0.705-0.710$. Широко распространены дайки диоритового и гранит-порфиорового состава.
Металлогеническая ассоциация золотых руд	Месторождения полиметаллов, меди, никеля, железа, реже молибдена и вольфрама	Месторождения меди и молибдена, железа, платиноидов и хрома	Месторождения олова, вольфрама, молибдена и полиметаллов, редких металлов	Месторождения олова, вольфрама, полиметаллов (слабо)
Типы орогенных месторождений Au и их возраст (млн л.)	Золото-сульфидно-кварцевый, золото-сульфидно-вкрапленный (1850–1780) и гранитоид-релейтед (1815–1750)	Золото-сульфидно-кварцевый (480–440) Золото-висмутовый (480–450) гранитоид-релейтед	Золото-кварцевый (208–150) жильный и дайковый Золото-висмутовый (160–150) гранитоид-релейтед	Золото-сульфидный (≥ 155), золото-кварцевый (150–135) жильный и дайковый, золото-висмутовый (149–140) гранитоид-релейтед
$d^{34}S$ (‰) сульфидов Au месторождений.	Золото-сульфидно-кварцевый (-2 ÷ +9)	Золото-висмутовый (+5.0 ÷ +9.0) и золото-кварцевый (+1.1 ÷ +5.8)	Золото-висмутовый (-4.7 ÷ +5.4) и золото-кварцевый (+0.7 ÷ +7.8)	Золото-редкометалльный (-18 ÷ -6.7), золото-кварцевый (-14.6 ÷ +3.5) и золото-сульфидный (-5.6 ÷ -6.4)

и арсенопиритов указывает на нижнекоровые источники металлов и значительную роль мантийного вещества в формировании древних месторождений и месторождений трансформных окраин.

Таким образом, в архее и протерозое характерно широкое распространение золото-кварцевого и золото-сульфидного оруденения в сочетании с колчеданным – VMS и железистыми кварцитами, значимых различий между т.н. орогенными и связанными с гранитоидами месторождениями золота нет; в конце протерозоя (Енисейский кризис) и раннем палеозое (Вост. Саян) появляется золото-висмутовое связанное с гранитоидами оруденение; в позднем мезозое золото-висмутовое связанное с гранитоидами оруденение отчётливо отделяется от мезотермального золото-кварцевого («орогенного»), занимает самостоятельное место и имеет промышленное значение (Аляска). То есть, отмечается определённая дифференциация минерального вещества орогенных золоторудных месторождений во времени. В древних золото-кварцевых жилах турмалин является хоть и редким, но обычным минералом (Финляндия, Карелия-Россия, Абитиб-Канада), равно как и минералы висмута и теллура, в то время как в фанерозойских золоторудных месторождениях они концентрируются в самостоятельном золото-висмутовом типе. Аналогично и минералы сурьмы, которые концентрируются в мезотермальном орогенном оруденении золото-кварцевого типа. Минералы мышьяка равно встречаются во всех типах орогенного оруденения на всех этапах его проявления. Выявляется также определяющая роль субстрата в пространственном распределении разных типов золотой минерализации и в ее металлогенических ассоциациях с другими типами оруденения (табл.). Наибольшее разнообразие наблюдается там, где преобладает сиалический коровый субстрат.

OROGENIC Au DEPOSITS IN SPACE AND TIME

Goryachev N.A.

North-East Interdisciplinary Science Research Institute FEB RAS, Magadan, goryachev@neisri.ru

General and specific features of orogenic gold deposits of the Baltic Shield Archean (2.7 Ga) and Palaeoproterozoic (1.85-1.8 Ga) orogenic gold deposits of the Baltic Shield display features typical of orogenic deposits among which are localization in fault zones; associated orogenic metamorphism and magmatism; tendency to mafic volcanic and plutonic rocks with respect to sedimentary is equal; common metasomatic rocks; absence of clear silicification. Interesting is the fact that most deposits are confined to the metamorphic rocks of amphibolite facies. Ore geochemistry is quite complex, i.e. Au, Ag, As, Cu, Sb, Bi, Te, W, S, Co can be main ore components. This is reflected in the ore composition with such main minerals as pyrite, pyrrhotite, arsenopyrite, chalcopyrite, lollingite, sphalerite, galena, cobaltine, pentlandite, tetrahedrite, aurostibite, maldonite, native Bi, Sb, Ag, Bi, Pb, Fe, Ni, Au, Ag tellurides, rare selenides, kostibite. Veins are typically composed of amphibole, quartz, albite, tourmaline, biotite, chlorite. This is the mineralogy not typical of Phanerozoic orogenic deposits. Skarn and granite-related deposits associated with orogenic ones do not differ from orogenic in terms of ore mineralogy! In addition, ancient orogenic belts also contain metamorphosed, possibly former epithermal gold deposits (Orivesi, etc.) which have mineral composition close to orogenic deposits.

General and specific features of orogenic gold deposits of the Eastern Sayan In this Early Proterozoic orogenic belt there is a huge variety of gold deposit types. One associate with volcano-plutonic associations of island-arc type (Au-pyrite-telluride, Au-Ag-polysulphide) while other with granitoid complexes of accretion-collision type (A-sulphide disseminated, Au-polysulphide, Au-Bi, Au-Ag-polysulphide). It indicates presence of at least two gold mineralization stages which are pre-accretional (pre-orogenic) volcanic-plutogenic and accretion-collision (orogenic). The pre-orogenic Au-pyrite-telluride deposits tend to the borders of rigid Precambrian lumps of rocks with spatio-temporal relationship with volcanogenic Sarkhoy series and granitoids of the tonalite-plagiogranite unit. The orogenic Au-polysulphide disseminated ore associates with ancient ophiolitic complexes and black schists that is reflected in their high PGE content, and are common in the carbonate beds of the Il'chirsky sinclinorium, tending to the fields of K-Na granitoids of the diorite-granite unit that completes orogenic igneous activity. The ore constantly contains tellurides of gold and other elements, and Bi and Sb minerals. At the same time, there are ore occurrences with a clearer relationship with granites, and tight correlation between gold and Bi, As. These are united into a Au-Bi type of deposits which are genetically related to granitoids.

General and specific features of orogenic gold deposits of the Mongolo-Okhotsk belt This orogenic belt formed under the shear conditions of transform continental margins. In conformity with orogenesis migrating from west to east and from Early to Late Mesozoic, ore age rejuvenates along with movement of the orogenesis front. This ore relates to the processes of zonal metamorphism at early stages with dikes of intermediate and acid composition, and hypabyssal granitoid and monzonite intrusions at later stages, as well as co-existence of Au-quartz, Au-sulphide-quartz, and Au-Bi occurrences in single structures with Au-Ag epithermal, and Sb-Hg. There are also predominance of veined and dike type of mesothermal gold deposits and their combination with granitoid-related deposits. Sb, Bi and As minerals present in the ore together, and that is why it is hard to reveal mineral types.

General and specific features of orogenic gold deposits of the Yano-Kolyma belt There are three gold ore types formed during the orogenic stage of the belt evolution. These are veinlet-disseminated Au-sulphide, Au-quartz veins and granitoid-related Au-Bi (Au-rare metal). Different type deposits and ore occurrences spatially locate in the same aureole with the green schist metamorphism zones and S- and I- type granite plutons of ilmenite series (reduced granitoids). In terms of structure, these are concordant and cutting veins, mineralized shear zones, and stockworks in the competent rocks. A dike subtype is distinguished among typically orogenic occurrences (granitoid-hosted). In Au-sulphide veined-disseminated and Au-quartz veined deposits there is a tight association of As and Sb minerals while in Au-Bi granitoid-related (Au-rare metal) As minerals coexist with Bi minerals. Sb and Bi minerals occur together in the ores of the same deposits quite rare, and mainly either in dike-orogenic or in granitoid-related Au-Bi occurrences.

Relationship of gold mineralization and orogenic derivatives in the orogenic belts of different age.

Features	Baltic Shield (Palaeoproterozoic)	Eastern Sayan (Early Palaeozoic)	Mongolo-Okhotsk orogenic belt (Mesozoic)	Yano-Kolyma orogenic belt (Late Jurassic-Early Cretaceous)
Prehistory: passive and active continental margins, island arcs, and back-arc basin	Sulphides in ophiolites and komatiites, porphyry and metamorphosed gold deposits in volcano-sedimentary complexes (2200–1880)	Sulphides in ophiolites, disseminated ore in carboniferous rocks (700 Ma). Porphyry and epithermal island-arc-related deposits (560–670 Ma)	Sulphides in ophiolites and disseminated ore (age unknown). Palaeozoic granitoids.	Disseminated sulphides in terrigenous rocks (age unknown), sulphides in island-arc volcanics (Late Jurassic)
Orogenic magmatism and its age (Ma)	Dikes and stockworks of tonalite, granodiorite, porphyrites, and dolerites (1880–1815)	I-type granite (500–450) enriched with Sr and depleted in Rb. Sr0 = 0.703–0.710. Dikes of mafic and intermediate rocks, lamprophyre	I- and S-type granites (215–145) depleted in Sr, enriched with B. Sr0 = 0.705–0.715. Dikes of intermediate and acid rocks, rare lamprophyre	Intensive S- and I-type granite magmatism (155–141). Sr0 = 0.705–0.710. Dolerite and granite-porphyry dikes are common.
Gold ore coexistence with different metals	Polymetallic, Cu, Ni, Fe (Mo, W) deposits	Cu and Mo, Fe, PGE, and Cr deposits	Sn, W, Mo, and polymetallic and rare metallic deposits	Sn, W, polymetallic deposits (minor)
Orogenic Au deposit types are their age (Ma)	Au-sulphide-quartz, Au-sulphide-disseminated (1850–1780), and granitoid-related (1815–1750)	Au-sulphide-quartz (480–440) Au-Bi (480–450) granitoid-related	Au-quartz (208–150) veins and dikes Au-Bi (160–150) granitoid-related	Au-sulphide (≥ 155), Au-quartz (150–135) veins and dikes, Au-Bi (149–140) granitoid-related
$\delta^{34}\text{S}$ (‰) in sulphides of Au deposits.	Au-sulphide-quartz (-2 ÷ +9)	Au-Bi (+5.0 ÷ +9.0) and Au-quartz (+1.1 ÷ +5.8)	Au-Bi (-4.7 ÷ +5.4) and Au-quartz (+0.7 ÷ +7.8)	Au-rare metals (-18 ÷ -6.7), Au-quartz (-14.6 ÷ +3.5) and Au-sulphide (-5.6 ÷ -6.4)

ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ ЗОЛОТОНОСНОСТИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА

Ивашенко В.И.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, ivashche@krc.karelia.ru

На базе большого объёма оригинальных фактических данных и системного обобщения и анализа литературных источников по золоторудным месторождениям и проявлениям Фенноскандинавского щита исследуются главные проблемы его золотоносности. Обосновываются отличия данного щита от других докембрийских щитов и делаются выводы о вероятных причинах низкой золотопродуктивности архейских зеленокаменных поясов в его пределах. Приводится аргументация того, что свекофеннские значения возрастов –1.8–1.7 млрд. лет, полученные K-Ar и Rb-Sr методами для архейских золоторудных проявлений Карельского кратона, отражают время достижения температуры закрытия соответствующих изотопных систем их минеральных ассоциаций, подвергшихся свекофеннскому тектоно-термальному воздействию, или время образования новых минеральных парагенезисов, которые не сопровождаются золотым оруденением. Главные перспективы золотоносности Фенноскандинавского щита связываются с орогенным мезотермальным типом оруденения в палеопротерозойских зеленокаменных поясах и свекофеннидах.

Золоторудные месторождения на Фенноскандинавском щите сосредоточены преимущественно в палеопротерозойских и неоархейских зеленокаменных поясах и свекофеннидах (рис. 1), соответствующие рудные объекты в пределах которых в генетическом аспекте практически идентичны. Они относятся к нескольким генетическим типам, главными среди которых являются орогенический мезотермальный, порфировый (intrusion-related), колчеданный (VMS) и эпитермальный (табл. 1). Их формирование происходило в неоархейскую (2.8–2.5 млрд. лет) и свекофеннскую (1.9–1.8 млрд. лет) металлогенические эпохи.

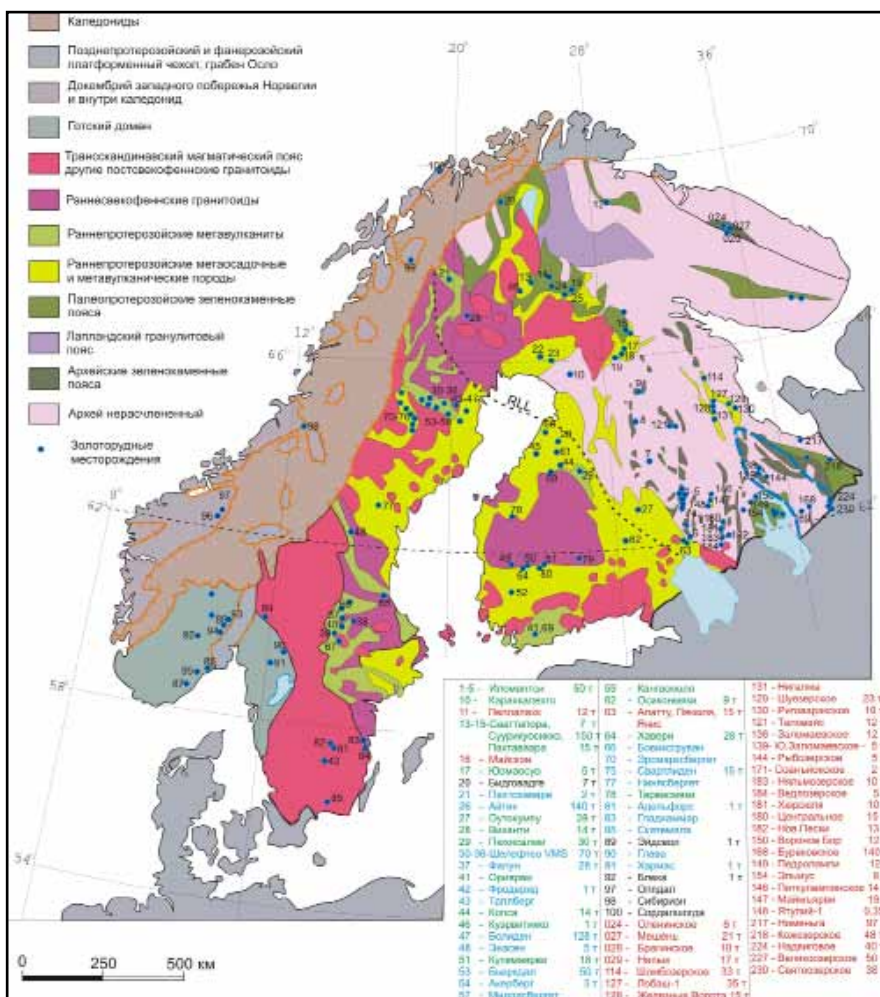


Рис. 1. Схема размещения золоторудных месторождений на территории Фенноскандинавского щита, по [7, 11, 20, 21, 31, 32 и др.]. В списке месторождений буква в круглых скобках после наименования месторождения обозначает его государственную принадлежность: (Р) – Россия, (Ф) – Финляндия, (Ш) – Швеция, (Н) – Норвегия. Рядом с названием месторождения – ресурсы (для России) и запасы (другие страны) золота в тоннах. RLL – Раахе-Ладожская линия.

Таблица 1. Генетические типы золоторудной минерализации Фенноскандинавского щита.

Генетический тип	Геологические структуры	Возраст млрд. лет	Месторождения рудопроявления
Орогенический мезотермальный (мезозональный)	AR зеленокаменные пояса: Иломанси, Хатту, Кухмо, Суомуссалми, Ялонвара, Костомукша, Сумозеро, Хаутоваара, Колмозеро	AR 2.7	Валкеасуо, Пампало, Рямепуро, Хатуноя, Оленинское, Рыбозеро, Хюрсюля, Берендей
	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Куусамо, Перяпохья, Карасьйоки, Каутокейно, Кируна, Печенга-Варзуга	PR 1.9–1.85	Пахтаваара, Сааттопора, Суурикуосикко, Биджовадгге Пахтохаваре, Майское
	Свекофеннский складчатый пояс: Шеллефте, Раахе-Хаапаярви, Саво, Тампере, Бергслаген, С. Приладожье	PR 1.87–1.83	Акерберг, Осиконмяки, Лайвакангас, Пякюля, Алатту, Янис, Райконкоски
	Транскандинавский магматический пояс	PR 1.8–1.7	Адельфорс, Солстад
	Готский домен	PR 1.0	Глава, Харнас, Блэка Эйдсволл, Векселмур
	Докембрий Норвегии: Довре, Оппдал, Гаутелисфьелл, Ромбак, Рингвассова	(?)	Сордалшогда, Сибириэн, Гаутелисфьелл, Оппдал
	Порфиновый (Intrusion-related)	AR зеленокаменные пояса: Авнеозеро-Парандовский, Ялонвара-Иломанси, Колмозеро	AR 2.8–2.7
Свекофеннский складчатый пояс: Гелливаре, Шеллефте, Центральная Остроботния		PR 1.9–1.85	Айттик, Бьеркдал, Копса, Юоухинева, Таллберг
VMS (колчеданный)	Свекофеннский складчатый пояс: Раахе-Ладожская, Шеллефте, Бергслаген, Фредерид	1.92–1.87	Оутокумпу, Пюхясалми, Виханти, Удден, Ренстром, Фалун
Эпитермальный (+метаморфизм)	AR зеленокаменные пояса: Ояярви	AR 2.7	Кюльмякангас (?)
	Свекофеннский складчатый пояс: Тампере, Шеллефте	PR 1.9	Кутемаярви, Болиден, Энасен, Исовеси, Йокисиву
Скарновый и Au,Cu,Fe-рудный	PR зеленокаменные пояса: Лапландский, Перяпохья	PR 1.9–1.8	Куэрвитикко, Вяхайоки
Палеороссыпи	Центральная Лапландия, Тунгудская, Янгозерская, Нименьга	1.9–1.8	Каарестунтури, Оутаряя, Нигалма, Маймьярви, Ятулий-1, Нименьга
Россыпи	Северная Лапландия		Ивалойоки, Лемменйоки

Примечание: таблица составлена с использованием данных [31, 37].

Месторождения золота *орогенического мезотермального типа* широко распространены в докембрии, размещаясь в аккретированных и коллажированных террейнах и контролируясь зонами сдвиговых дислокаций глубинного заложения [33]. При этом представляется, что для образования месторождений данного типа не вполне обязательным является геологическая эволюция архейских доменов по сценарию концепции тектоники плит. Вполне приемлемы геодинамические модели пермобильных условий всех земных оболочек [22]. На Фенноскандинавском щите, по времени формирования и кратонизации отдельных его частей подразделяющегося на три домена: архейский, свекофеннский и готский, образование золотого оруденения орогенического типа происходило в коллизионные стадии их развития. Для архейского домена это относится к соответствующим периодам эволюции входящих в его состав Карельской и Кольской гранит-зеленокаменных областей, а также к свекофеннскому этапу развития сформированных в его пределах палеопротерозойских рифтогенных зеленокаменных поясов. Для свекофеннского домена, являющегося результатом конвергентного взаимодействия новообразованной океанической коры и Карельского кратона, формирование орогенических мезотермальных золоторудных месторождений сопряжено с коллизией по оси Раахе-Ладога и проявлением максимальной интенсивности соответствующего рудогенеза на удалении 50–200 км от неё (р. Шеллефте, Раахе-Хаапаярви) [7, 37]. Золоторудоконтролирующие сдвиговые структуры установлены также в сланцевом поясе Тампере, провинции Бергслаген, ЮЗ Финляндии и С. Приладожье.

Наиболее значимым и исследованным орогеническим мезотермальным оруденением золота в архее Фенноскандинавского щита являются месторождения района Иломанси (Финляндия) зеленокаменного пояса Ялонвара-Хатту-Тулос, в пределах российской части которого в сходной геологической позиции выявлено (КГЭ,

ИГ КарНЦ РАН) несколько перспективных рудопроявлений золота (Соаньйоки, Хатуноя, Пролонваара, Юованьйоки, Синкори и др.). В других архейских зеленокаменных поясах щита по масштабам и изученности выделяются месторождения Рыбозеро (3.28 т Au; 2.18 г/т) и Педролампи (3.4 т Au; 5.9 г/т) в Карельской гранит-зеленокаменной области и Оленинское (28 т Au, 3.1 г/т), Няльм (34.5 т Au, 0.35–3.7 г/т) – в Кольской [5].

Орогеническое мезотермальное золото в протерозое Фенноскандинавского щита представлено серией промышленных месторождений в Лапландском зеленокаменном поясе, среди которых одно из крупнейших в регионе – Суурикуосикко (>150 т; 6,1 г/т) и свекофеннидах (Осиконмяки, Йокисиву, Лайвакангас, Пякюля, Янис).

Промышленное оруденение золота *порфирового типа (intrusion-related)* по числу месторождений проявлено в пределах Фенноскандинавского щита незначительно. Однако по ресурсам и добыче золота в совокупности с комплексным характером руд представляется одним из ведущих геолого-промышленных типов месторождений золота в регионе. В архее это месторождения Лобаш-1 (40 т Au, 1.5 г/т), Пеллапахк (24 т Au, 0.1 г/т) [5, 21], Ялонвара и, вероятно, Таловейс и Заломаевское. В протерозое – Айтик (120 т Au, 0.2 г/т), Бьеркдал (20 т Au, 2.5 г/т), Копса (14 т Au) и др.

Золотоносущие колчеданные месторождения (VMS type) по состоянию изученности известны только для протерозоя: Финляндии – Оутокумпу (добыто 28 т Au), Виханти и Пюхясалми (~30 т Au) и Швеции – Ренстром, Уден, Маурлиден и др. Содержание золота в массивных сульфидных рудах на некоторых месторождениях в провинции Шеллефте (Холмтъярн – 8 г/т; Наслиден – 4.6 г/т) бывает необычно высоким. Это указывает на маловероятность такого концентрирования только в результате гидротермально-вулканической деятельности, но и в связи с эпигенетическими преобразованиями ранее сформированных руд и привнесом золота [39].

Эпитермальный тип золоторудной минерализации в Фенноскандии представлен преимущественно свекофеннскими месторождениями, три из которых разрабатывались (Болиден – 128 т Au, Энасен – 20 т Au, Кутемарви – >15 т Au). Количество золота, полученного из их руд, составляет почти половину объёма его добычи в регионе за весь исторический период. В архее данный тип золоторудной минерализации представлен единственным проявлением Кюльмякангас в Финляндии.

Сопоставление главных характеристических признаков золоторудных месторождений неархея и палеопротерозоя Фенноскандинавского щита (табл. 2) выявило их сходство и различия. Месторождения в полном объёме сходны по генетическим типам месторождений и частично по минеральным типам оруденения, что, вероятно, свидетельствует о принципиально близкой идентичности геодинамических обстановок и эндогенных режимов их формирования. Отличия заключаются в большем разнообразии минеральных типов оруденения, форм нахождения и состава золота, более широком спектре минералов-спутников золота с невысокими значениями удельной энергии кристаллической решётки и гораздо больших запасах протерозойских золоторудных месторождений Фенноскандинавского щита по сравнению с архейскими. По-видимому, это обусловлено различной динамикой проявления эндогенных процессов, ответственных за РТ-градиентные параметры соответствующих рудных систем в архейский и протерозойский этапы эволюции данного щита. Это нашло отражение и в крайне ограниченном распространении в архейских комплексах эпитермального и колчеданного (VMS) золотого оруденения (единичные мелкие проявления), арсенопиритсодержащих минеральных ассоциаций и «invisible gold», мелкомасштабности архейских золото-порфировых месторождений, преимущественно связанных с гранитоидами и крупноразмерности их протерозойских аналогов, образованных главным образом в связи с монцитонитоидами и тоналитами.

В совокупности с другими геологическими и геофизическими данными сравнительный анализ золотоносности Фенноскандинавского щита показал его металлогеническое своеобразие в распределении запасов золота между археем и протерозоем (табл. 2) по сравнению с другими докембрийскими регионами. Из всего объёма добытого в пределах щита золота (~500 т) на долю архейских месторождений приходится ~ 2 т (м. Пампало, Финляндия). Протерозойские (свекофеннские) месторождения Болиден (добыто 128 т Au, 411 т Ag), Айтик (активные запасы: Au – 140 т; Ag – 2800 т) и Суурикуосикко (>150 т Au) – самые крупные золоторудные объекты Европы.

Исходя из этого, главными проблемами золотоносности Фенноскандинавского щита в настоящее время можно считать невыясненность причин низкого золоторудного потенциала его архейских гранит-зеленокаменных комплексов по сравнению с другими докембрийскими регионами и металлогеническую неопределённость K-Ag и Rb-Sr датировок метасоматитов архейских золоторудных месторождений и проявлений в пределах Карельского кратона и Беломорского мобильного пояса.

Первая проблема, выражающаяся в металлогеническом своеобразии рассматриваемого щита в отношении золота, большинством геологов считается кажущейся и обусловленной лишь слабой его изученностью. Особенно это касается территории России (Карелия, Кольский п-ов), включающей около 90 % площади распространённых в его пределах архейских комплексов. Частично разделяя эту точку зрения, отметим, что архейские зеленокаменные пояса Финляндии опоискованы на золото достаточно детально, но общие запасы золота в них составляют всего ~ 50 т, а самым крупным месторождением является Пампало – 8.1 т.

Существуют и другие объяснения этому, основанные на сравнительном анализе и выявлении отличий Фенноскандинавского щита и развитых в его пределах архейских зеленокаменных поясов от других древних щитов, характеризующихся изобилием крупных месторождений золота [7, 9, 10, 26]. Дополнительными аргументами в пользу этого являются данные об особенностях глубинного строения щита, вещественном составе подстилающей литосферы и доминирующих петрохимических типах вулканитов в его зеленокаменных поясах [4, 6, 26 и др.].

В совокупности это отражает не вполне благоприятные геодинамические факторы его эволюции в архее [26] для формирования крупномасштабных орогенических мезотермальных золоторудных концентраций как ведущего для докембрия генетического типа золотого оруденения [33].

Таблица 2. Сопоставление главных характеристических признаков золоторудных месторождений неорархея и палеопротерозоя Фенноскандинавского щита.

Характеристические признаки	Архей	Протерозой
Орогенический мезотермальный тип		
Формационный тип	Золото-сульфидный (Пампало, Валкеасуо, Хатуноя, Педролампи, Рыбозеро, Оленинское)	Золото-арсенидный (Суурикуосикко, Осиконмяки, Пякюля) Золото-сульфидный (Пахтаваара, Юомасуо, Сааттопора) Золото-теллуридный (Райконкоски)
Минеральный тип	Золото-пирит-пирротинный Золото-пирротин-арсенопиритовый	Золото-арсенопиритовый Золото-пиритовый Золото-халькопиритовый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам. Au – 70–100%, Ag – 0–25%, Cu – 0–0.53%, Sb – 0–2.8%, Hg – 0–5%	Invisible gold, Золото сам. Au – 40–100%, Ag – 0–60%, Hg – 0–23%, Se – 0–1.7%, Te – 0–5%
Ресурсы/Добыча Au, т	200/1.8	870/130
Порфировый (intrusion-related) тип		
Формационный тип	Медно-золоторудный (Лобаш-1, Золото-редкометалльный (Ялонвара, Пеллапахк)	Медно-золоторудный (Айттик, Бьеркдал, Колса, Йохинева, Курула)
Минеральный тип	Золото-полисульфидный Золото-пиритовый	Золото-халькопиритовый Золото-арсенопиритовый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам. Au – 65–100%, Ag – 0–35%, Cu – 0–0.5%	Золото сам. Au – 40–100%, Ag – 0–55%, Cu – 0–0.9%, Hg – 0–12%
Ресурсы/Добыча Au, т	60/0	270/70
Колчеданный (VMS) тип		
Формационный тип	Золото-сульфидный (С.-Вожминское, Талпус, Няльмозерское)	Золото-сульфидный (Оутокумпу, Пюхясалми, Хавери, Виханги, Фалун, Ренстром)
Минеральный тип	Золото-полисульфидный Золото-халькопирит-пиритовый	Золото-полисульфидный Золото-халькопирит-пирротинный
Формы нахождения и состав золота	Золото сам.	Золото сам., электрум.
Ресурсы/Добыча Au, т	5/0	150/90
Эпитермальный тип		
Формационный тип	Золото-кварцевый (Кюльмякангас)	Золото-теллуридный (Кутемаярви, Йарвенпаа) Золото-полисульфидный (Болиден)
Минеральный тип	Золото-пиритовый	Золото-алтаит-пиритовый Золото-арсенопирит-пиритовый
Формы нахождения и состав золота	Золото сам	Золото сам. 94.9% Au, 2.4%, Ag 2.1% Pb; Au-Ag-Hg
Ресурсы/Добыча Au, т	?/0	200/150
Ресурсы/Добыча золота (т) – всего	265/1.8	1490/440

Примечание: с использованием [5, 13, 21, 31, 32 и др.], <http://en.gtk.fi/ExplorationFinland/Commodities/Gold/depositlist.html>, <http://geomaps2.gtk.fi/website/fodd/viewer.html>.

Фенноскандинавский щит существенно отличается от богатых золоторудными месторождениями докембрийских щитов повышенными значениями гравитационного потенциала (рис. 2) и обобщёнными петрохимическими параметрами вулканитов архейских зеленокаменных поясов (рис. 3). Для докембрийских щитов отмечается значимая корреляционная связь между аномальным гравитационным потенциалом (плотностью подстилающей

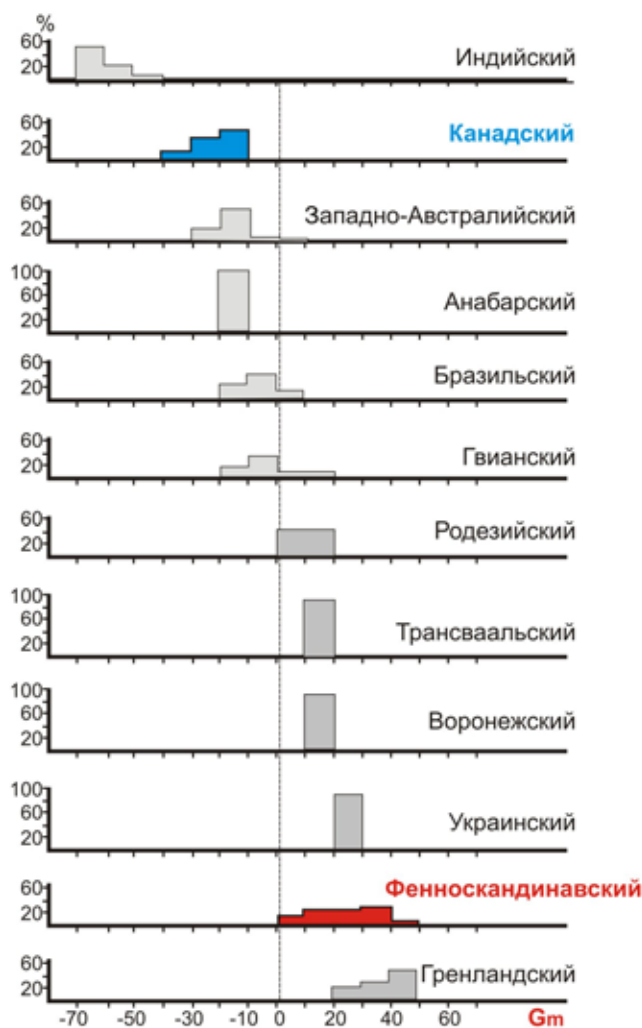


Рис. 2. Распределение значений гравитационного потенциала (Gm) в пределах докембрийских щитов, не подвергшихся существенной тектонической переработке в фанерозое [26].

лось в менее активной конвекции архейской мантии в этот период на Фенноскандинавском щите и формировании дискретностей и геохимических неоднородностей среди архейских кратонов.

Мантия Карельского кратона Фенноскандинавского щита по сравнению с хондритом и ПМ обеднена Cr, Ni, Co, тогда как мантия Арктической платформы, кратонов Слейв и Вайоминг Канадского щита обогащена этими элементами (рис. 5) [6]. Вследствие этого, в соответствии с известным геохимическим рядом мантийности элементов А.И. Перельмана [23]: (Te Ni > Cr > Mg > Co > Fe > Mn > Au > (O, Si, Ge, Se, Ag) ...) предполагается обедненность мантии Карельского кратона и золотом.

Геохимическая неоднородность архейской литосферы признается многими исследователями [25]. Более того, считается, что она определяет так называемую эмбриональную рудоносность мантии [30], являющуюся главным металлогеническим фактором при формировании «мантийных» месторождений (Cr, Pt, Ni, Co, U, W, Au, Ag) [38]. Геохимическая неоднородность земной литосферы проистекает из её петрохимической (вещественной) неоднородности, предопределяемой неоднородным характером геодинамической эволюции отдельных регионов, в особенности на самых ранних этапах их геологического развития. Отсюда неоднородный характер распределения месторождений на докембрийских

щиты литосферы) и их золотоносностью (рис. 4).

Наиболее существенные отличия Фенноскандинавского щита по этим параметрам отмечаются в сравнении с Канадским, Западно-Австралийским и Индийским щитами (рис. 2–4). Характер этих отличий позволяет предполагать для него несколько иную геодинамическую эволюцию, чем для вышеназванных щитов. Для этапов 2.96–2.91 и 2.88–2.81 млрд. лет разрастание океанической коры на Фенноскандинавском щите происходило преимущественно за счёт плюмовых источников. Большая часть базальтов зеленокаменных поясов щита формировалась в обстановках океанических или континентальных плато и плейт-тектонический механизм в полной мере не действовал [4, 19]. Исходя из этого, представляется маловероятным широкое проявление на данном щите пологой субдукции и «вялого» её течения в условиях невысокого бароградиентного поля и существенной водонасыщенности астеносферного канала как одних из главных геодинамических факторов, способствующих формированию орогенических мезотермальных золоторудных месторождений.

Коллизионные процессы играют двойственную роль в отношении генезиса золотого оруденения. С одной стороны, они приводят к трансформации более ранних золотосодержащих рудных формаций (главным образом колчеданного семейства), обуславливая разные металлогенические последствия для золота, а с другой – к новообразованию золотого оруденения в связи с коллизионными вещественными комплексами, контролируемые сложно построенными зонами разломов [27].

Термальный пик в архейской мантии Карельского кратона проявился на 300 млн. лет раньше глобального пика на рубеже 2.7 млрд. лет [9] и соответственно до неорархейской золотоносной эпохи – 2.8–2.5 млрд. лет, что, по-видимому, вырази-

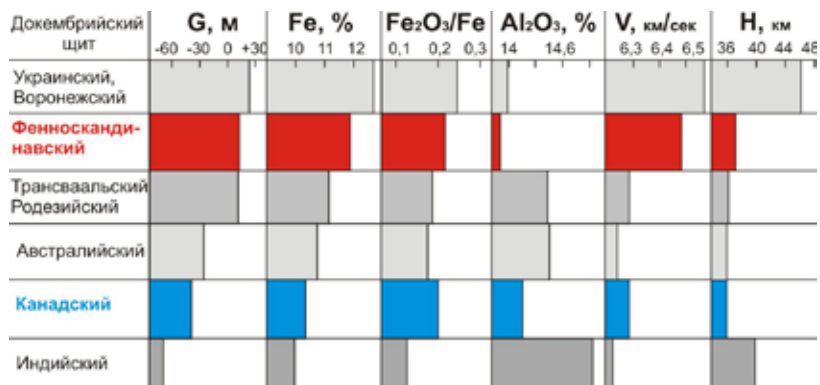


Рис. 3. Петрохимические и геофизические характеристики архейских зеленокаменных поясов, осреднённые с учётом их площадной распространённости в пределах щитов [1].

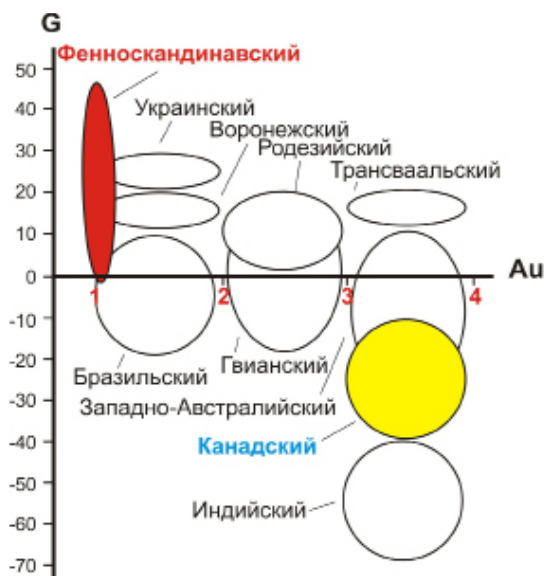


Рис. 4. Соотношение масштабов докембрийских золоторудных месторождений (Au) со значениями гравитационного потенциала (G) в пределах докембрийских щитов [26]. Месторождения: 1 – мелкие, 2 – средние, 3 – крупные, 4 – суперкрупные.

сохранения ранее образованных архейских золоторудных концентраций в зеленокаменных поясах вследствие пространственного несовпадения зон мобилизации, транспортировки и отложения рудного вещества в функционировавших в одних и тех же тектоноструктурах Карельского кратона орогенных мезотермальных рудных системах неархейского и свекофеннского времени.

Свекофеннские метаморфо-метасоматические процессы обуславливали перераспределение золоторудных концентраций и их вынос в горизонты впоследствии подвергшиеся эрозии. При этом, согласно экспериментальным данным [24, 35, 36], наиболее интенсивно растворение и вынос золота должны были происходить в присутствии сульфидов. Подтверждение этому – различия золотоносности архейских и протерозойских колчеданных месторождений Фенноскандинавского щита [8].

Лопийский кратон испытывал преимущественно воздымание и подвергался существенной эрозии. Следовательно, широкое распространение в настоящее время в пределах архейских зеленокаменных поясов метасоматитов свекофеннского возраста с РТ-параметрами, благоприятными для локализации золотого оруденения, свидетельствует о том, что изофациальные архейские метасоматиты в них, вероятно, полностью эродированы или перекристаллизованы. При формировании свекофеннских метасоматитов по архейским породам (включая и метасоматически преобразованным) растворы проходили через деплетированные толщи, из которых ещё в архейское время были экстрагированы рудные элементы, в т. ч. и золото, и, следовательно, не обогащались им, а потому в благоприятных физико-химических условиях не могли приводить к образованию его значительных концентраций. Вероятно, свекофеннские эндогенные процессы к «разубоживанию» ранее образованных архейских золоторудных концентраций вследствие того, что наиболее распространённым пространственным соотношением зон мобилизации, транспорта и отложения неархейских и свекофеннских рудных систем являлось совпадение свекофеннских зон отложения с архейскими зонами мобилизации или транспорта, в то время как архейские зоны отложения были в различной степени эродированы [7] (рис. 6). Этим, видимо, и объясняется наличие в архейских зеленокаменных поясах Фенноскандинавского щита большого числа проявлений при крайне ограниченном распространении мелких месторождений и отсутствии крупных золоторудных объектов.

Вторая проблема, связанная с изотопным определением возраста золоторудных объектов орогенического мезотермального типа [18], по совокупности геологических данных относящихся к неархейской металлогенической эпохе, вытекает из первой. Вероятно, она обусловлена свекофеннскими гидротермально-метасоматическими процессами, накладывающимися на золотоносные метасоматиты архейского возраста. Для Фенноскандинавского щита доказанным и общепризнанным считается унаследованность формирования долгоживущих сдвиговых зон

щитах, наиболее ярко проявившийся для золота в сравнении архейских кратонов Канадского и Фенноскандинавского щитов (рис. 4).

Долевая площадь зеленокаменных поясов Карельского кратона значительно меньше, чем в Абитибиде, что, вероятно, свидетельствует о геодинамических различиях их развития и разной степени эрозии [9]. Данная закономерность ещё более усиливается при сопоставлении площадей распространения вулканоплутонических ассоциаций в этих докембрийских регионах [34].

Таким образом, низкий золоторудный потенциал архея Фенноскандинавского щита, вероятно, не следствие недостаточной изученности территории щита. Причина, скорее всего, в малой золотопродуктивности, объясняющейся вышеприведёнными его отличиями от других щитов, а также более глубокой эродированностью и массивированной тектоно-термальной и структурно-метаморфической проработкой его архейских доменов в свекофеннскую эпоху [7, 10].

Свекофеннская тектоно-термальная проработка архейских доменов Фенноскандинавского щита была крайне неблагоприятным фактором для

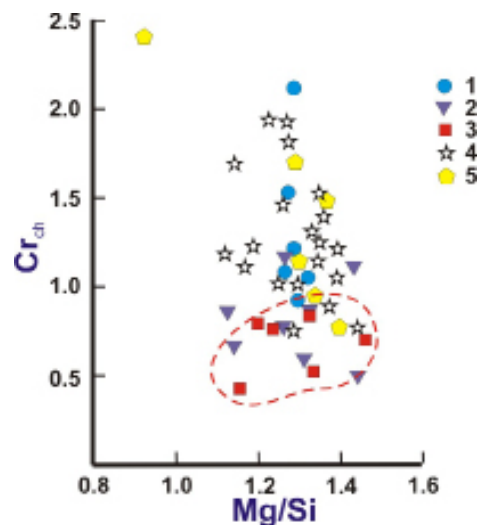


Рис. 5. Зависимость Mg/Si-содержания хрома, нормированного к хондриту, в перидотитовых ксенолитах из мантии, подстилающей архейские кратоны [6]. Кратоны: 1 – Вайоминг, 2 – Восточно-Сибирская платформа, 3 – Карельский, 4 – Арктическая платформа, 5 – Слейв.

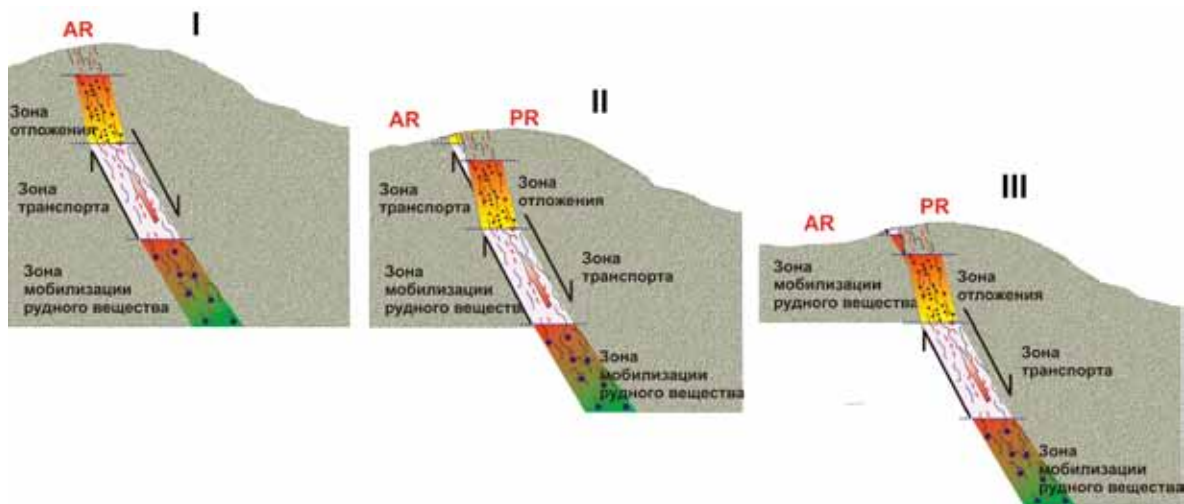


Рис. 6. Модель соотношения архейской и свекофеннской орогенных золоторудных систем, приуроченных к одной и той же тектоно-сдвиговой структуре, в зависимости от степени эрозии в период времени между их зарождениями. I – эрозия нулевая (время формирования архейской рудной системы), II, III – степень эродированности на момент зарождения свекофеннской рудной системы: II – средняя и значительная, III – сильная.

север-северо-восточного и северо-западного простираний с позднего архея до новейшего времени, локализуемых вдоль зеленокаменных поясов.

Изохронная модель Rb/Sr датирования, реализованная на ряде золоторудных объектах в пределах этих поясов [18], должна обеспечиваться серией одновременных минеральных парагенезисов, имеющих идентичный изотопный состав обычного стронция и варьирующие Rb/Sr отношения, создающие реальный наклон изохроны. Однако прямая на изохронной диаграмме может быть и результатом смешения компонентов (архейских и протерозойских) с различными Rb/Sr отношениями и изотопным составом стронция и в таком случае будет ложной изохроной [3], фиксирующей возраст, не имеющий реального геологического смысла.

В пределах Карельского кратона K-Ag и Rb-Sr датирование метавулканитов, интрузивных пород и метасоматитов, в т.ч. и на некоторых золоторудных объектах [18], повсеместно даёт свекофеннские значения возрастов – 1.8–1.7 млрд. лет, фиксируя время достижения температуры закрытия соответствующих изотопных систем

минералов пород, подвергшихся свекофеннскому тектоно-термальному воздействию или время образования новых минеральных ассоциаций.

Это отличается для ряда золоторудных объектов (Таловейс, Педроламп и др.). Вычисленный для них возраст ~1720–1750 млн. лет (табл. 3) [18] не коррелируется ни с каким реальным геологическим событием на Фенноскандинавском щите, а для рудопроявления Хатуноя в Ялонварской структуре представляется парадоксальным, т.к. по сути для одних и тех же штучных проб другим методом (Re/Os по молибдениту, ун-т шт. Колорадо, США) возраст определён как архейский – 2772±11 – 2773±11 млн. лет.

Фактические данные о сопряжённости свекофеннских минеральных преобразований на архейских золоторудных месторождениях и проявлениях Фенноскандинавского щита с продуктивной минерализацией золота отсутствуют. Тем более, в определении последовательности

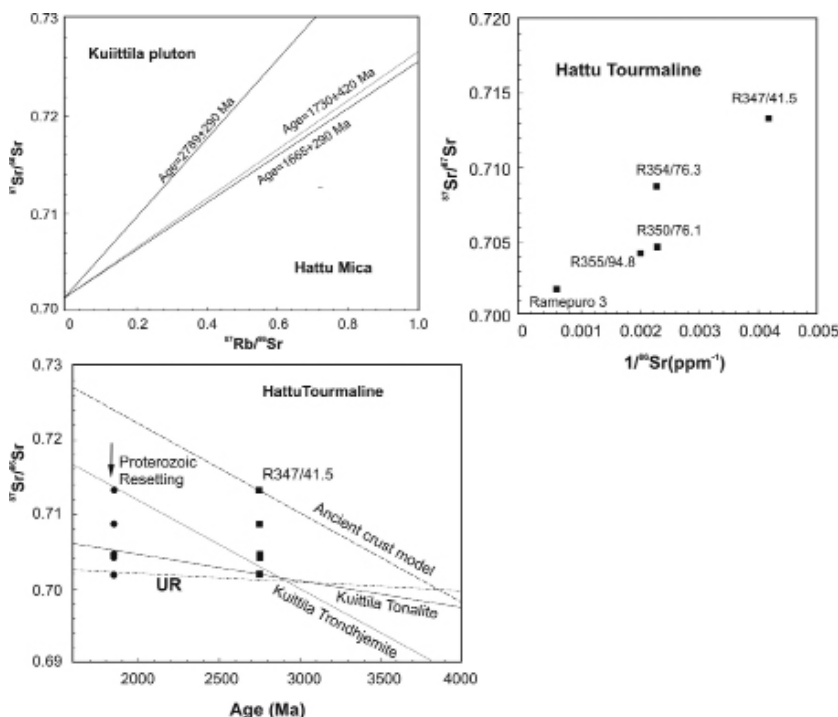


Рис. 7. Результаты Rb-Sr исследований золоторудного месторождения Пампало [32].

проявления рудоконтролирующих сдвиговых дислокаций на этих рудных объектах доминируют субъективные факторы и выводы, сделанные разными, а иногда одними и теми же авторами, крайне противоречивы. Это наглядно демонстрируется пример месторождения Педроламп (табл. 4).

В поясе Хатту в Финляндии на месторождении Пампало K-Ar и Rb-Sr методами также получены свекофенские датировки (рис. 7). Финские геологи объясняют их тектоно-термальным событием соответствующего времени, не сопровождавшимся образованием золоторудной минерализации [32]. Интерпретируя Rb/Sr изотопные соотношения для турмалинов из золотоносных метасоматитов данного месторождения, они приходят к выводу не о первичном высоко-радиогенном изотопном составе стронция в них, а о его поздней модификации в свекофенское время синхронно массовому формированию орогенных мезотермальных золоторудных объектов в собственно палеопротерозойских доменах.

Таблица 3. Результаты Rb-Sr датирования метасоматитов золоторудных месторождений и проявлений Карельского кратона Фенноскандинавского щита [18].

Месторождение, проявление	Вмещающие породы (возраст)	Rb-Sr данные
Таловейс	Метавулканы (~2.8 млрд. лет); гранитоиды (2715±5 млн. лет, U-Pb по циркону)	1717±27 млн. лет (87Sr/86Sr) ₀ = 0.7107±12 СКВО = 1.1
Педролампи	Метавулканы (2876±15 млн. лет, U-Pb по циркону), метаосадки Pt	1717±9.6 млн. лет (87Sr/86Sr) ₀ = 0.709834±21 СКВО = 0.22
Фаддейнкелья	K-Na граниты	1726±9 млн. лет (87Sr/86Sr) ₀ = 0.71185±37 СКВО = 0.5
Ялонвара, Хатуноя	Метавулканы (~2750 млн. лет); гранитоиды (2748–2724 млн. лет, U-Pb по циркону)	1745±15 млн. лет (87Sr/86Sr) ₀ = 0.71165±23 СКВО=0.51 1716±95 млн. лет (87Sr/86Sr) ₀ = 0.7171±37 СКВО=5.5
Хаутоваара (Центральное)	Гранитоиды (2743±8 млн. лет, U-Pb по циркону)	1727±58 млн. лет (87Sr/86Sr) ₀ = 0.7283±23 СКВО = 0.99
Пякюля	Тоналиты (1874±11 млн. лет, U-Pb по циркону)	1857±34 млн. лет (87Sr/86Sr) ₀ = 0.70288±27 СКВО = 4.4

Следовательно, Rb-Sr определения возраста для ряда золоторудных объектов Карельского кратона отражают время их ремобилизации. Это подтверждается другими методами датирования.

Таким образом, основываясь на приведённых существенных отличиях Фенноскандинавского щита от докембрийских регионов, изобилующих крупными месторождениями золота, и результатах K-Ar и Rb-Sr изотопного датирования метасоматитов золоторудных объектов архейских зеленокаменных поясов в его пределах, в большинстве своём показывающих их свекофенский возраст [12, 14, 15, 18, 20 и др.], перспективы его архейских доменов на золото представляются невысокими. Потенциально промышленно золотоносными могут быть только архейские зеленокаменные структуры, не подвергшиеся существенной эрозии и интенсивным свекофенским метаморфо-метасоматическим преобразованиям.

Металлогенический потенциал золотого оруденения Фенноскандинавского щита в целом и Карело-Кольского региона в частности, в т.ч. и на крупные золоторудные месторождения, по аналогии с территориями Финляндии и Швеции связывается с протерозойскими структурами и Свекофенской эпохой рудообразования. Тем более, что ряд установленных на зарубежной части щита протерозойских золоторудоконтролирующих структур (Раахе-Ладожская, Лапландский зеленокаменный пояс и др.) прослеживается на её территорию, а исследование одной из них в настоящее время проводится с ИГ КарНЦ РАН в рамках международного проекта FENGOT–«Фенноскандинавский золотой трансект».

Работа выполнена по программе № 23 Президиума РАН, проект «Минерагения Онежского рудного района».

Список литературы

1. Абрамович И.И., Клушин И.Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
2. Алексеев В.Ю., Волков А.В., Прокофьев В.Ю. Минералогия и условия формирования золоторудного проявления Педролампи (Карелия, Россия) // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения СЗ России. Матер. Всерос. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 12–15.
3. Андреичев В.Л. Графические методы в Rb-Sr геохронологии // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 315–328.
4. Арестова Н.А., Артеменко Г.В. Сравнение базитов архейских зеленокаменных поясов Балтийского и Украинского щитов с современными базальтами: источники и геодинамика (на основе анализа геохимических данных) // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Матер. научн. конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 12–14.
5. Гавриленко Б.В. Минерагения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита. Докт. дисс. Апатиты, 2003. 399 с.
6. Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Вревский А.Б. и др. Природа химической неоднородности континентальной литосферной мантии // Геохимия. 2009. № 9. С. 910–936.
7. Иващенко В.И. Золото Фенноскандии – металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии // Тр. КарНЦ РАН. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 84–111.

Таблица 4. Результаты структурно-тектонических исследований месторождения Педролампи.

Литературные источники						
Минерально-сырьевые...., 2005 [21]	Сизова, Ларионова, 2006 [29]	Ларионова и др., 2007 [17]	Ларионова, 2008 [18]	Кулешевич, Лавров, 2007 [13]	Алексеев и др., 2007 [2]	Самсонов и др., 2009 [28]
<p>Рудоконтролирующая структура – Субмеридиональная зона расщепления, проходящая вдоль контакта лопийских толщ с ятулийскими кварцитопесчаниками. Рудовмещающие – породы лопия; серицит-кварцевые, кварц-карбонат-слюдистые, хлорит-серицитовые, кварц-карбонат-хлоритовые сланцы и кварц-карбонат-турмалиновые метасоматиты.</p>	<p>Субмеридиональная тектоническая зона (ТЗ-1) выделяется в метавулканитах Ag, в метасадках Pt – нет. Северо-западная тектоническая зона (ТЗ-2) параллельна контакту Ag и Pt пород и захватывает все месторождение. Золотосносные метасоматиты сопряжены с формированием ТЗ-2.</p>	<p>В свдвиговой зоне представлены две системы дислокаций: более ранняя – Северо-западная (336–338°) и более поздняя – Субмеридиональная (355–4°). Северо-западная система – доломит-анкерит-хлорит-серицит-турмалин-кварцевая ассоциация; Субмеридиональная – серицит-хлорит-кальцит-турмалин-кварцевая ассоциация с сульфидами (пирит, халькопирит), наложена на первую ассоциацию. Основные золоторудные концентрации – в метасоматитах второй ассоциации.</p>	<p>Золоторудная минерализация приурочена к региональному свдвиговому нарушению Северо-западного простирания, наложенному как на архейский метавулканогенный, так и на палеопротерозойский (ятулийский) метасоматический субстрат.</p>	<p>В свдвиговой зоне две системы дислокаций: более ранняя – Субмеридиональная (350°), более поздняя – Северо-западная (330°). В лопийских метавулканитах на удалении от стратиграфического контакта наиболее отчетливо проявлена субмеридиональная сланцеватость, а вблизи свдвиговой зоны – СЗ сланцеватость, такая же, как в ятулийских толщах. Месторождение приурочено к узлу пересечения субмеридиональной (архейской) и СЗ (протерозойской) зон свдвиговых деформаций.</p>	<p>Золоторудная минерализация локализована в Субмеридиональной зоне расщепления на контакте лопийских метавулканитов с ятулийскими кварцитопесчаниками и конгломератами. Вмещающие основное золото оруденение породами являются тектонически проработанные, расщепленные, окварцованные, карбонатизированные, пиритизированные и турмалинизированные породы лопия.</p>	<p>В доятулийское время – не менее 3 структурных парагенезисов свдвиговых дислокаций Северо-западного простирания, контролирующих кварц-карбонат-турмалиновые золотосносные жилы и рассеянную золотосносную сульфидную микровкрапленность В постъятулийский период – структурные парагенезисы Субмеридиональной свдвиговой дислокации в лопийских метавулканитах и ятулийских метасадках. Затем, не менее десяти фаз свдвиговых деформаций, отвечающих наиболее поздним «сквозным» субмеридиональным дислокациям, контролирующим золотосносную сульфидную минерализацию и сингенетические метасоматиты, с возрастом 1700 млн. лет.</p>

8. Иващенко В.И., Голубев А.И. Колчеданное оруденение – перспективная базовая золоторудная формация Карельского региона // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 5–11.
9. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
10. Кожевников В.Н. Голубев А.И., Рыбаков С.И. Рудоконтролирующие факторы золотоносности в архейских зеленокаменных поясах (на примере Сьюперии и Карельского кратона) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998. С. 5–22.
11. Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недра СЗ Российской Федерации. СПб.: Недра, 2003. 520 с.
12. Кулешевич Л.В., Голубев А.И. Перспективы золотоносности протерозойских образований Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001 С. 15–25.
13. Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 140–158.
14. Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Коротаева Н.Н. Золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 в докембрии Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 111–126.
15. Ларин А.М. Изотопно-геохронологические свидетельства отсутствия связи молибденового оруденения с гранитным магматизмом на месторождении Лобаш, Восточная Карелия // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тез. докл. Всесоюз. совещ. Киев, 1990. С. 113–120.
16. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А. и др. Палеопротерозойская золоторудная минерализация в архейских и палеопротерозойских гранитоидах Карелии // Тез. докл. Всерос. конф. «Геология и геодинамика архея». СПб.: ИГГД РАН, 2005. С. 220–226.
17. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А. и др. Масштабный палеопротерозойский этап золотого рудогенеза в Карелии – ключ к пониманию проблем поисков крупных золоторудных объектов в регионе // Матер. научно-практич. конф. «Minex Forum Северо-Запад 2007». Петрозаводск, 2007.
18. Ларионова Ю.О. Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии. Автореф. канд. дисс. М., 2008. 29 с.
19. Лобач-Жученко С.Б. TTG архейских кратонов: длительность формирования, источники, геодинамика // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Матер. научн. конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 107–109.
20. Металлогения Карелии. Отв. ред. С.И. Рыбаков, А.И. Голубев. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.
21. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн.1. Ред. В.П. Михайлов, В.Н. Аминов. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.
22. Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийская геодинамика, магматизм и металлогения Кольской провинции // Вестник МГТУ. 2009. Т. 12. № 4. С. 567–570.
23. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1989. 423 с.
24. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Щека Ж.А. Растворимость золота в водно-хлоридных растворах, взаимодействующих с эпидотовыми пропилитами и эпидот-геденбергитовыми скарнами // Геохимия. 2009. № 9. С. 988–995.
25. Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
26. Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 1. Глобальные закономерности размещения. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 390 с.
27. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Ч. 2. Екатеринбург, 2003. 68 с.
28. Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Ручьев А.М. и др. Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских гранит-зеленокаменных поясах Карельского блока // Матер. Всерос. конф. «Минерагения докембрия». Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2009. С. 235–239.
29. Сизова Е.В., Ларионова Ю.О. Генетическая и возрастная характеристика золоторудной минерализации месторождения Педролампи, Центральная Карелия // Матер. конф. «Геология, полезные ископаемые и геоэкология СЗ России». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 54–57.
30. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении. М.: Недра, 1987. 231 с.
31. Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland. Report of Investigation 146. Espoo: Geol. Surv. Finland, 1999. 224 p.
32. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Spec. Paper 17. Espoo: Geol. Surv. Finland, 1993. 386 p.
33. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. et al. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Econ. Geol. 2003. V 98. P 1–29.
34. Goodwin A.M. Principles of Precambrian Geology. London: Academic Press, 1996. 327 p.
35. Hayashi K.J., Ohmoto H. Solubility of gold in NaCl and H₂S-bearing aqueous solutions at 250–350°C // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V 53. P 269–278.
36. Seward T.M. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems // Gold 82: The geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits (ed. R.P. Foster). 1984. P 165–181.
37. Sundblad K. Metallogeny of gold in the precambrian of Northern Europe // Econ. Geol. 2003. V 98. P 1271–1290.
38. Watson J.V. Metallogenesis in relation to mantle heterogeneity // Geol. Trans. Royal Soc. London. 1980. N 1430. P 347–352.
39. Weihed P., Bergman W.J., Sorjonen-Ward P. et al. Post-deformation, sulphide-quartz vein hosted gold ore in the footwall alteration zone of the Palaeoproterozoic Langdal VHMS deposit, Skellefte district, northern Sweden // GFF. 2002. V 124. P 201–210.

PROBLEMS AND PROSPECTS OF Au CONTENT IN THE FENNOSCANDIAN SHIELD

Ivashchenko V.I.

Institute of Geology of the Karelian Science Centre RAS, Petrozavodsk, ivashche@krc.karelia.ru

Gold-bearing deposits on the Fennoscandian Shield concentrate mainly in the Palaeoproterozoic and Neoproterozoic greenstone belts and Svecofennian complexes (Fig. 1). There are a few genetic types of which main are orogenic, mesothermal, porphyry (or intrusion-related), sulphide (VMS), and epithermal (Table 1). These formed in the Neoproterozoic (2.8–2.5 Ga) and Svecofennian (1.9–1.8 Ga) metallogenic epochs.

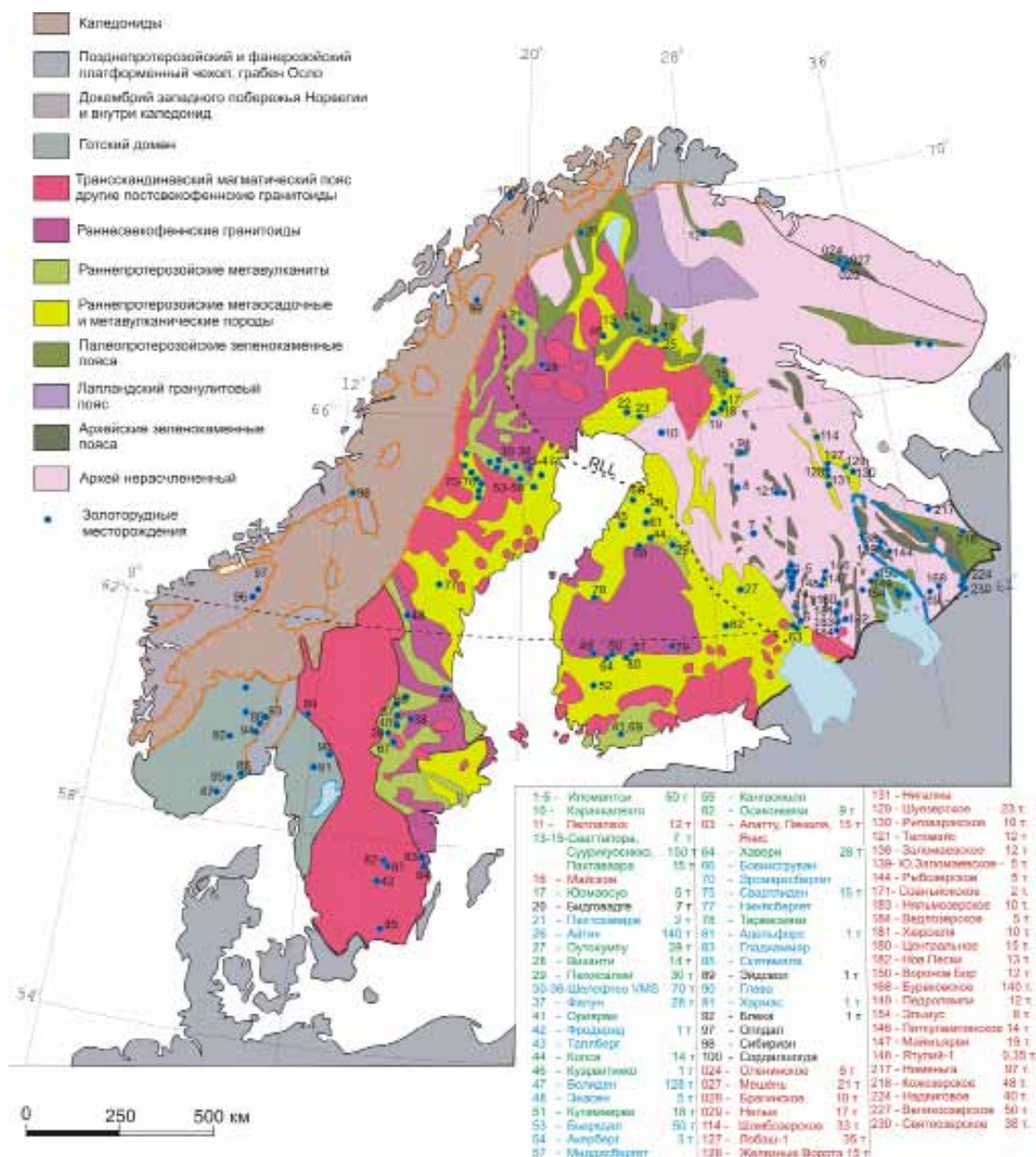


Fig. 1. Sketch of gold-bearing deposits in the territory of the Fennoscandian Shield.

The most important and well-studied orogenic mesothermal gold mineralization in the Archaean of the Fennoscandian Shield tends to the deposits of the Ilomantsi area of the Ionvaara-Khattu-Tulos greenstone belt (Finland), and at Soanjoki, Khatunoya, Prolonvaara, Yuovanjoki, Sinkori, etc in the Russian part of the shield. The other deposits are Rybozero (3.28 t Au; 2.18 ppm) and Pedrolampi (3.4 t Au; 5.9 ppm) in the Karelian granite-greenstone area and Oleninskoe (28 t Au, 3.1 ppm), Nyalm (34.5 t Au, 0.35–3.7 ppm) on the Kola Peninsula.

Orogenic mesothermal gold in the Proterozoic of the Fennoscandian Shield is represented by a series of economic deposits in the Lapland greenstone belt (Suurikuosikko, >150 t; 6.1 ppm) and Svecofennian complexes (Osikonmyaki, Yokisivu, Laivakangas, Pyakyulya, Yanis).

Table 1. Genetic types of gold mineralization of the Fennoscandian Shield.

Genetic type	Geological structures	Age, Ma	Deposits, occurrences
Orogenic mesothermal (mesozonal)	AR greenstone belt: Ilomantsi, Khattu, Kukhmo, Suomussalmi, Yalonsvaara, Kostomuksha, Sumozero, Khautovaara, Kolmozero	AR 2.7	Valkeasuo, Pampalo, Ramepuro, Khatunoa, Oleninskoe, Rybozero, Khyursyulya, Berendei
	PR greenstone belt: Lapland, Kuusamo, Perapohja, Karasyoki, Kautokeino, Kiruna, Pechenga-Varzuga	PR 1.9–1.85	Pakhtavaara, Saattopora, Suurikuosikko, BidHovadgge, Pakhtokhavare, Mayskoe
	Svecofennian folded belt: Scellefte, Raahe-Haapayarvi, Savo, Tampere, Bergslagen, N. Priladozhje	PR 1.87–1.83	Akerberg, Osikonmyaki, Laivakangas, Pyalyuya, Alattu, Yanis, Raikonkoski
	Transcandinavian igneous belt	PR 1.8–1.7	Adelsdorf, Solstad
	Gotheian domain	PR 1.0	Glava, Harnas, Black Aidswall, Vekselmur
	Norwegian Precambrian: Dovre, Oppdal, Gautelisfjell, Rombak, Ringvassova	(?)	Sordalshogda, Sibirian, Gautelisfjell, Oppdal
Porphyry (Intrusion-related)	AR greenstone belt: Avezero-Parandovsky, Yalonsvaara-Ilomantsi, Kolmozero	AR 2.8–2.7	Lobash-1, Yalonsvaara, Kaddi-lampi, Zalomayevskoe, Taloveis, Pellapakhk
	Svecofennian folded belt: Gellivare, Scellefte, Central Ostrobothnia	PR 1.9–1.85	Aitik, Bierkdal, Kopsa, Yuouhineva, Tallberg
VMS (sulphide type)	Svecofennian folded belt: Raahe-Ladoga, Scellefte, Bergslagen, Froderid	1.92–1.87	Outokumpu, Puhasalmi, Vihanti, Udden, Renstrom, Falun
Epithermal (+metamorphism)	AR greenstone belts: Oaarvi	AR 2.7	Kulmyakangas(?)
	Svecofennian folded belt: Tampere, Scellefte	PR 1.9	Kutemayarvi, Bolien, Enasen, Isovesi, Yokisivu
Skarn and Au,Cu,Fe ore	PR greenstone belts: Lapland, Perapohja	PR 1.9–1.8	Kuervitikko, Vahayoki
Palaeoplacers	Central Lapland, Tungudskaya, Yangozero, Nimen'ga	1.9–1.8	Kaarestunturi, Outaryaa, Nigalma, Maimyarvi, Jatuli-1, Nimen'ga
Placers	Northern Lapland		Ivaloyoki, Lemmenyoki

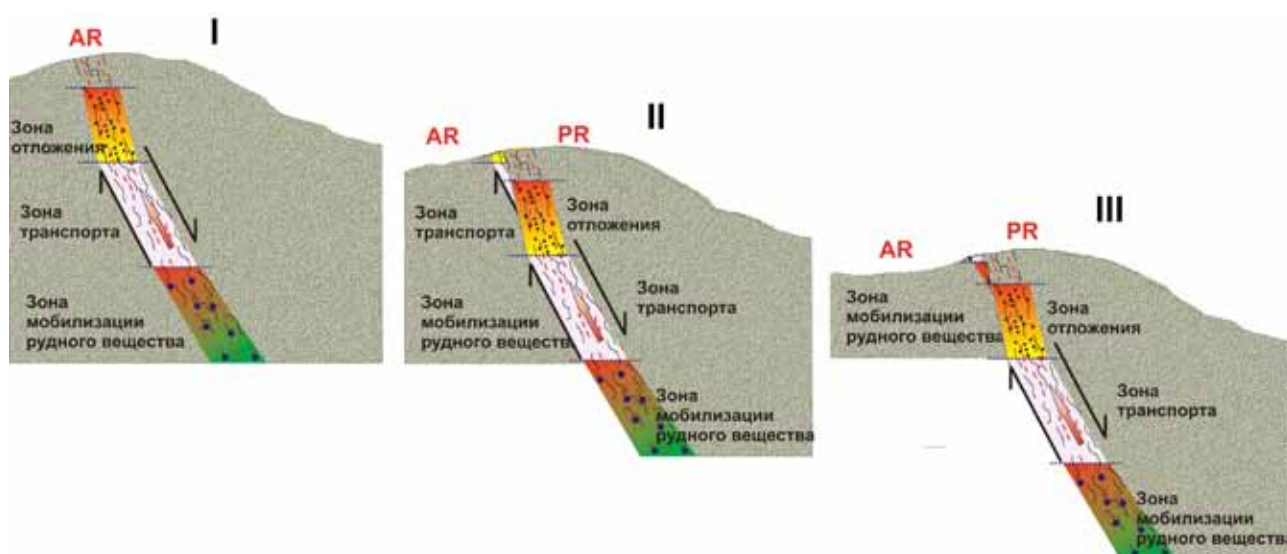


Fig. 2. Model of the Archaean and Svecofennian orogenic gold-bearing systems confined to the same tectonic and shear zone depending on the degree of erosion. I – zero erosion (formation time of the Archaean ore system), II, III – degree of erosions at the moment of rise of the Svecofennian ore system: II – medium and significant, III – high.

Economic gold mineralization of *porphyry type (intrusion-related)* is one of the leading geological and industrial types of gold deposits in the region. Archaean: Lobach-1 deposit (40 t Au, 1.5 ppm), Pellapakhk (24 t Au, 0.1 ppm), Yalonvaara, and, possible, Taloveis, and Zalomayevskoe. Proterozoic: Aitik (120 t Au, 0.2 ppm), Berkdal (20 t Au, 2.5 ppm), Kopsa (14 t Au), etc.

Gold-bearing sulphide deposit (VMS type) are known only for the Proterozoic of Finland (Outokumpu, 28 t Au mined out, Vihanti, and Puhasalmi ~30 t Au mined out, and in Sweden – Renstrom, Udden, Mauriden, etc. Gold content in massive sulphide ores for some deposits in the Scellefte province is 8 ppm for Holmtjärn, and 4.6ppm for Nasliden).

Epithermal type of gold mineralization in Fennoscandia is mainly represented by the Svecofennian deposits (Boliden – 128 t Au, Enasen – 20 t Au, Kutemayarvi – >15 t Au). In the Archaean this gold mineralization type is represented only by Kulmakangas prospect in Finland.

Table 2. Correlation of main features of gold Neoproterozoic and Palaeoproterozoic gold deposits on the Fennoscandian Shield.

Features	Archaean	Proterozoic
Orogenic mesothermal type		
Formational type	Au-sulphide (Pampalo, Valkeasuo, Hatunoo, Pedrolampi, Rybozero, Oleninskoe)	Au-arsenide (Suurikuosikko, Osikonmaki, Pyakyulya) Au-sulphide (pahtavaara, Yuomacuo, Saattopora) Au-telluride (Raikonkoski)
Mineral type	Au-pyrite-pyrrhotite Au-pyrrhotite-arsenopyrite	Au-arsenopyrite Au-pyrite Au-chalcopryrite
Forma of occurrence and gold composition	Native gold. Au – 70–100%, Ag – 0–25%, Cu – 0–0.53%, Sb – 0–2.8%, Hg – 0–5%	Invisible gold, native gold. Au – 40–100%, Ag – 0–60%, Hg – 0–23%, Se – 0–1.7%, Te – 0–5%
Resources/Output Au, t	200/1.8	870/130
Porphyry (intrusion-related) type		
Formational type	Cu-Au (Lobash-1, Au-rare metals (Yalonvara, Pellapakhk)	Cu-Au (Aitik, Berkdal, Kopsa, Yohineva, Kurula)
Mineral type	Au-polysulphide Au-pyrite	Au-chalcopryrite Au-arsenopyrite
Forma of occurrence and gold composition	Native gold. Au – 65–100%, Ag – 0–35%, Cu – 0–0.5%	Native gold. Au – 40–100%, Ag – 0–55%, Cu – 0–0.9%, Hg – 0–12%
Resources/Output Au, t	60/0	270/70
Sulphide (VMS) type		
Formational type	Au-sulphide (N.-Vozhminskoe, Talpus, Nyalmozero)	Au-sulphide (Outokumpu, Puhasalmi, Haberi, Vihanti, Falun, Renstrom)
Mineral type	Au-polysulphide Au-chalcopryrite-pyrite	Au-polysulphide Au-chalcopryrite-pyrite
Forma of occurrence and gold composition	Native gold	Native gold, electrum
Resources/Output Au, t	5/0	150/90
Epithermal type		
Formational type	Au-quartz (Kulmakangas)	Au-telluride (Kutemayarvi, Yarvenpaa) Au-polysulphide (Boliden)
Mineral type	Au-pyrite	Au-altaite-pyrite Au-arsenopyrite-pyrite
Forma of occurrence and gold composition	Native gold	Native gold. 94.9% Au, 2.4%, Ag 2.1% Pb; Au-Ag-Hg
Resources/Output Au, t	?/0	200/150
Resources/Output gold, (t) - total	265/1.8	1490/440

Table 3. Results of Rb-Sr dating of the metasomatic gold-bearing deposits and prospects of the Karelian craton, Fennoscandian Shield.

Deposit, prospect	Country rocks (age)	Rb-Sr data
Taloveis	Metavolcanics (~2.8 Ga); granitoids (2715±5 Ma, U-Pb zircon)	1717±27 Ma (87Sr/86Sr) ₀ = 0.7107±12 MSWD = 1.1
Pedrolampi	metavolcanics (2876±15 Ma, U-Pb zircon), Pr metasediments	1717±9.6 Ma (87Sr/86Sr) ₀ = 0.709834±21 MSWD = 0.22
Fadeenkelya	K-Na granites	1726±9 Ma (87Sr/86Sr) ₀ = 0.71185±37 MSWD = 0.5
Yalonvara, Hatunoya	Metavolcanics (~2750 Ma); granitoids (2748-2724 Ma, U-Pb zircon)	1745±15 Ma (87Sr/86Sr) ₀ = 0.71165±23 MSWD = 0.51 1716±95 Ma (87Sr/86Sr) ₀ = 0.7171±37 MSWD = 5.5
Hautovaara (Central)	Granitoids (2743±8 Ma, U-Pb zircon)	1727±58 Ma (87Sr/86Sr) ₀ = 0.7283±23 MSWD=0.99
Pyakyulya	Tonalities (1874±11 Ma, U-Pb zircon)	1857±34 Ma (87Sr/86Sr) ₀ = 0.70288±27 MSWD = 4.4

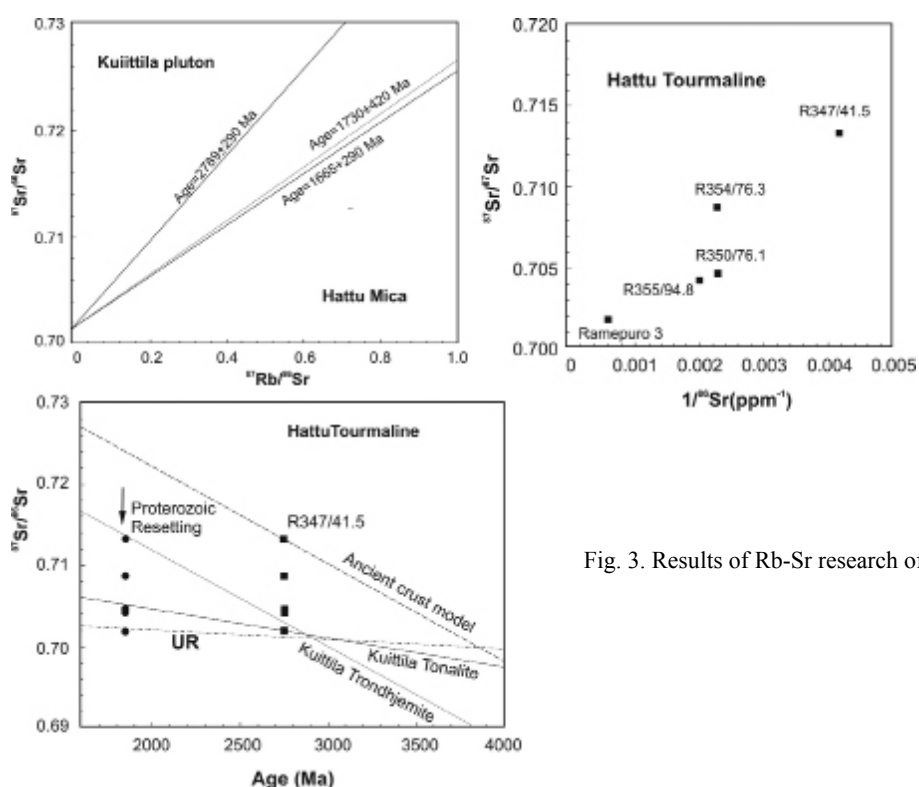


Fig. 3. Results of Rb-Sr research of gold-bearing Pampalo deposit.

Data indicating conjugation of the Svecofennian mineral transformations at the Archaean gold-bearing deposits and prospects of the Fennoscandian Shield with productive gold mineralization are absent. When determining a sequence of manifestations of ore-controlling shear dislocations just biased factors and conclusions which have been made by different authors, and sometimes by the same authors dominate to be discrepant. It is clearly depicted for the Pedrolampi deposit (Table 4).

The Pampalo deposit (Hattu belt, Finland) was studied by K-Ar and Rb-Sr methods and shown Svecofennian ages (Fig. 3), which are explained by Finnish geologists as a tectono-thermal event that was not accompanied by gold mineralization. Interpreting Rb/Sr isotope ratios for tourmalines from gold-bearing metasomatic rocks for this deposit they conclude not a primary highly radiogenic Sr isotope composition, but its later modification in the Svecofennian synchronous to the mass formation of mesothermal gold-bearing occurrences in the Palaeoproterozoic domains.

Thus, Rb-Sr ages for a series of gold-bearing occurrences in the Karelian craton reflect the time of their remobilization. This is also corroborated by other geochronological techniques.

The research allows supposing that gold occurrences in the region mostly tend to the Svecofennian complexes, and their presence in the Archaean seems to be insignificant. In the Archaean only greenstone belts can be potentially gold-bearing if not significantly eroded, and metamorphosed in the Svecofennian.

References

1. Абрамович И.И., Клушин И.Г. Петрохимия и глубинное строение Земли. Л.: Недра, 1978. 375 с.
2. Алексеев В.Ю., Волков А.В., Прокофьев В.Ю. Минералогия и условия формирования золоторудного проявления Педролампи (Карелия, Россия) // Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения СЗ России. Матер. Всерос. конф. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 12–15.

3. Андричев В.Л. Графические методы в Rb-Sr геохронологии // Проблемы геологии и минералогии. Сыктывкар: Геопринт, 2006. С. 315–328.
4. Арестова Н.А., Артеменко Г.В. Сравнение базитов архейских зеленокаменных поясов Балтийского и Украинского щитов с современными базальтами: источники и геодинамика (на основе анализа гехимических данных) // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Матер. научн. конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 12–14.
5. Гавриленко Б.В. Минерагения благородных металлов и алмазов северо-восточной части Балтийского щита. Докт. дисс. Апатиты, 2003. 399 с.
6. Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Вревский А.Б. и др. Природа химической неоднородности континентальной литосферной мантии // Геохимия. 2009. № 9. С. 910–936.
7. Иващенко В.И. Золото Фенноскандии – металлогения и перспективы золотоносности территории Карелии // Тр. КарНЦ РАН. Вып. 9. Петрозаводск, 2006. С. 84–111.
8. Иващенко В.И., Голубев А.И. Колчеданное оруденение – перспективная базовая золоторудная формация Карельского региона // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 12. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 5–11.
9. Кожевников В.Н. Архейские зеленокаменные пояса Карельского кратона как аккреционные орогены. Петрозаводск. КарНЦ РАН, 2000. 223 с.
10. Кожевников В.Н. Голубев А.И., Рыбаков С.И. Рудоконтролирующие факторы золотоносности в архейских зеленокаменных поясах (на примере Сьюперии и Карельского кратона) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 1. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1998. С. 5–22.
11. Коровкин В.А., Турылева Л.В., Руденко Д.Г. и др. Недрa СЗ Российской Федерации. СПб.: Недрa, 2003. 520 с.
12. Кулешевич Л.В., Голубев А.И. Перспективы золотоносности протерозойских образований Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 3. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2001. С. 15–25.
13. Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Месторождение Педролампи и золоторудные проявления Эльмусской площади // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 140–158.
14. Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Коротаева Н.Н. Золото-полиметаллическое месторождение Лобаш-1 в докембрии Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2004. С. 111–126.
15. Ларин А.М. Изотопно-геохронологические свидетельства отсутствия связи молибденового оруденения с гранитным магматизмом на месторождении Лобаш, Восточная Карелия // Изотопное датирование эндогенных рудных формаций. Тез. докл. Всесоюзн. совещ. Киев, 1990. С. 113–120.
16. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А. и др. Палеопротерозойская золоторудная минерализация в архейских и палеопротерозойских гранитоидах Карелии // Тез. докл. Всерос. конф. «Геология и геодинамика архея». СПб.: ИГГТД РАН, 2005. С. 220–226.
17. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А. и др. Масштабный палеопротерозойский этап золотого рудогенеза в Карелии – ключ к пониманию проблем поисков крупных золоторудных объектов в регионе // Матер. научно-практич. конф. «Minex Forum Северо-Запад 2007». Петрозаводск, 2007.
18. Ларионова Ю.О. Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии. Автореф. канд. дисс. М., 2008. 29 с.
19. Лобач-Жученко С.Б. TTG архейских кратонов: длительность формирования, источники, геодинамика // Гранит-зеленокаменные системы архея и их поздние аналоги. Матер. научн. конф. и путеводитель экскурсий. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2009. С. 107–109.
20. Металлогения Карелии. Отв. ред. С.И. Рыбаков, А.И. Голубев. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 1999. 340 с.
21. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. Ред. В.П. Михайлов, В.Н. Аминов. Петрозаводск: Карелия, 2005. 278 с.
22. Митрофанов Ф.П. Раннедокембрийская геодинамика, магматизм и металлогения Кольской провинции // Вестник ИГТУ. 2009. Т. 12. № 4. С. 567–570.
23. Перельман А.И. Геохимия. М.: Высш. шк., 1989. 423 с.
24. Плюснина Л.П., Лихойдов Г.Г., Щека Ж.А. Растворимость золота в водно-хлоридных растворах, взаимодействующих с эпидотовыми пропилитами и эпидот-геденбергитовыми скарнами // Геохимия. 2009. № 9. С. 988–995.
25. Ранний докембрий Балтийского щита. Ред. В.А. Глебовицкий. СПб.: Наука, 2005. 711 с.
26. Рундквист Д.В., Ткачев А.В., Черкасов С.В. и др. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 1. Глобальные закономерности размещения. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 390 с.
27. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Минерагения шовных зон Урала. Ч. 2. Екатеринбург, 2003. 68 с.
28. Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Ручьев А.М. и др. Проблемы возрастной позиции и генезиса золоторудной минерализации в архейских гранит-зеленокаменных поясах Карельского блока // Матер. Всерос. конф. «Минерагения докембрия». Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2009. С. 235–239.
29. Сизова Е.В., Ларионова Ю.О. Генетическая и возрастная характеристика золоторудной минерализации месторождения Педролампи, Центральная Карелия // Матер. конф. «Геология, полезные ископаемые и геоэкология СЗ России». Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2006. С. 54–57.
30. Щеглов А.Д. Основные проблемы современной металлогении. М.: Недрa, 1987. 231 с.
31. Eilu P. Fingold – a public database on gold deposits in Finland. Report of Investigation 146. Espoo: Geol. Surv. Finland, 1999. 224 p.
32. Geological development, gold mineralization and exploration methods in the late Archean Hattu schist belt, Ilomantsi, eastern Finland. Spec. Paper 17. Espoo: Geol. Surv. Finland, 1993. 386 p.
33. Groves D.I., Goldfarb R.J., Robert F. et al. Gold deposits in metamorphic belts: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Econ. Geol. 2003. V 98. P 1–29.
34. Goodwin A.M. Principles of Precambrian Geology. London: Academic Press, 1996. 327 p.
35. Hayashi K.J., Ohmoto H. Solubility of gold in NaCl and H₂S-bearing aqueous solutions at 250–350°C // Geochim. Cosmochim. Acta. 1989. V 53. P 269–278.
36. Seward T.M. The transport and deposition of gold in hydrothermal systems // Gold 82: The geology, Geochemistry and Genesis of Gold Deposits (ed. R.P. Foster). 1984. P 165–181.
37. Sundblad K. Metallogeny of gold in the precambrian of Northern Europe // Econ. Geol. 2003. V 98. P 1271–1290.
38. Watson J.V. Metallogenesis in relation to mantle heterogeneity // Geol. Trans. Royal Soc. London. 1980. N 1430. P 347–352.
39. Weihed P., Bergman W.J., Sorjonen-Ward P. et al. Post-deformation, sulphide-quartz vein hosted gold ore in the footwall alteration zone of the Palaeoproterozoic Langdal VHMS deposit, Skellefte district, northern Sweden // GFF. 2002. V 124. P 201–210.

РУДОПРОЯВЛЕНИЯ ЗОЛОТА, МЕДИ И МОЛИБДЕНА В ЗЕЛЕНОКАМЕННОМ ПОЯСЕ КОЛМОЗЕРО-ВОРОНЬЯ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ): ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ВОЗРАСТ

Калинин А.А.¹, Кудряшов Н.М.¹, Галкин Н.Н.²

¹ Геологический институт КНЦ РАН, kalinin@geoksc.apatity.ru

² Black Fox Resources, Мончегорск

Рудопроявления золота Оленинское и Няльм-1, меди и молибдена Пеллапахк пространственно и генетически связаны с комплексом малых интрузий формации габбро-диоритов – диоритовых порфириров – гранит-порфириров. Возраст интрузий, определённый U-Pb методом по цирконам, составляет 2827±4 млн. лет для гранодиорит-порфириров рудопроявления Няльм-1 и 2828±8 для гранит-порфириров Пеллапахка. Сульфидная минерализация с Au, Cu, Mo имеет близкий возраст, её формирование связано с регрессивной стадией позднеархейского этапа регионального метаморфизма, до внедрения турмалиновых гранитов и формирования пегматитовых жил. Рудопроявление Пеллапахк является, по всей вероятности, древнейшим медно-молибденовым порфирировым месторождением на Балтийском щите. Рудопроявление Оленинское может быть сопоставлено с золоторудными объектами в зеленокаменном поясе Хатту-Иломантси в средней Финляндии, в частности, с месторождением Пампало. В качестве аналога рудопроявления Няльм-1 рассматривается рудопроявление Таловейс в Костомкинской структуре центральной Карелии.

Наиболее перспективной и одновременно наиболее изученной в отношении золотоносности структурой на территории Кольского п-ова является зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья. В его пределах расположен Вороньетундровский рудный узел, где от г. Пеллапахк на северо-западе до г. Няльмчечуайв на юго-востоке сосредоточены рудопроявления золота (Оленинское, Няльм-1 и Няльм-2), а также рудопроявление молибдена с медью и золотом (Пеллапахк) [1, 7, 8]. В литературе наиболее полно описано рудопроявление золота Оленинское, главным образом, минералогия данного объекта [2, 5, 9, 13 и др.], в то время как опубликованная информация по рудопроявлениям Пеллапахк, Няльм-1 и Няльм-2 остаётся довольно скудной [7, 8]. В предлагаемой статье дана геологическая и минералогическая характеристика рудопроявлений благородных металлов, приведены результаты изотопно-геохронологических исследований, направленных на определение времени формирования золоторудных комплексов пояса.

Геологическая позиция и минералогические особенности рудопроявлений золота и молибдена. Зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья приурочен к центральной части сутурной зоны, которая отделяет Мурманский домен от Кольского-Норвежского домена, на юго-востоке он граничит с Кейвского террейном. Вулканогенно-осадочные комплексы северо-восточной части пояса в пределах Вороньетундровского рудного узла традиционно подразделяются на четыре свиты (от края к центру структуры): лязозерская (нижняя терригенная толща), полмостундровская (коматиит-толеитовая), вороньетундровская (базальт-андезит-дацитовая) и червуртская (верхняя терригенная толща) [3]. В осевой части пояса располагается толща плагиоамфиболитов хребта Оленьего, стратиграфическое положение этой толщи дискуссионное и будет обсуждаться ниже.

В развитии зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья выделяется несколько этапов [3, 11], первые пять из них от накопления вулканогенно-осадочных толщ и до образования жил редкометальных пегматитов отвечают позднему архею, заключительный шестой этап – раннему протерозою:

1. Формирование вулканогенно-осадочных толщ с проявлением коматиит-толеитового магматизма на ранней стадии и базальт-андезит-риолитового магматизма на поздней стадии (3.0–2.9 млрд. лет); вулканы подстилаются и перекрываются осадочными образованиями. Этап завершается внедрением малых интрузий габбро-диорит-гранодиоритового комплекса и гранит-порфириров (2.82 млрд. лет).
2. Региональный метаморфизм в условиях низкотемпературной части амфиболитовой фации андалузит-силлиманитового фациального типа ($T \sim 600^\circ\text{C}$, $P = 3\text{--}4$ кбар) (2770–2730 млн. лет)
3. Внедрение интрузий плагиомикроклиновых и турмалиновых гранитов (2520±70 млн. лет – цифра требует уточнения).
4. Регионально проявленный метасоматоз – образование щелочных, кислотных и Fe-Mg-Ca метасоматитов в секущих под острым углом и субсогласных зонах в южном крыле пояса (г. Пеллапахк – г. Охмыльк – г. Васин-Мыльк – г. Ернвейв – г. Полмос – преимущественно щелочные метасоматиты) и в его осевой части (г. Пеллапахк – г. Оленья – г. Мудчечуайв – преимущественно кислотные и основные метасоматиты). Формирование сульфидной минерализации с Au, Cu, Mo в метасоматитах фации кислотного выщелачивания.
5. Формирование жил редкометальных пегматитов в пределах зон развития региональных метасоматитов (2740 – 2735 млн. лет).
6. Метаморфизм низкотемпературной амфиболитовой фации кианит-силлиманитового фациального типа (1930–1820 млн. лет), проявленный регионально в юго-восточной части пояса ($T \sim 550^\circ\text{C}$, $P = 5$ кбар) и локально в северо-западной части (к северо-западу от горы Мудчечуайв); по PT-условиям этот этап метаморфизма отвечал эпидот-амфиболитовой фации (390–430°С, $P = 2.0\text{--}3.5$ кбар) [22]. С регрессивной стадией протерозойского этапа метаморфизма связано локально проявленное кислотное выщелачивание.

В северо-западной части пояса Колмозеро-Воронья известны 3 рудопроявления золота Оленинское, Няльм-1 и Няльм-2 с оцененными прогнозными ресурсами категории P_1+P_2 в сумме 38,9 т золота и медно-молибденовое порфировое рудопроявление Пеллапах с ресурсами категории P_1 Mo – 79 тыс. т, Cu – 346 тыс. т, Au – 24 т, Ag – 631 т [1]. Все рудопроявления расположены в осевой части пояса. Основные характеристики рудопроявлений, за исключением слабо изученного Няльм-2, приведены в таблице 1.

Таблица 1. Основные характеристики рудопроявлений Au, Cu и Mo в северо-западной части пояса Колмозеро-Воронья.

Рудопроявление	Оленинское	Няльм-1	Пеллапах
Рудная формация	Золото-сульфидно-кварцевая.	Золото-кварцевая.	Медно-молибден-порфировая.
Вмещающие комплексы	Плаггиоамфиболиты хр. Оленьего, глинозёмистые сланцы червуртской свиты.	Диоритовые порфириты, углеродистые сланцы червуртской свиты.	Гранодиорит-порфиры, глинозёмистые сланцы червуртской свиты.
Рудоконтролирующие структуры	Зона развития даек кварцевых порфиров на участке выклинивания толщи плаггиоамфиболитов хр. Оленьего.	В штоке габбро-диоритов – диоритовых порфиритов оруденелый кварцевый штокверк 45x160 м и 2 кварцевожилных рудных тела в пределах штокверка.	Зона метасоматического изменения мощностью 500 м, согласная простиранию структуры в целом, в её пределах выделена линейная штокверковая зона.
Магматические формации, близкие по возрасту к оруденению	Шток габбро-диоритов – диоритовых порфиритов, дайки кварцевых порфиров (дорудные), пегматитовые жилы (пострудные).	Шток габбро-диоритов – диоритовых порфиритов, дайки спессаритов (дорудные).	Гранодиорит-порфиры (дорудные), пегматитовые жилы (пострудные).
Околорудные изменения	Биотитизация, окварцевание, диопсидизация, эпидотизация, турмалинизация амфиболитов, развитие мусковитовых кварцитов по кварцевым порфирам.	Окварцевание.	Развитие кианит-мусковитовых кварцитов по гранодиорит-порфирам, жедрит-кордиеритовых метасоматитов по глинозёмистым сланцам.
Морфология рудных зон	Серия из 6 рудных линз на площади 1350x50 м в амфиболитах и во вмещающих гранат-биотитовых сланцах червуртской свиты мощностью 0,8–3,5 м при протяжённости 20–55 метров. Ориентировка рудных тел в пространстве совпадает с кристаллизационной и метаморфической сланцеватостью метабазитов хр. Оленьего.	Среднее содержание Au в штокверке 1,2 г/т; внутри штокверка выделены оруденелые «ленты» мощностью 2,3–12,2 м (среднее 6,0 м), где среднее содержание Au 4,3 г/т. Золотоносные кварцевые жилы истинной мощностью 1,5–2,0 м, длина по простиранию 45–110 м, по падению прослежены на 55–110 м, средние содержания Au 9,0 г/т – 14 г/т.	Штокверковую систему в кианит-мусковитовых кварцитах образуют кварцевые жилы и прожилки, в гранит-порфирах – кальцит-эпидот-кварцевые прожилки. По простиранию минерализация прослежена на 1800 м, по падению до 360 м. Содержание Mo 0,028 %, содержание Cu 0,154 %, отношение Cu:Mo = 5:1.
Минеральный состав оруденения	Главные	Пирротин, арсенопирит, халькопирит, ильменит, сфалерит.	Пирротин, ильменит, рутил, халькопирит.
	Второстепенные	Леллингит, саффорит, рутил, золото, электрум; в приконтактной зоне дайки кварцевых порфиров также галенит, фрейбергит, сульфосоли Pb и Ag, дискразит, серебро самородное.	Пирит, арсенопирит, пентландит, сфалерит, золото.
			Молибденит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, пирротин, борнит, кубанит, Вi самородный, гудмундит, теннантит, фрейбергит, леллингит, пентландит, медь самородная.

Медно-молибденовое порфировое рудопроявление Пеллапах располагается на участке северо-западного замыкания структуры на северном склоне одноименной горы (рис. 1). Вмещающими медно-молибденовое оруденение породами являются гранит-порфиры, относящиеся к наиболее ранним кислым интрузивным субвулканическим образованиям. В пределах Вороньетундровского рудного узла гранит-порфиры слагают тела линзовидной и штоковой формы. Интрузия гранит-порфиров, вмещающая полисульфидное оруденение – наиболее крупная из них – имеет протяжённость около 5 км при видимой мощности до 1,5 км, вытянута в северо-восточном на-

правлении согласно общему простиранию пояса. К юго-востоку единое тело гранит-порфиров сменяется серией маломощных согласных тел практически безрудных кварцевых порфиров (рис. 1).

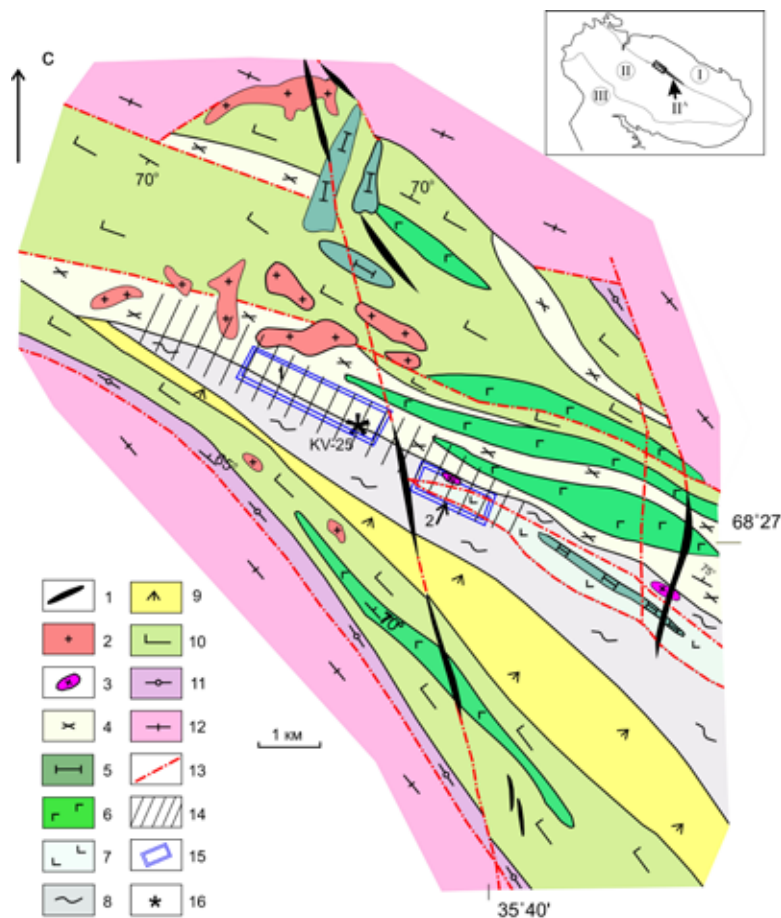


Рис. 1. Схема геологического строения северо-западной части зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья.

1 – дайки диабазов и диабазовых порфиров, предположительно палеозойского возраста; 2 – турмалиновые плагиомикроклиновые граниты; 3 – породы формации габбро-диоритов – диоритовых порфиров (гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры, кварцевые порфиры, спессартиты); 4 – гранит-порфиры; 5 – ультраосновные породы (метапироксениты, метаперидотиты); 6 – метагаббро; 7 – плагиоамфиболиты хр. Оленьего; 8 – метасадочные породы червуртской свиты – андалузит-биотитовые, ставролит-биотитовые, кордиеритовые сланцы и плагиогнейсы (метапелиты, граувакки); 9 – метавулканы средне-кислого состава вороньетундровской свиты, биотит-полевошпатовые гнейсы, лептиты; 10 – метавулканы основного состава полmostундровской свиты – плагиоамфиболиты; 11 – метасадочные породы лязозерской свиты – гранат-биотитовые сланцы; 12 – гнейсо-плагиограниты, гнейсо-диориты архейского фундамента; 13 – тектонические нарушения; 14 – зона наиболее интенсивного проявления метасоматических преобразований пород; 15 – участки рудопроявлений: 1 – Пеллапахк, 2 – Оленинское; 16 – место отбора пробы KV-25. Врезка: положение зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья на границе Мурманского (I) и Кольско-Норвежского (II) геоблоков Балтийского щита. III – Беломорский блок.

Гранит-порфиры интрузируют метавулканы полmostундровской и вороньетундровской свит, а также высокоглинозёмистые сланцы червуртской свиты. Это подтверждается как секущим характером контактов гранит-порфиров, так и наличием ксенолитов сланцев червуртской свиты в южной части интрузии. В свою очередь, в северной части тела гранит-порфиры секутся интрузией плагиомикроклиновых гранитов и многочисленными малыми интрузиями пироксенитов, габбро и габбро-диабазов архейского возраста и палеозойскими дайками оливиновых и пикритовых порфиров.

Гранит-порфиры в южной части интрузии подверглись кислотному выщелачиванию кварц-мусковитовой фации метасоматоза. Зона развития метасоматических кианит (андалузит)-мусковитовых кварцитов на участке г. Пеллапахк достигает мощности 500 метров (рис.1). Здесь в кварцитах присутствуют одновременно две модификации силиката алюминия – кианит и андалузит; более ранним по времени образования является андалузит, который частично или полностью замещен кианитом. Андалузит-мусковитовые кварциты формировались на регрессивной стадии позднеархейского этапа метаморфизма, о чём свидетельствует пересечение зон метасоматических пород пегматитовыми жилами, а также результаты структурных исследований соотношений складок в обнажениях, выполненные В.Л. Дуком [10]. Частичное замещение андалузита кианитом, вероятно, происходило на свекофеннском этапе метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии.

Рудные тела, несущие продуктивную минерализацию меди и молибдена, формируют крупный штокверк, вытянутый согласно простиранию структуры в целом. Запасы руды на месторождении составляют 200.5 млн. т, среднее содержание молибдена – 0.028 %, меди – 0.154 %, в качестве попутного компонента представляет интерес серебро (2 г/т).

Главные рудные минералы проявления – пирит, халькопирит, второстепенные – молибденит, сфалерит, галенит, тетраэдрит, пирротин, борнит, кубанит, ковеллин, марказит, висмут самородный, гудмундит, маккинавит, теннантит, фрейбергит, леллингит, лиллианит, пентландит, медь самородная.

Рудоносные кианит(андалузит)-мусковит-кварцевые метасоматиты секутся жилами гранитных пегматитов мощностью до 1 м. Гранитные пегматиты на северном склоне г. Пеллапахк содержат гнездово-вкрапленную сульфидную минерализацию. Минеральный состав сульфидного оруденения в пегматитах отличается от минерализации кианит (андалузит)-мусковит-кварцевых метасоматитов: здесь преобладает пирротин, а второстепенные минералы представлены пиритом, висмутом самородным, халькопиритом, сфалеритом и галенитом. Молибденит в пегматитах нами не отмечался.

Рудопроявления золота Оленинское, Няльм-1 и Няльм-2 располагаются в пределах толщи плагиоамфиболитов хребта Оленьего и приурочены к участкам её выклинивания: рудопроявления Няльм-1 и Няльм-2 находятся на её юго-восточном окончании, а Оленинское – на участке северо-западного выклинивания названной толщи (рис. 1, 2). Хребет Олений сложен породами ультрабазит-базитового состава. Это преимущественно плагиоамфиболиты, по составу отвечающие толеитовым и комаититовым базальтам, среди которых отмечены тела габброидов, а также маломощные потоки и пластовые дайки комаититов. Границы толщ амфиболитов с метавулканитами вороньегундровской свиты и с метапелитами червуртской свиты тектонические, что подчёркивается зонами трещиноватости и рассланцевания, стратиграфические контакты не установлены. Полное сходство петрографических и геохимических характеристик плагиоамфиболитов хр. Оленьего с плагиоамфиболитами полмостундровской свиты дало основание некоторым исследователям включить их в состав полмостундровской свиты [6]. Другие, принимая во внимание геологическое положение плагиоамфиболитов хр. Оленьего в осевой части структуры, выделяют данный комплекс в оленийскую свиту, завершающую стратиграфический разрез. Третьи, учитывая очень высокую насыщенность толщи амфиболитов телами интрузивных пород основного – ультраосновного состава, исключают амфиболиты хребта Оленьего из стратиграфического разреза зеленокаменного пояса и показывают всю толщу как интрузивные образования [3]. Последняя точка зрения не может быть поддержана нами, т. к. в плагиоамфиболитах хр. Оленьего хорошо сохранились структуры и текстуры вулканических пород. На данном этапе исследований мы склонны рассматривать комплекс хр. Оленьего как тектоническую пластину полмостундровских плагиоамфиболитов в осевой части зеленокаменного пояса.

Рудопроявление Няльм-1 относится к убогосульфидному (около 1 % сульфидов) типу золото-кварцевой формации. Оно приурочено к приконтактовой зоне крутопадающего штока диоритовых порфиритов габбро-диорит-гранодиоритового комплекса малых интрузий, внедрившегося в углеродистые сланцы червуртской свиты на границе этих пород с метагаббро-диабазитами хр. Оленьего (рис. 2). Диоритовые порфириты представлены меланократовыми, мезократовыми и лейкократовыми разновидностями. Диоритовые порфириты и кварцевые порфиры секутся дайками спессартитов и кварцевыми жилами.

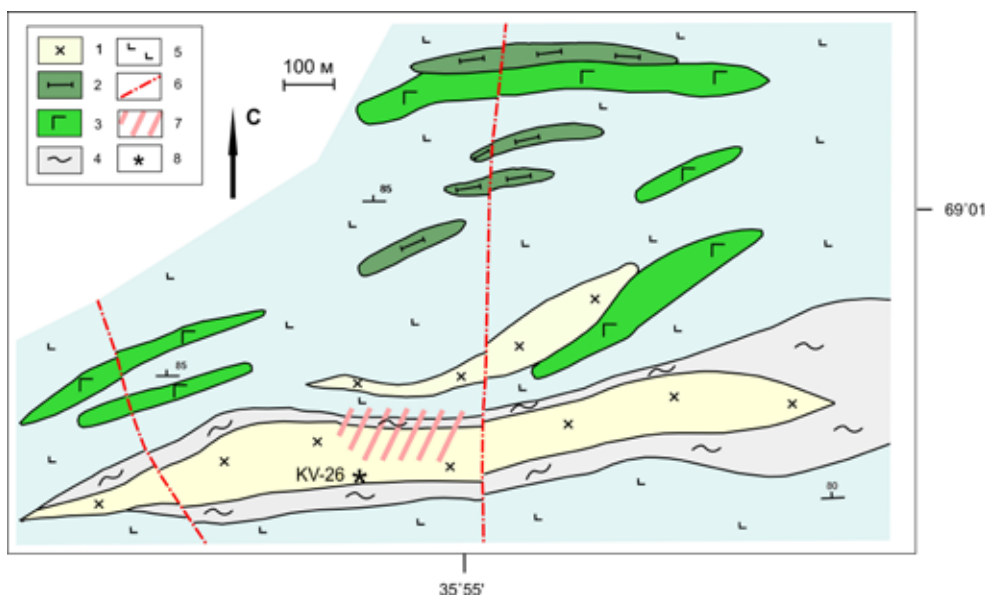


Рис. 2. Схема геологического строения участка Няльмчечуайв (рудопроявление Няльм-1).

- 1 – породы формации габбро-диоритов – диоритовых порфиритов (гранодиорит-порфиры, диорит-порфиры, кварцевые порфиры, спессартиты); 3 – габбро-амфиболиты хр. Оленьего;
- 2 – ультраосновные породы (метапироксениты, метаперидотиты); 4 – высокоуглеродистые сланцы червуртской свиты; 5 – плагиоамфиболиты хр. Оленьего; 6 – тектонические нарушения;
- 7 – зона развития минерализованного штокверка; 8 – место отбора пробы KV-26.

В состав рудопроявления входят оруденелый кварцевый штокверк и 2 кварцевожилых рудных тела. Оруденелый штокверк имеет линзовидную форму 45×160 м, среднее содержание золота – 1.2 г/т; внутри штокверка выделяются оруденелые «ленты» мощностью от 2.3 до 12.2 м (среднее 6.0 м), где среднее содержание золота – 4.3 г/т. Золотоносные кварцевые жилы располагаются в пределах минерализованного штокверка. Жилы имеют истинную мощность 1.5–2.0 м, длина по простиранию от 45 м до 110 м, по падению они прослежены на 55–110 м, падение крутое на северо-восток (70–75°). Средние содержания золота в кварцевожилых телах 9 г/т и 14 г/т.

В составе сульфидной минерализации рудопроявления установлены пирротин, халькопирит, арсенопирит, пирит, сфалерит, пентландит, окислы – рутил и ильменит. Золото в рудопроявлении самородное, высокопробное (870–900), преобладают тонкие и мелкие классы от 0.01 мм до 0.5 мм.

Рудопроявления Оленинское и Няльм-2 относятся к золото-кварц-сульфидной формации.

Рудопроявление Няльм-2 расположено в 1 км к востоку от Няльм-1. Оно приурочено к юго-восточному выклиниванию интрузии габбро-диабазов хребта Оленьего, где в габбро-диабазовых вывяхлена зона метасоматически измененных и окварцованных пород. Характер преобразования пород, морфология рудных тел, состав продуктивной рудной минерализации, концентрации Au в рудах близки таковым на рудопроявлении Оленинское. Оруденелая зона представляет собой линейный штокверк протяжённостью 1.8 км, мощностью не менее 20 м, который прослеживается по падению до глубины 200 м. Предполагается, что общая длина золоторудной зоны превышает 3 км. Продуктивное линзовидное тело имеет мощность 3.4 м, среднее содержание Au здесь составляет 3.7 г/т. Рудная минерализация вкрапленного типа. Содержание сульфидов – 3–5 %, преобладают пирротин, арсенопирит, халькопирит. Самородное золото встречается в сульфидно-кварцевых тонких прожилках на контакте зёрен арсенопирита и кварца, реже в виде включений в арсенопирите. Золото мелкое – 0.01–0.2 мм, комковидное. Пробность золота – 90–95 %.

Оленинское рудопроявление располагается в 2 км к юго-востоку от рудопроявления Пеллапахк и приурочено к северо-западному окончанию тела амфиболитов хребта Оленьего (рис. 1). С запада тело плагиоамфиболитов хр. Оленьего ограничено крупным субмеридиональным разломом, пересекающим весь пояс Колмозеро-Воронья и трассирующимся серией диабазовых даек предположительно палеозойского возраста (разлом Грибное – Лешая). Другие разломы имеют северо-западное – западное простирание, согласное директивному простиранию амфиболитов хребта Оленьего, и контролируют зоны развития региональных метасоматитов. В северной части Оленинского рудопроявления в пределах толщи гранат-биотит-кианит-ставролитовых плагиосланцев закартирован шток диоритовых порфиринов размером 40×70 м. В центральной части рудопроявления амфиболиты хр. Оленьего секутся малыми телами дайковой формы кварцевых порфиров. Более поздними образованиями, секущими как вулканогенно-осадочные толщи, так и породы комплекса малых интрузий (дайки порфиров), являются жилы редкометаллических пегматитов и дайки диабазов.

Морфологически золоторудная зона представляет собой серию рудных линз на площади 1350×50 м в плагиоамфиболитах хр. Оленьего и гранат-биотитовых сланцах червуртской свиты. Мощность шести выходящих на поверхность рудных линз – 1.8–3.5 м при протяжённости 20–55 метров. Ориентировка рудных тел в пространстве совпадает с кристаллизационной и метаморфической сланцеватостью metabазитов хр. Оленьего и соответствует общему директивному простиранию пояса Колмозеро-Воронья. Среднее содержание Au – 3.7 г/т. Максимальная концентрация золота приурочена к дайкам кварцевых порфиров, частично преобразованным в мусковит-кварцевые метасоматиты, и их экзоконтактовыми зонами. Дайки кварцевых порфиров и мусковит-кварцевые метасоматиты имеют залегание согласное вмещающим амфиболитам.

В породах, несущих золотую минерализацию, широко проявлены окварцевание с образованием мало-мощных кварцевых жил, биотитизация, эпидотизация, диопсидизация, турмалинизация и др. [3]. Зоны развития сульфидной с золотом минерализации в измененных плагиоамфиболитах и кварцевых порфирах секутся жилами редкометаллических пегматитов, не содержащих сульфидной минерализации [9, 13].

Главные рудные минералы – пирротин и арсенопирит; второстепенные – шеелит, галенит, кобальтин, леллингит, сафлорит, никелин, сфалерит, фрейбергит, пираргирит, буланжерит, фалькманит, диафорит, дискразит, электрум (золотистое серебро), самородное серебро.

Носителями Au являются пирротин (0.2 г/т) и арсенопирит – 40–60 г/т. Максимальные концентрации Au в арсенопирите достигают 300 г/т. Значительная часть Au в арсенопирите – эмульсионное, более крупные включения представлены электрумом (кюстелитом). Выделения электрума и золотистого серебра обнаружены также в сфалерите и дискразите. Кроме золота, связанного с сульфидами, выделяется две генерации самородного золота. Раннее золото высокопробное – 900–945, редко до 750, оно тяготеет к периферийной части рудной зоны. Форма золотин комковидная, проволоковидная, пластинчатая. Позднее золото нередко встречается в виде хорошо ограниченных кристаллов. Его пробность составляет обычно 600–700, иногда до 500. Золото второй генерации характеризуется бледно-жёлтым цветом. Размер выделений золота в среднем 0.3 мм, максимально до 2 мм. Самородное серебро проволоковидной формы размером 0.1–0.3 мм встречается обычно в краевых частях зёрен сульфосолей [13].

Изотопно-геохронологические исследования рудопоявлений. Для изотопно-геохронологических исследований U-Pb методом по циркону были отобраны пробы из кварцевых гранодиорит-порфиров рудопоявления Няльм-1 и гранит-порфиров рудопоявления Пеллапахк.

Кварцевые гранодиорит-порфиры рудопоявления Няльм-1 слагают наиболее кислую часть интрузивного тела комплекса малых интрузий габбро-диоритов – диоритовых порфиров. Вмещающими породами для интрузии являются габбро-амфиболиты хр. Оленьего с прослоями высокоуглеродистых сланцев (рис. 2). Тексту-

ра пород массивная, структура порфировая. Мелкозернистая масса сложена плагиоклазом, кварцем, биотитом, мусковитом; порфировые вкрапленники размером до 3 мм представлены кварцем и плагиоклазом (олигоклаз). Минеральный состав: плагиоклаз – 40–45 %, кварц – 30–35 %, биотит – 10 %, мусковит – 10 %, акцессорные минералы представлены эпидотом, цирконом, титанитом, апатитом, пирротинном, пиритом, арсенопиритом. Циркон образует полупрозрачные дипирамидально-призматические трещиноватые кристаллы коричневатого цвета. Рёбра граней сглажены, на поверхности часто наблюдаются следы растворения, $Ku = 3.0–4.0$. Возраст четырёх фракций циркона по верхнему пересечению с конкордией составил 2827 ± 4 млн. лет, СКВО = 0.52. Нижнее пересечение отражает современные потери свинца (табл. 2, рис. 3).

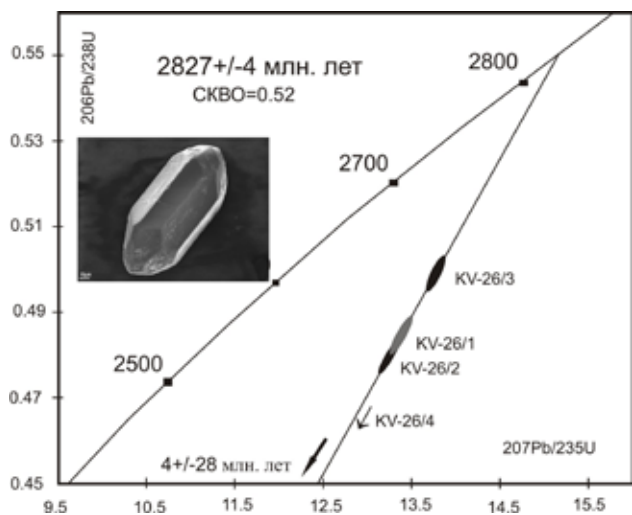


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для гранодиорит-порфиров рудопроявления Няльм-1.

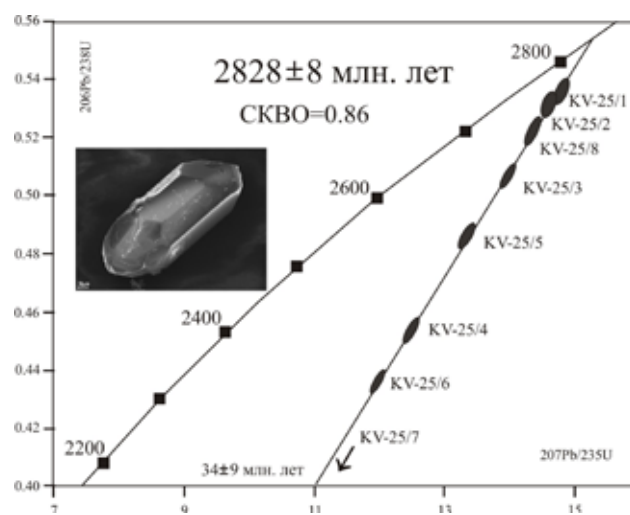


Рис. 4. Диаграмма с конкордией для гранит-порфиров рудопроявления Пеллапахк.

Проба гранит-порфиров взята у подножия восточного склона г. Пеллапахк, вмещающими для гранит-порфиров являются биотит-ставролит-кордиеритовые сланцы червуртской свиты (рис. 1). Текстура гранит-порфиров массивная, структура порфировая. Минеральный состав: кварц – до 50 %, серицитизированный плагиоклаз – 15–30 %, биотит – 10 %, мусковит – до 15 %. Акцессорные минералы представлены апатитом, титанитом, цирконом, пиритом. Вторичные минералы – карбонат, хлорит. Циркон образует длинно- и короткопризматические кристаллы от 50 до 250 мкм, $Ku = 3.0–4.0$. В катодолуминесцентных лучах в цирконе отчётливо проявлена тонкая осцилляционная зональность, свидетельствующая о вероятной кристаллизации минерала из расплава. Восемь фракций циркона определяют возраст 2828 ± 8 млн. лет, СКВО = 0.86. Нижнее пересечение дискордии с конкордией отражает современные потери свинца (табл. 2, рис. 4).

Полученные значения возраста для кварцевых гранодиорит-порфиров рудопроявления золота Няльм-1 (2827 ± 4 млн. лет) и гранит-порфиров рудопроявления Пеллапахк (2828 ± 8 млн. лет) совпадают в пределах ошибок и интерпретируются как время кристаллизации пород. Это даёт основание отнести интрузии гранит-порфиров, дайки кварцевых порфиров и тела, выделяемые в формацию габбро-диоритов – диоритовых порфиров, к единому комплексу малых интрузий габбро-диоритов – диоритовых порфиров – кварцевых порфиров. Время внедрения малых интрузий рассматриваемого комплекса связано с завершающей стадией формирования супракrustальных толщ пояса Колмозеро-Воронья до проявления регионального метаморфизма, возраст которого оценивается в 2770–2730 млн. лет [4].

Обсуждение результатов. Как видно из приведённых выше описаний рудопроявлений золота, меди и молибдена, общим для них является пространственная и генетическая связь с комплексом малых интрузий формации габбро-диоритов – диоритовых порфиров (Няльм-1 и 2), либо с малыми интрузиями кварцевых порфиров и гранит-порфиров (Оленинское, Пеллапахк).

Время внедрения малых интрузий формации габбро-диоритов – диоритовых порфиров и гранит-порфиров определяется периодом после формирования комплекса вулканогенно-осадочных пород (секущее положение интрузий по отношению к метавулканитам полмостундровской и вороньетундровской свит, метаосадкам червуртской свиты, амфиболитам хр. Оленьего), но до развития региональных метасоматитов, внедрения интрузий турмалиновых гранитов и связанных с ними жил редкометаллических пегматитов.

Полученные значения возраста вместе с геологическими наблюдениями – в первую очередь, пересечение тел рудоносных метасоматитов пегматитовыми жилами архейского возраста [9, 13], а также результаты структурных исследований [10] – однозначно определяют позднеархейский возраст сульфидной минерализации с золотом, серебром, медью и молибденом. Позднеархейский возраст минерализации подтверждается изотопными исследованиями – модельный возраст арсенопирита, галенита рудопроявления Оленинское и халькопирита

Таблица 2. Результаты U-Rb изотопного исследования циркона из пород рудопроявлений Пеллапахк и Няльм-1 зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья.

№ обр./ № фрак- ции	Навеска мг	Содержание, мкг/г		Изотопные отношения						Rho		Возраст, млн. лет	
		Rb	U	206Rb/204Rb*	207Rb/206Rb*	208Rb/206Rb*	206Rb/238U	207Rb/235U	206Rb/238U	207Rb/235U	207Rb/206Rb		
Гранит-порфиры рудопроявления Пеллапахк													
KV-25/1	0.65	244	340	285	0.2415±2	0.2463±2	0.5336±11	14.769±59	0.74	2757±6	2801±11	2832±4	
KV-25/2	0.50	111	162	400	0.2288±14	0.2222±11	0.5292±18	14.582±11	0.46	2738±10	2788±22	2825±12	
KV-25/3	0.35	162	203	142	0.2832±3	0.3786±7	0.5048±15	13.961±70	0.79	2635±8	2747±14	2831±5	
KV-25/4	0.25	71	121	480	0.2240±7	0.2445±10	0.4520±23	12.462±87	0.80	2404±12	2640±18	2826±7	
KV-25/5	0.20	163	267	530	0.2213±2	0.2105±2	0.4842±10	13.323±40	0.78	2546±5	2703±8	2823±4	
KV-25/6	0.30	151	270	405	0.2279±2	0.2158±3	0.4347±17	11.944±48	0.88	2327±9	2600±10	2820±4	
KV-25/7	0.15	190	947	640	0.2151±2	0.1919±2	0.1625±5	4.414±13	0.80	971±3	1715±5	2802±3	
KV-25/8	0.45	164	267	1435	0.2075±2	0.1534±2	0.5209±10	14.344±43	0.80	2703±5	2773±8	2824±3	
Кварцевые гранодиорит-порфиры рудопроявления Няльм-1													
KV-26/1	0.50	352	647	2440	0.2042±2	0.1022±1	0.4818±10	13.274±40	0.89	2535±5	2699±5	2825±2	
KV-26/2	1.95	145	270	3280	0.2032±3	0.0906±2	0.4803±14	13.248±52	0.90	2529±8	2698±11	2827±3	
KV-26/3	0.50	314	513	480	0.2245±2	0.1611±2	0.4990±10	13.783±41	0.86	2610±5	2735±8	2829±3	
KV-26/4	0.40	206	589	1489	0.2075±2	0.1072±1	0.3079±6	8.489±25	0.87	1730±3	2285±7	2826±3	

Примечание. Измерения изотопного состава и концентраций Rb и U выполнены на масс-спектрометрах МИ-1201-Г и Finnigan-MAT-262. При расчёте возрастов использованы общепринятые значения констант распада урана (Steiger R.H., Jäger E., 1977). Все ошибки приведены на уровне 2σ. Погрешности соответствуют последним значащим цифрам после запятой. * Значения исправлены на масс-фракционирование, холостое загрязнение и обыкновенный свинец по модели (Stacey J.S., Kramers J.D., 1975).

рудопроявления Пеллапахк равен 2600–2800 млн. лет [24]. Согласно разрабатываемой нами модели, развитие золоторудной и медно-молибденовой минерализации связано со следующими стадиями:

– формированием комплекса малых интрузий (~2830 млн. лет), которые явились источником вещества для рудопроявлений Au (комплекс габбро-диоритов – диоритовых порфиринов), Cu и Mo (гранодиорит-порфиры).

– региональным проявлением гидротермально-метасоматического преобразования пород на регрессивной стадии метаморфизма андалузит-силлиманитовой фациальной серии (2770–2730 млн. лет) до времени внедрения пегматитов (2.65–2.50 млрд. лет) (перераспределение и концентрация рудного вещества); благоприятной средой для формирования продуктивной минерализации служили зоны развития метасоматитов фации кислотного выщелачивания (кварцевые, мусковит-кварцевые, кианит (андалузит)-мусковит-кварцевые).

Значения возраста 1965–1900 млн. лет, полученные K-Ag методом по мусковиту рудопроявлений Пеллапахк и Оленинское [5], близки к значениям, полученным ранее по мусковитам пояса Колмозеро-Воронья K-Ag и Rb-Sr методами (1.9–1.6 млрд. лет) [11, 21, 23]. Во всех указанных публикациях, кроме статьи А.В. Волкова и И.А. Новикова [5], эти значения интерпретировались как время позднего этапа метаморфизма кианит-силлиманитовой фациальной серии, проявленного локально на участке Вороньих тундр (г. Пеллапахк – г. Мудчечуайв). Вполне естественно, что на раннепротерозойском этапе метаморфизма на участках проявления метасоматических процессов происходили изменения с нарушением K-Ag и Rb-Sr изопопно-геохимических систем в наименее устойчивых калиевых минералах. Не исключается возможность, что с наложенным региональным метаморфизмом связано и некоторое переотложение рудного вещества, но это явление если и имело место, то играло незначительную роль, о чём говорят геологические наблюдения. Кроме того, установлено, что рудная минерализация сформировалась в высокотемпературных условиях, близких к максимальным значениям температуры раннего этапа метаморфизма (650–470 °С для арсенопирит-пирротиновой минерализации и 500–300 °С для серебро-галенит-сульфосольной ассоциации) [3], поэтому не следует ожидать существенного изменения ее минерального и химического состава под воздействием процессов с близкой или даже более низкой температурой 390–430 °С [22] на раннепротерозойском этапе.

По своим характеристикам – геологическому положению, возрасту рудовмещающих пород, времени проявления рудообразующих процессов – проявления золота Оленинское и Няльм-1 можно сопоставить с рудопоявлениями и месторождениями золота в зеленокаменных поясах Центральной Карелии (Костомукшская структура и Южно-Выгозерский зеленокаменный пояс) и средней Финляндии (зеленокаменные пояса Хатту-Иломанси и Кухмо) [17, 18, 20, 25 и др.]. Отличительной чертой рудопоявлений золота в поясе Колмозеро-Воронья является полное отсутствие в составе минерализации висмута-теллуридов при широком развитии сурьмяных сульфосолей свинца и серебра на Оленинском рудопоявлении.

Весьма близким аналогом рудопоявления Няльм-1 являются месторождение Таловейс в Костомукшской структуре Карелии [17, 18, 20]. Месторождение Таловейс связано с кварцевыми жилами и зонами околожилных изменений с сульфидной преимущественно пиритовой минерализацией в эндоконтактной (реже экзоконтактной) части массива Факторный – малой штокообразной интрузии диорит-гранодиорит-гранитового комплекса позднего архея (2720±15 млн. лет), прорывающей коматииты и метабазалты контоксской серии позднего лопия. Наиболее богатые золото-кварцевые рудные тела месторождения тяготеют к зонам хрупких деформаций в гранит-порфирах и сопровождаются зонами метасоматического изменения, которые формировались после внедрения калиевых гранитов (2700 млн. лет) [18]. Rb-Sr датирование слюд и полевых шпатов показало, что самые поздние преобразования калиевых минералов в околорудных метасоматитах происходили 1719±60 млн. лет назад [19]. Как отразились на характеристиках сульфидной минерализации процессы, связанные со свекофеннской активацией (1.9–1.8 млрд. лет), в публикациях не раскрывается [17, 18, 19].

Рудопоявление Оленинское является аналогом месторождений и рудопоявлений золота Пампало, Куиттиля, Келокорппи, Рямепуро в зеленокаменном поясе Хатту-Иломанси в Финляндии [25]. Так, на месторождении Пампало рудные тела контролируются маломощным телом пирокластических пород среднего состава на границе метаосадочного (метапелиты и граувакки) и вулканогенного (коматииты, метабазалты) комплексов (2754–2726 млн. лет). Все породы интродуцированы дайками полевошпатовых порфиринов. Региональный метаморфизм пород комплекса в позднеархейское время проходил в условиях амфиболитовой фации на границе с зеленосланцевой. Прожилково-вкрапленное оруденение формировалось в условиях температуры и давления, близких к максимальным значениям (500±50 °С) при региональном метаморфизме, возраст оруденения составляет 2708–2693 млн. лет. Региональный метаморфизм протерозойского возраста (1.8 млрд. лет) фиксируется здесь при датировании слюд месторождения, но роль наложенного метаморфизма в формировании и развитии оруденения остается неясной [25].

Кроме рудопоявления Пеллапахк в северной части Балтийского щита порфириновые месторождения известны в Авнеозеро-Парандовском зеленокаменном поясе в восточной Карелии (молибденовое месторождение Лобаш и месторождение золота Лобаш-1) [14, 16]. В южной части Балтийского щита ряд месторождений и проявлений приурочены к зоне Кируна – Раахе – Ладога (месторождение меди Айттик в Швеции, рудопоявления Хатуноя, Ялонваарское 1 и 2 в Карелии) [26, 12].

Месторождения зоны Кируна – Раахе – Ладога формировались на свекофеннском этапе развития щита: рудовмещающие кварцевые монцодиориты месторождения Айттик имеют возраст 1.89 млрд. лет [26], и для месторождений северного Приладожья также определён возраст 1.88–1.89 млрд. лет [12].

Месторождения молибдена Лобаш и золота Лобаш-1 имеют сложную историю геологического развития. Вмещающими породами месторождения являются позднеархейские лопийские породы в надынtruзивной зоне не вскрытого эрозией гранитного массива: базальты, андезиты, вулканиты средне-кислого состава, прорванные дайками габбро-диабазов, массивом гранодиоритов, дайками и телами андезитов, дацитов, риолитов, гранодиорит-порфиоров, лейкогранитов. На свекофеннском этапе на породы архейского возраста были надвинуты толщи палеопротерозойского возраста – сумийские кварциты и туфоогенно-осадочные породы. При надвиге возникли зоны расланцевания и метасоматических преобразований, способствовавшие развитию рудной минерализации штокверкого и жильного типов [16, 20].

Таким образом, близких аналогов медно-молибденового рудопроявления Пеллапахк на Балтийском щите нет. По всей вероятности, данное рудопроявление является древнейшим рудным объектом такого типа в Фенноскандии.

Выводы.

1. Рудопроявления золота Оленинское и Няльм-1, молибдена и меди Пеллапахк связаны с единым комплексом малых интрузий габбро-диоритов – диоритовых порфириров – кварцевых порфириров. Возраст внедрения интрузий комплекса определён в 2828 ± 8 млн. лет для гранит-порфириров рудопроявления Пеллапахк и 2827 ± 4 млн. лет для кварцевых гранодиорит-порфириров рудопроявления Няльм-1.
2. Формирование золоторудной и медно-молибденовой минерализации связано с региональным проявлением гидротермально-метасоматического преобразования пород на регрессивной стадии метаморфизма андалузит-силлиманитовой фации, причём до времени внедрения пегматитов, т. е. в интервале 2.65–2.50 млн. лет. Благоприятной средой для формирования продуктивной минерализации служили зоны метасоматитов фации кислотного выщелачивания – кварцевые, мусковит-кварцевые, кианит – мусковит-кварцевые.
3. Рудопроявление Оленинское относится к золото-сульфидно-кварцевой золоторудной формации. Это рудопроявление можно сопоставить с рудопроявлением Пампало в зеленокаменном поясе Хатту-Иломантси в Финляндии. Рудопроявление Няльм-1 принадлежит к золото-кварцевой формации, его аналогом является малое месторождение золота Таловейс в Костомукшской структурной зоне Карелии. Рудопроявление Пеллапахк классифицируется нами как рудопроявление медно-молибденовой порфирировой формации. В отличие от остальных порфирировых месторождений Балтийского щита, имеющих протерозойский возраст (Лобаш, Айттик), рудопроявление Пеллапахк сформировалось в позднем архее.

Список литературы

1. Афанасьев Б.В., Бичук Н.И., Даин А.Д. и др. Минерально-сырьевая база Мурманской области // Минеральные ресурсы России. 1997. № 3. С. 17–22. № 4. С. 12–19.
2. Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского п-ова. Л.: Наука, 1980. 240 с.
3. Белолипецкий А.П., Калинин А.А., Петров С.И. Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1987. 115 с.
4. Беляев О.А., Петров В.П. Новые данные по исследованиям структурно-метаморфической истории докембрия северо-востока Балтийского щита / Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология и геофизика. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 195–207.
5. Волков А.В., Новиков И.А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геол. рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 5. С. 412–424.
6. Вревский А.Б. Архейский супракрустальный пояс Полмос-Порос: петрология и этапы развития. Автореф. канд. дисс. Л.: ЛГУ, 1983. 24 с.
7. Гавриленко Б.В., Калинин А.А. Минералого-геохимические аспекты металлогении золота и серебра Кольского региона // Проблемы золотоносности и алмазности севера европейской части России. Петрозаводск: Изд-во Кар НЦ РАН, 1997. С. 68–73.
8. Гавриленко Б.В., Никитин И.В., Зозуля Д.Р. и др. Геология, тектоника, возраст и металлогения архейской шовной зоны Колмозеро-Воронья, Кольский регион // Вестник МГТУ. 2002. Т. 5. № 1. С. 43–60.
9. Галкин Н.Н. Минералого-геохимическая характеристика Оленинского золоторудного проявления, архейская зона Колмозеро-Воронья // Геология и геоэкология. Исследования молодых. Матер. XIII молодежной конф., посв. памяти К.О. Кратца. Т. 2. Минералогия, кристаллография, полезные ископаемые и геофизика. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 33–39.
10. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 215 с.
11. Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Дук В.Л. и др. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982. 229 с.
12. Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б. и др. Эндеогенная золоторудная система Суйстамского плутонического комплекса (Сев. Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2004. С. 127–146.
13. Калинин А.А. Минералогия проявлений серебра в СВ части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 47 с.
14. Корнилов М.Ф. Закономерности концентрации и распределения молибдена на докембрийском месторождении молибден-порфирирового типа Лобаш (Вост. Карелия) // Зап. РМО. 1993. № 3. С. 25–32.
15. Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. Матер. X молодежной конф. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1999. С. 66–70.

16. Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Коротаева Н.Н. Минералогия руд и окколорудно-измененных пород золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) // Зап. РМО. 2004. № 4. С. 39–51.
17. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. Таловейс – докембрийское золоторудное месторождение в Костомукшской структуре (Зап. Карелия) // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. С. 100–112.
18. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. С. 58–76.
19. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А. Rb-Sr геохронология и изотопная геохимия рудовмещающих пород и окколорудных метасоматитов мезотермального Au-месторождения Таловейс, Зап. Карелия // Докл. АН. 2004. Т. 396. № 2. С. 239–243.
20. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. Отв. ред. В.П. Михайлов, В.Н. Аминов. Петрозаводск, 2006. 278 с.
21. Морозова И.М., Другова Г.М., Спринцзон В.Д. О последовательности этапов метаморфизма в серии полмос-порос на Кольском п-ове (по данным К-Ag метода) // Тез. докл. III Петрогр. совещ. «Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы». Киев: Наук. думка, 1979. С. 172.
22. Петров В.П. Гарифулин Л.Л., Реженева С.А. К вопросу о развитии процессов метаморфизма в зоне Колмозеро-Воронья (Кольский п-ов) // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 198. С. 46–55.
23. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.
24. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского п-ова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
25. Eilu P., Pankka H. FINGOLD – A public database on gold deposits in Finland. Geol. Surv. Finland. 2009.
26. Metallogeny and tectonic evolution of the Northern Fennoscandian Shield // Guidebook 33rd IGC excursion N 15, Aug. 15-21, 2008. Ed. by V. Juhani Ojala, Markku Iljina. Oslo, 2008. 113 p.
27. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V 26. N 2. P 207–221.
28. Steiger R.H., Jäger E. Subcommittee on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V 36. N 3. P 359–362.

Au-Cu-Mo ORE PROSPECTS IN THE KOLA PENINSULA GREENSTONE BELT: GEOLOGICAL FEATURES AND AGE

Kalinin A.A.¹, Kudryashov N.M.¹, Galkin N.N.²

¹ Geological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, kalinin@geoksc.apatity.ru

² Black Fox Resources Company, Monchegorsk

The Kolmozero-Voronya greenstone belt is the most promising and best studied structure for gold presence on the Kola Peninsula. It accommodates the Voronya Tundra ore cluster, where from Mt. Pellapakkk in the north-west to Mt. Nyalmchechuaiv in the south-east gold prospects (Oleninskoe, Nyalm-1, and Nyalm-2), and a molybdenum prospect with copper and gold (Pellapakkk). The Oleninskoe gold prospect is well covered mainly in terms of mineralogy while the published information on the Pellapakkk, Nyalm-1, and Nyalm-2 is still scarce. This paper gives geological and mineralogical description of these ore prospects, as well as results of isotope-geochronological investigations.

GEOLOGICAL SETTING AND MINERALOGICAL FEATURES OF THE GOLD AND MOLYBDENUM ORE PROSPECTS

The Kolmozero-Voronya greenstone belt is confined to the central part of the suture zone that separates the Murmansk domain from the Kola-Norwegian domain, and borders with the Keivy terrain in the south-east. The volcano-sedimentary complexes of the north-eastern part of the belt within the Voronya Tundra ore cluster are traditionally divided into four suites (from margin towards centre): Lyavozero (lower terrigenous suite), Polmos Tundra (komatiite-tholeiitic), Voronya Tundra (basalt-andesite-dactitic), and Tchervurt (upper terrigenous suite).

The development of the Kolmozero-Voronya greenstone belt formed in the course of a few stages, the first five of which from accumulation of volcano-sedimentary rocks to formation of REE pegmatitic veins correspond to Late Archaean, and the final stage to Early Proterozoic:

1. Formation of volcano-sedimentary suites with prospects of komatiite-tholeiitic magmatism at the early stage, and basalt-andesite-rhyolitic magmatism at the late stage (3.0–2.9 Ga); volcanics are underlain and overlain by sedimentary rocks. This stage is completed with small intrusions of gabbro-diorite-granodioritic complex and granite porphyry (2.82 Ga);
2. Regional metamorphism under the conditions of low temperature amphibolitic facies of andalusite-sillimanite type (T ~ 600° C, P = 3–4 kbar) (2770–2730 Ma);
3. Intrusions of plagiomicrocline and tourmaline granites (2520±70 Ma to be specified);
4. Regional metasomatism with formation of alkaline, acidic, and Fe-Mg-Ca metasomatic rocks. Formation of Au-Cu-Mo sulphide mineralization in the metasomatic rocks of the acid leaching facies;

5. Formation of REE pegmatitic veins within the zones of regional metasomatic rocks (2740–2735 Ma);
6. Low temperature amphibolite facies metamorphism of kyanite-sillimanite facial type (1930–1820 Ma) regionally manifested in the south-eastern part of the belt ($T \sim 550^{\circ}\text{C}$, $P = 5$ kbar) and locally in the north-western part; in terms of PT conditions this metamorphism stage corresponded to the epidote-amphibolitic facies ($390\text{--}430^{\circ}\text{C}$, $P = 2.0\text{--}3.5$ kbar). The regressive stage of the Proterozoic metamorphism is locally related to acid leaching.

In the north-western part of the Kolmozero-Voronya belt there are 3 gold prospects (Oleninskoe, Nyalm-1, and Nyalm-2) with the estimated predicted resources P_1+P_2 in the amount of 38.9 tons of gold and copper-molybdenum porphyry ore prospect Pellapakhk with Cat. P_1 Mo resources of 79 ths. tons, Cu – 346 ths. tons, Au – 24 tons, Ag – 631 tons. The ore prospects locate in the axial part of the belt. Table 1 summarizes main features of the ore prospects except for the poorly studied Nyalm-2 prospect.

Table 1. Main features of the Au-Cu-Mo prospects in the north-western part of the Kolmozero-Voronya belt.

Prospect		Oleninskoe	Nyalm-1	Pellapakhk
Ore assemblage		Gold-sulphide-quartz	Gold-quartz	Copper-molybdenum-porphyry
Country rocks		Plagioamphibolite of R.Oleniy, aluminous schists of the Tchervurt Suite	Diorite porphyrite, carbonaceous schists of the Tchervurt Suite	Granodiorite-porphyry, aluminous schists of the Tchervurt Suite
Ore-controlling structures		Zone of quartz porphyry dykes in the area of R. Oleniy plagioamphibolite pinching-out	Stock of gabbro-diorite – dioritic porphyrite contains a 45x160 m mineralized quartz stockwork, and 2 quartz veins within the stockwork	500-m thick metasomatic alteration zone mostly concordant with the strike of the whole structure. It contains a linear stockwork
Igneous suites close in age to the mineralization		Stock of gabbro-diorite – diorite porphyrites, quartz porphyry dykes (premineral), pegmatitic veins (post-mineral)	Stock of gabbro-diorite – diorite porphyrites, spessartite dykes (premineral)	Granodiorite-porphyry (premineral), pegmatitic veins (post-mineral)
Wallrock alteration		Silicification, formation of biotite, diopside, epidote, tourmaline in amphibolites, development of muscovite quartzites after quartz porphyry	Silicification	Development of kyanite-muskovite quartzites after granodiorite-porphyry, gedrite-cordierite metasomatic rocks after aluminous schists
Morphology of ore zones		6 ore lenses (1350x50 m) in the amphibolite and country garnet-biotite schists of the Tchervurt suite with a thickness of 0.8–3.5 m and length of 20–55 m. Ore bodies spatially oriented conformably with crystallization and metamorphic foliation of the R. Oleniy metamorphic mafic rocks.	Mean Au content 1.2 ppm; within the stockwork there are 2.3–12.2 m thick mineralized bands where mean Au content is 4.3 ppm. Gold-bearing quartz veins have a true thickness of 1.5–2.0 m, strike length of 45–110 m. These are downdip traced for 55–110 m, mean Au content 9.0–14 ppm.	Stockwork system of kyanite-muskovite quartzites is formed by quartz veins and veinlets, and granite-porphyry contains calcite-epidote-quartz veinlets. The mineralization is traced along strike for 1 800 m, and downdip for 360 m. Mo content is 0.028%; Cu content is 0.154 %, and Cu/Mo ratio is 5:1.
Mineral composition of mineralization	Main	Pyrrhotite, arsenopyrite, chalcopyrite, ilmenite, sphalerite	Pyrrhotite, ilmenite, rutile, chalcopyrite	Pyrite, chalcopyrite
	Minor	Lollingite, safflorite, rutile, gold, electrum; in the contact with the quartz porphyry dyke also galena, freibergite, Pb and Ag sulphosalts, native silver	Pyrite, arsenopyrite, pentlandite, sphalerite, gold	Molybdenite, sphalerite, galena, tetrahedrite, pyrrhotite, bornite, cubanite, native Bi, gudmundite, tennantite, freibergite, lollingite, pentlandite, native copper

The U-Pb zircon isotope-geochronological investigations were made with samples of quartz granodiorite-porphyry of the Nyalm-1 granite-porphyry and Pellapakhk granite-porphyry.

Zircons from the Nyalm-1 quartz granodiorite-porphyry form semi-opaque dipyrmidal and prismatic fissured brownish crystals. The face edges are smoothed. The surface often displays dissolution traces, $Ce = 3.0\text{--}4.0$. The age for four zircon fractions equals 2827 ± 4 Ma, MSWD = 0.52. The lower intersection reflects modern lead losses (Table 2, Fig. 1).

Table 2. U-Pb zircon isotope investigations for the Pellapakhk and Nyalm-1 ore prospects of the Kolmozero-Voronya greenstone belt.

Sample / fraction No.	Weight, mg	Content, mg/g		Isotope ratios					Rho	Age, Ma		
		Pb	U	206Pb/204Pb*	207Pb/206Pb*	208Pb/206Pb*	206Pb/238U	207Pb/235U		207Pb/238U	207Pb/235U	207Pb/206Pb
Pellapakhk granite-porphyr												
KV-25/1	0.65	244	340	285	0.2415±2	0.2463±2	0.5336±11	14.769±59	0.74	2757±6	2801±11	2832±4
KV-25/2	0.50	111	162	400	0.2288±14	0.2222±11	0.5292±18	14.582±11	0.46	2738±10	2788±22	2825±12
KV-25/3	0.35	162	203	142	0.2832±3	0.3786±7	0.5048±15	13.961±70	0.79	2635±8	2747±14	2831±5
KV-25/4	0.25	71	121	480	0.2240±7	0.2445±10	0.4520±23	12.462±87	0.80	2404±12	2640±18	2826±7
KV-25/5	0.20	163	267	530	0.2213±2	0.2105±2	0.4842±10	13.323±40	0.78	2546±5	2703±8	2823±4
KV-25/6	0.30	151	270	405	0.2279±2	0.2158±3	0.4347±17	11.944±48	0.88	2327±9	2600±10	2820±4
KV-25/7	0.15	190	947	640	0.2151±2	0.1919±2	0.1625±5	4.414±13	0.80	971±3	1715±5	2802±3
KV-25/8	0.45	164	267	1435	0.2075±2	0.1534±2	0.5209±10	14.344±43	0.80	2703±5	2773±8	2824±3
Nyalm-1 quartz granodiorite-porphyr												
KV-26/1	0.50	352	647	2440	0.2042±2	0.1022±1	0.4818±10	13.274±40	0.89	2535±5	2699±5	2825±2
KV-26/2	1.95	145	270	3280	0.2032±3	0.0906±2	0.4803±14	13.248±52	0.90	2529±8	2698±11	2827±3
KV-26/3	0.50	314	513	480	0.2245±2	0.1611±2	0.4990±10	13.783±41	0.86	2610±5	2735±8	2829±3
KV-26/4	0.40	206	589	1489	0.2075±2	0.1072±1	0.3079±6	8.489±25	0.87	1730±3	2285±7	2826±3

Note. Measurements of Pb and U isotope composition and concentrations are performed at mass-spectrometer MI-1201-T and Finnigan-MAI-262. When calculating ages conventional values of U decay constants were used (Steiger R.H., Jäger E., 1977). Errors are at 2σ level. * Values are corrected for mass-fractionation, blank contamination, and model common lead (Stacey J.S., Kramers J.D., 1975).

Zircons from the Pellapakhk granite-porphyry are 50–250 μm long- and short-prismatic crystals, $Ce = 3.0\text{--}4.0$. In CL beams the zircons clearly displays thin oscillation zoning that indicates possible mineral crystallization from melt. The age for eight zircon fractions is measured at 2828 ± 8 Ma, $MSWD = 0.86$. The lower concordia/discordia intersection reflects modern lead losses (Table 2, Fig. 2).

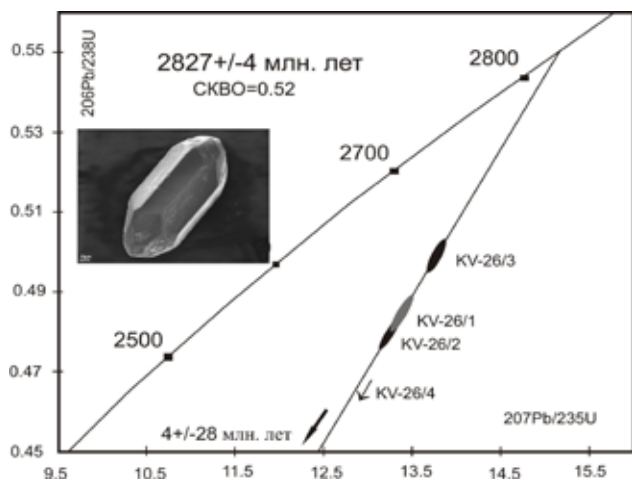


Fig. 1. Concordia diagram for the Nyalm-1 granodiorite-porphyry.

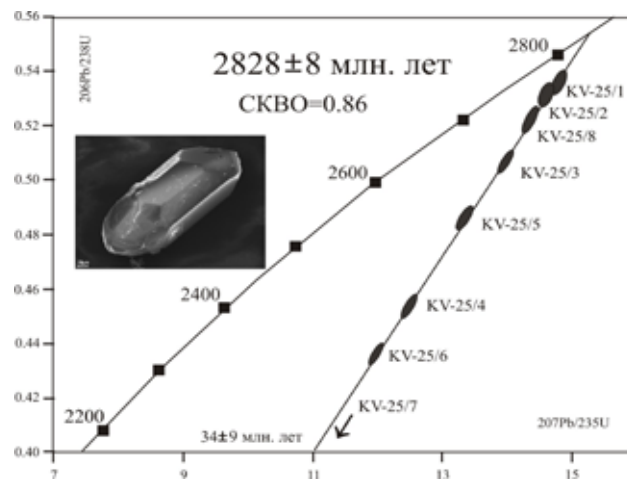


Fig. 2. Concordia diagram for the Pellapakhk granite-porphyry.

The ages for the Nyalm-1 quartz granodiorite-porphyry of 2827 ± 4 Ma and for Pellapakhk granite-porphyry of 2828 ± 8 Ma coincide within the error and are interpreted as the time of rock crystallization. This allows ascribing the granite-porphyry intrusion, quartz porphyry dykes, and gabbro-diorite – diorite porphyry bodies to the single complex of small gabbro-diorite – diorite porphyry, quartz porphyry intrusions. The time of their injection is related to the final formation stage of the Kolmozero-Voronya supracrustal rocks prior to the manifestation of regional metamorphism that took place about 2770–2730 Ma ago.

Formation of the gold and copper-molybdenum ore associates with regional hydrothermal and metasomatic rock modification at the regressive stage of andalusite-sillimanite facies metamorphism before the injection of pegmatites (i.e. within 2.65–2.50 Ma). The accumulation of the mineralization is favoured by the zones of acid leaching facies metasomatic rocks with quartz, muscovite-quartz, kyanite-muscovite-quartz assemblage.

The Oleninskoe prospect refers to the gold-sulphide-quartz gold-bearing suite and can be compared with the Pampalo ore prospect in the Hattu-Ilomantsi greenstone belt of Finland. The Nyalm-1 ore prospect belongs to the gold-quartz suite, and is similar to the Taloveis small gold deposit of the Kostomuksha zone in Karelia. The Pellapakhk ore prospect is classified as a copper-molybdenum porphyry assemblage. As contrasted from other porphyry deposits of the Baltic Shield with the Proterozoic age (Lobash, Aitik), the Pellapakhk ore prospect formed in the Late Archaean.

References

- Афанасьев Б.В., Бичук Н.И., Даин А.Д. и др. Минерально-сырьевая база Мурманской области // Минеральные ресурсы России. 1997. № 3. С. 17–22. № 4. С. 12–19.
- Белолипецкий А.П., Гаскельберг В.Г., Гаскельберг Л.А. и др. Геология и геохимия метаморфических комплексов раннего докембрия Кольского п-ова. Л.: Наука, 1980. 240 с.
- Белолипецкий А.П., Калинин А.А., Петров С.И. Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1987. 115 с.
- Беляев О.А., Петров В.П. Новые данные по исследованиям структурно-метаморфической истории докембрия северо-востока Балтийского щита / Геология и полезные ископаемые Кольского п-ова. Т. 2. Полезные ископаемые, минералогия, петрология и геофизика. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 195–207.
- Волков А.В., Новиков И.А. Золото-сульфидное месторождение Оленинское (Кольский п-ов, Россия) // Геол. рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 5. С. 412–424.
- Вревский А.Б. Архейский супракрустальный пояс Полмос-Порос: петрология и этапы развития. Автореф. канд. дисс. Л.: ЛГУ, 1983. 24 с.
- Гавриленко Б.В., Калинин А.А. Минералого-геохимические аспекты металлогении золота и серебра Кольского региона // Проблемы золотонности и алмазности севера европейской части России. Петрозаводск: Изд-во Кар НЦ РАН, 1997. С. 68–73.
- Гавриленко Б.В., Никитин И.В., Зозуля Д.Р. и др. Геология, тектоника, возраст и металлогения архейской шовной зоны Колмоzero-Воронья, Кольский регион // Вестник МГТУ. 2002. Т. 5. № 1. С. 43–60.

9. Галкин Н.Н. Минералого-геохимическая характеристика Оленинского золоторудного проявления, архейская зона Колмозеро-Воронья // Геология и геоэкология. Исследования молодых. Матер. XIII молодежной конф., посв. памяти К.О. Кратца. Т. 2. Минералогия, кристаллография, полезные ископаемые и геофизика. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2002. С. 33–39.
10. Глебовицкий В.А., Бушмин С.А. Послемигматитовый метасоматоз. Л.: Наука, 1983. 215 с.
11. Другова Г.М., Глебовицкий В.А., Дук В.Л. и др. Высокоградиентные режимы метаморфизма в развитии земной коры. Л.: Наука, 1982. 229 с.
12. Иващенко В.И., Ручьев А.М., Лавров О.Б. и др. Эндогенная золоторудная система Суйстамского plutонического комплекса (Сев. Приладожье) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 7. Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2004. С. 127–146.
13. Калинин А.А. Минералогия проявлений серебра в СВ части Балтийского щита. Апатиты: Изд-во КНЦ АН СССР, 1991. 47 с.
14. Корнилов М.Ф. Закономерности концентрации и распределения молибдена на докембрийском месторождении молибден-порфирового типа Лобаш (Вост. Карелия) // Зап. РМО. 1993. № 3. С. 25–32.
15. Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А. Возраст пород архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Воронья: новые U-Pb данные // Геология и полезные ископаемые Северо-Запада и Центра России. Матер. X молодежной конф. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 1999. С. 66–70.
16. Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Коротаева Н.Н. Минералогия руд и околорудно-измененных пород золото-полиметаллического месторождения Лобаш-1 (Карелия) // Зап. РМО. 2004. № 4. с. 39–51.
17. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. Таловейс – докембрийское золоторудное месторождение в Костомукшской структуре (Зап. Карелия) // Региональная геология и металлогения. СПб.: ВСЕГЕИ, 2006. С. 100–112.
18. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геология рудных месторождений. 2009. Т. 51. С. 58–76.
19. Ларионова Ю.О., Самсонов А.В., Носова А.А. Rb-Sr геохронология и изотопная геохимия рудовмещающих пород и околорудных метасоматитов мезотермального Au-месторождения Таловейс, Зап. Карелия // Докл. АН. 2004. Т. 396. № 2. С. 239–243.
20. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Кн. 1. Отв. ред. В.П. Михайлов, В.Н. Аминов. Петрозаводск, 2006. 278 с.
21. Морозова И.М., Другова Г.М., Спринцсон В.Д. О последовательности этапов метаморфизма в серии полмоспорос на Кольском п-ове (по данным К-Аг метода) // Тез. докл. III петрогр. совещ. «Петрология и корреляция кристаллических комплексов Восточно-Европейской платформы». Киев: Наук. думка, 1979. С. 172.
22. Петров В.П. Гарифулин Л.Л., Реженова С.А. К вопросу о развитии процессов метаморфизма в зоне Колмозеро-Воронья (Кольский п-ов) // Геология и история формирования докембрийских структур Кольского п-ова. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 198. С. 46–55.
23. Пушкарев Ю.Д. Мегациклы в эволюции системы кора-мантия. Л.: Наука, 1990. 216 с.
24. Пушкарев Ю.Д., Кравченко Э.В., Шестаков Г.И. Геохронометрические реперы докембрия Кольского п-ова. Л.: Наука, 1978. 136 с.
25. Eilu P., Pankka H. FINGOLD – A public database on gold deposits in Finland. Geol. Surv. Finland. 2009.
26. Metallogeny and tectonic evolution of the Northern Fennoscandian Shield // Guidebook 33rd IGC excursion N 15, Aug. 15-21, 2008. Ed. by V. Juhani Ojala, Markku Iljina. Oslo, 2008. 113 p.
27. Stacey J.S., Kramers J.D. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model // Earth Planet. Sci. Lett. 1975. V 26. N 2. P 207–221.
28. Steiger R.H., Jäger E. Subcommission on geochronology: convention on the use of decay constants in geo- and cosmochronology // Earth Planet. Sci. Lett. 1977. V 36. N 3. P 359–362.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ШОВНЫХ ЗОН (на примере Урала)

Коротеев В.А.¹, Сазонов В.Н.¹, Огородников В.Н.², Поленов Ю.А.²

¹ ИГГ УрО РАН, Екатеринбург, koroteev@igg.uran.ru

² Уральский государственный горный университет, Екатеринбург, igg-gl.@ursmu.ru

Шовные зоны – это, по представлениям авторов, протяжённые линейные тектонические структуры (мегабрекции), отличающиеся большой глубиной заложения, длительностью развития, обычно разделяющие крупные блоки земной коры различного состава (нередко и строения), возникающие в результате линейной деструкции последней. В пределах шовных зон породы подверглись механическим (дробление, брекчирование, рассланцевание и др.), реологическим (изменение физических свойств пород с глубиной и/или в связи с длительностью развития зон), петрографическим (метаморфические и метасоматические преобразования пород), структурным (сгущение оперяющих трещин, приразломная складчатость, будинаж) изменениям. Широкое развитие шовных зон происходит в режимах растяжения и сжатия. Шовные зоны являются основной субстанцией, определяющей минерализацию золота в складчатых регионах по следующим причинам: 1) они контролируют не только эндогенное, но и экзогенное золотое оруденение; 2) в их пределах развиты сложно построенные тектонические образования, производные таких процессов, как дробление, рассланцевание, будинаж и др.; 3) в них развиты полигенно-полихронные месторождения (золотосодержащие колчеданные, скарновые, медно- и золото-порфировые, прожилково-вкрапленные и классические кварц-жильные); 4) коллизионный процесс, проявляясь в шовных зонах, обуславливает разубоживание (вплоть до уничтожения) ранее сформированных месторождений (например, колчеданных) и образования новых объектов (рудных и нерудных), например, золото-кварц-жильного типа, сопряженных с раннеколлизионными гранитоидами; 5) шовные зоны развиваются длительно прерывисто-непрерывно, вскрывая то мантийные, то коровые глубины. В связи с этим им свойственна сложная минерализация – линейная в том случае, если она представляет только коровое или мантийное вещество, и нелинейная – когда источник вещества (и флюида) был сложным, корово-мантийным. Результаты исследования могут быть использованы в некоторых других регионах в качестве критериев поисков и прогнозирования золотого оруденения, т. к. Урал в различные этапы его формирования и эволюции сопрягался с разными регионами (крупными блоками земной коры).

Suture zones, i.e., linear fault zones of complex structure (so-called megabreccias) are distinguished by a deep, commonly mantle origin and long evolution (up to tens of million years); these zones usually divide large crustal blocks of different composition and structure. Within suture zones, rocks were subjected to mechanical deformation and failure (crushing, brecciation, foliation, and formation of splays), rheological modification (changes in physical properties of rocks with depth and/or with time), petro-graphic alteration (metamorphism and metasomatism of rocks), and structural rearrangement (crowding of splays, fault-line folding traced not only in host rocks but also in ores, melange, boudinage, etc. Suture zones originated and evolved in extension and compression regimes. The first regime took place in the Riphean and Ordovician under conditions of continental rifting and oceanic spreading. The second regime was typical of the Devonian and Late Permian, when collision conditions were expressed in the formation of island arcs and active continental margins and emplacement of early and late collision granitoid complexes. Suture zones developed especially intensely in the compression regime under collision conditions, which brought about shear deformations especially when collision was obliquely oriented. Suture zones are the main substance in gold mineralization of the folded belts for the following reasons: 1) these are complexly built structural elements, usually shear zones, which control not only diverse endogenous but also exogenous mineralization; 2) shear zones are characterized by melange, foliation, and crushing that resulted in the development of variously oriented fracture systems, fault-line folding, and boudinage; 3) multistage and telescoped ore and industrial mineral deposits, for instance, massive sulfide, gold-base-metal, copper-bearing magnetite skarn, quartz veins with gold and rare metals, and stringer-disseminated deposits, are formed here; 4) within suture zones, collision played a dual role. On the one hand, this process significantly altered massive sulfide deposits, and, on the other hand, it gave rise to the formation of gold-quartz vein deposits (early collision) and ore shoots (late collision); 5) suture zones develop in a continuous-discontinuous manner with alternate supply of mantle and crust materials, leading to development of areas with linear mineralization (for instance, normal potassium granites and related rare-metal pegmatites and quartz veins) and nonlinear mineralization (zones of femic ore-bearing metasomatic rocks formed under the influence of mantle-derived fluid, e.g., the Svetlinsky and Kochkar gold deposits in the southern Urals. Their work's results can be using in the some others regions as criterions for prospecting and prognosis of gold mineralization because the Urals in the different stages of their geologic history was in connection with different regions.

Общие сведения. Цель настоящей работы – подытожить результаты изучения шовных зон Урала как интегральных, рудоперспективных тектонических структур, уделив при этом особое внимание золотому оруденению. В таких зонах развиты полигенные и полихронные разноформационные рудные и нерудные месторождения, локализующиеся как правило в трансформированных вещественных комплексах – продуктах различных геодинамических режимов [11, 13, 15 17, 29, 30; и др.]. В работе [9] показано, что шовные зоны, контролирующие золотое

оруденение, часто имеют дулексную природу (образуются при сдвиговых деформациях с дополнительным сжатием или растяжением), что убедительно показано в работах [5, 9, 28 и др.]. Прежде чем перейти к рассмотрению существа заявленной проблемы, проведём оценку связи Урала с другими регионами в различные этапы его и сопредельных территорий зарождения и эволюции. Это позволит понять причины сходства и различий в их минерагии, включая и золоторудную составляющую.

На сегодня в истории геологического развития Урала выделяются шесть периодов формирования магматитов, метаморфитов и сопряжённой с ними гидротермально-метасоматической активности (сводку по этой проблеме см. в работе [24]). Мультиным проявлением указанных комплексов обусловлено геологическое строение Уральского региона. Оно было обусловлено тем, что в различные этапы Урал сопрягался (входил в состав) с разными глобальными тектоническими структурами: в рифее – со Скандинавией и Балтийским щитом (рис. 1 А, Б). Согласно работам [18, 21], в венде-кембрии на Урале был сформирован Кадомский коллизионный ороген. На запад он протягивается до периферии Балтийского щита, на восток до Енисейского кряжа – периферии Сибирской плиты. В нижнем ордовике коллапс уничтожил последний, начался океанический спрединг. В результате Урал вошёл в состав Урало-Монголо-Охотского мегапояса (рис. 1, Б). В герцинско-мезозойское время Урал был генетически связан с Таймыро-Норильской провинцией (рис. 1, В).

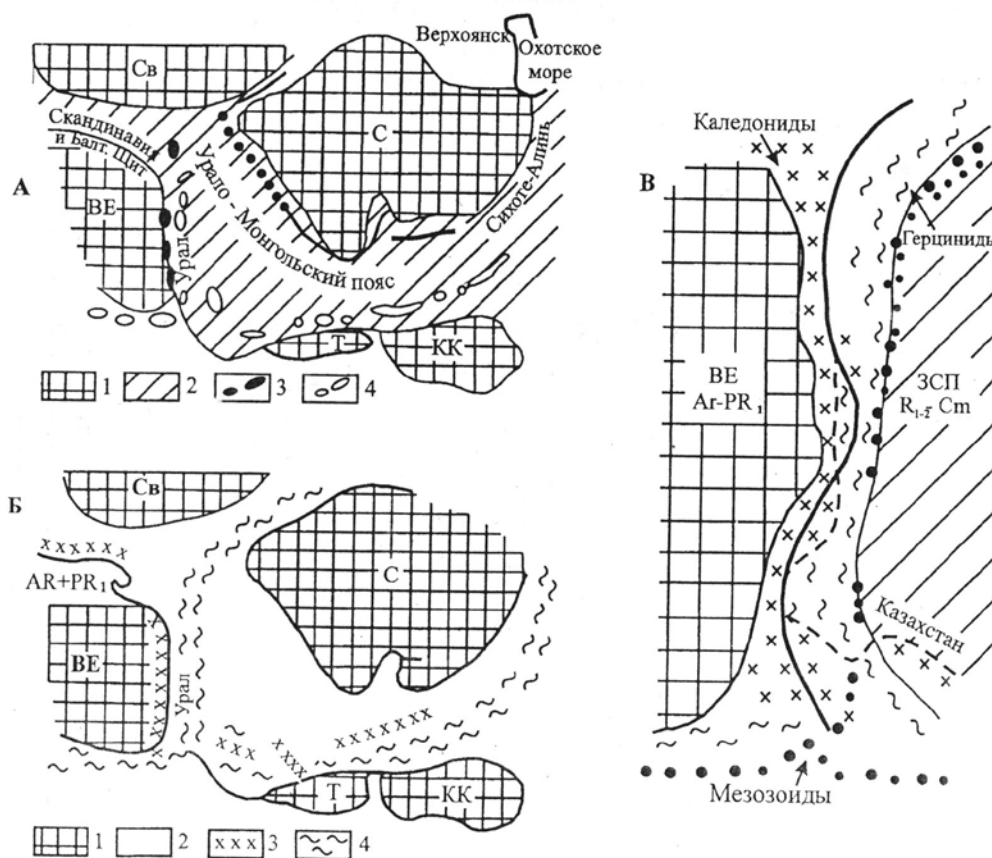


Рис. 1. Положение Уральской складчатой области в пределах Урало-Монгольского мегапояса (А), локализация на Урале каледонид и герцинит (Б) и соотношение в Уральском регионе каледонид, герцинит и мезозоид (В). По В.Е. Хаину и др. (1998), К.К. Золоеву и др., (2006 г.), цит. по (Сазонов, Коротеев, 2009): А. 1 – древние платформы: ВЕ – Восточно-Европейская, Св – Свальбарская, С – Сибирская, Т – Таримская, КК – Китайско-Карейская; 2 – складчатые структуры подвижных поясов. Б. 1 – древние платформы; 2 – складчатые структуры подвижных поясов; 3 – каледониды; 4 – герциниты. В. Соотношения каледонид, герцинит и мезозоид в Уральском регионе.

В первый этап трансформирован фундамент Восточно-Европейской платформы, сформированы Кусинский, Куртинский и др. пироксенит-габбровые комплексы с титаномагнетитовым оруденением, проявился рифтовый метаморфизм, достигавший уровня ультраметаморфизма [7, 15]. В результате сформировались щелочные гнейсо-граниты, калиевые граниты и анортоклазовые пегматиты. Эти указанные геологические образования в процессе поздней коллизии были смяты, затем раздроблены и будинированы [9, 15].

Во второй этап (650–525 млн. лет, см. данные А.С. Варлакова, Г.Б. Ферштатера, В.В. Холоднова в работе [9], а также материалы В.Н. Пучкова, 2010; В.Л. Андреичева, 1999, 2009; А.А. Соболевой, 2004; Г.А. Петрова, 2007; И.Л. Недосековой, 2010). Согласно работам [17, 18, 21 и др.], сформировались Кадомский коллизионный ороген, поздненвендская шовная зона (прото-Главный Уральский разлом). Продукты этого орогена проявлены в разных

местах на Урале (коматииты на Тиммане, аподолеритовые листвениты на Южном Урале, в пределах Бакальского железорудного поля и др.). Орогенные (коллизийные) гранитоиды второго этапа представлены двумя типами – нормальными палингенными гранитами, с которыми сопряжена редкометальная минерализация и гранитоидами, сформировавшимися в результате развития анатексиса, как правило, неоднократного, на базитовой подложке. Заметим, что гранитоиды второго типа шеелито- и золотоносные.

В третий этап (480 млн. лет) тектонической активности возникла офиолитовая ассоциация. Кроме того, были подновлены ранние (R_2) шовные зоны рифтогенного происхождения. На границе третьего и четвертого этапов (440 млн. лет) в связи с протяжённой шовной зоной возник щелочной сиенит-карбонатитовый комплекс с редкометальной и редкоземельной минерализациями. В связи с указанным комплексом известна незначительная золотоносность (Au объекты сопряжены с микроклин-серицитовыми метасоматитами, запасы металла обычно составляют первые тонны, данные А.Н. Угрюмова и Г.П. Дворника, 1993). В уральских ильмено-вишневогорских карбонатитах самородное золото обнаружено в связи с пиритом и халькопиритом и скорее всего имеет наложенный характер.

В четвертый этап (440–385 млн. лет) на Урале образовались колчеданоносные вулканические постройки с медной и сопутствующей Au минерализацией и Платиноносный ультрабазит-базитовый комплекс. Последний, очевидно, гетерогенный – его верхний возрастной репер 415–430 млн. лет, а нижний – 537 ± 83 млн. лет [3] – фиксирует доостроводужную «жизнь» комплекса в мантийных условиях. Золотая минерализация фиксируется как с альпинотипными ультрабазитами (месторождение Золотая гора, на Южном Урале), так и с магматитами Платиноносного пояса (самородки золота установлены совместно с платиной в коренном залегании, а также в россыпях на севере Среднего и Северном Урале (например, в россыпях, локализующихся в Восточно-Тагильском габбро-ультрабазитовом массиве).

В пятый этап активизации (ранняя палеозойская коллизия 380–320 млн. лет), проявившейся главным образом в пределах Главного Уральского коллизийного шва, зон его влияния, а также в пределах других менее масштабных зон (все они в этот период представляли собой зоны разуплотнения [15] интенсивно проявились гранитизация, мигматитизация, метаморфизм, сформировались кварц-жильные образования метаморфической дифференциации и перекристаллизации. В этот же период внедрились гранитоиды тоналитового состава, с которыми связаны слюдяные пегматиты и кварцевые жилы двух типов – метасоматические и выполнения открытых трещин (радиогенный возраст мусковита 330–365 млн. лет). В зонах кислотного выщелачивания, сопряжённых с названными гранитоидами, сформировались метасоматические кварциты, а также кварцевые жилы, сопровождающиеся березитами и эйситами [15].

В шестой этап активизации (поздняя коллизия, 320–240 млн. лет) основная роль была отведена Главному Уральскому коллизийному шву и зоне его влияния. Это проявилось в образовании нормальных калиевых гранитов, связанных с ними пегматитов, калишпатитов, альбититов, грейзенов с редкометальной минерализацией, а также в создании метаморфических ореолов амфиболитовой и амфибол-эпидотовой фаций и их эклогит-сланцевого обрамления [15, 18, 24].

Заканчивая эту часть статьи, подчеркнём, что Урал представляет собой мультитипный ороген (сформирован в шесть этапов тектонической активности), трансрегиональную шовную область [17], или пояс, зону [9], занимающую межплитное положение. Он включает вещественные комплексы, отвечающие всем известным геодинамическим обстановкам для подобных крупных тектонических структур, в связи с чем он относится к орогенам с полной геодинамической последовательностью формирования [8]. В работах [8, 9, 11] приведены данные, свидетельствующие о том, что на Урале золотое оруденение развито в связи с вещественными комплексами таких геодинамических обстановок, как континентальный и океанический рифтогенез, островодужная, активная континентальная окраина с наложенными вулканоплутоническими поясами и ранне- и позднеколлизийная. Причин этому две: первая – способность золота накапливаться как в щелочной, так и в ацидофильной обстановках, вторая – возможность транспортироваться в различных формах (в ионной, комплексных соединениях с металлами и серой и др.).

Приведённые материалы, с учётом того, что для геодинамических обстановок, характеризующихся образованием комплексов пород фемического профиля, свойственны, как правило, золотосодержащие рудные формации (месторождения), а если такие комплексы имеют сапический профиль – собственно золоторудные [24], могут быть использованы для трансрегионального прогноза золотой (и других) минерализации и различного рода минерагенических построений.

Теперь предпримем попытку изложить конкретные материалы, полученные при изучении «эталонных» уральских объектов, сформированных в определённых геодинамических обстановках. Материалы опубликованы [9], в связи с чем их характеристика будет краткой. В золотопродуктивных вещественных комплексах, сформированных в «золотоносных» геодинамических обстановках, золотое (редкометальное и др.) оруденение контролируется шовными зонами [5, 11, 13–18, 19, 23 и др.]. Уральские данные подтверждаются результатами исследований, полученных многими геологами в других регионах [1, 4, 6, 10, 20, 22, 28 и др.). Поскольку базой для информации являются шовные зоны, то здесь дадим наше понимание этого термина, так как единства в его толковании у исследователей нет. Итак, к шовным зонам мы [9, 13] относим протяжённые линейные тектонические структуры (разломы) сложного строения (так называемые мегабрекчии), отличающиеся большой (часто мантийной) глубиной заложения, длительностью развития (до десятков млн. лет),

обычно разделяющие крупные блоки земной коры различного состава (нередко и строения), возникающие в результате линейной деструкции. Заложение шовных зон может происходить в режимах растяжения и сжатия. В первом случае возникают «простые» шовные зоны, в пределах которых проявляются дробление, рассланцевание и метаморфогенно-метасоматическое преобразование пород. Во втором случае при действии дополнительного растяжения или сжатия образуются шовные зоны дуплексной природы [5, с. 65]. Согласно исследованиям Г.Л. Поспелова [20], в пределах шовных зон происходит стягивание рассеянных газов и жидкостей в более или менее концентрированный поток, которым в существенной мере определяется минерализация таких структур [27].

Новые и малоизвестные уральские данные по проблеме. Ниже излагаются: 1) результаты, полученные при изучении шовных зон «эталонных» площадей – Уфалейско-Карабашско-Дегтярской (включает Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс и Дегтярско-Карабашскую колчеданолносную зону) и Кочкарско-Светлинской (включает Кочкарское и Светлинское золоторудные поля) (рис. 2); 2) оценка значимости новых материалов, полученных в последние годы по геодинамическим обстановкам формирования типовых месторождений Урала различных формационных типов, закономерностям их размещения, условиям зарождения и эволюции шовных зон [9, 13–15 и др.]; 3) возможности использования уральских материалов, полученных при проведении минерогенических исследований на «эталонных» площадях, для оценки перспектив сопряженных регионов или сопрягавшихся на различных этапах формирования крупных блоков литосферы.

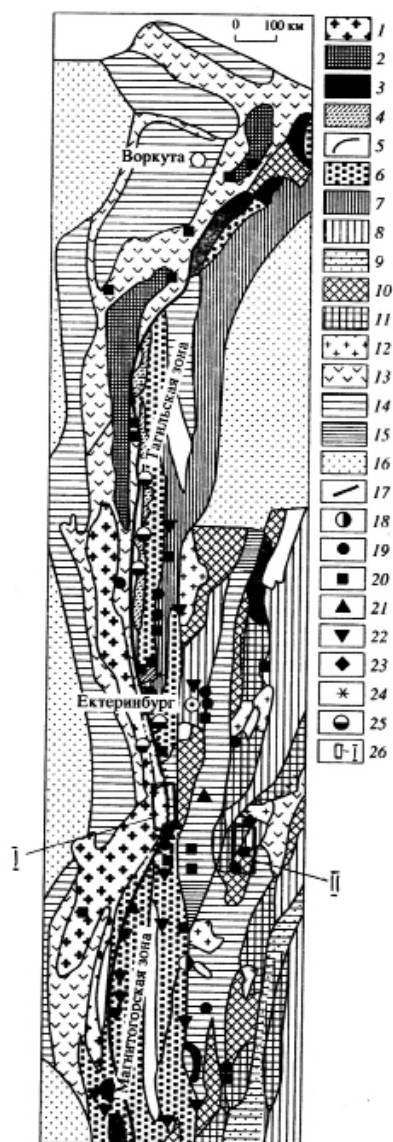


Рис. 2. Геолого-геодинамическая схема Урала (вещественные комплексы и сопряжённые оруденения) и эталонные объекты исследования шовных зон (Коротеев и др., 2009).

1 – фрагменты рифейских депрессий и дорифейского основания; 2 – вендраннепалеозойские рифтовые структуры и ассоциирующие магматические комплексы; 3 – офиолиты; 4 – образования Платиноносного пояса; 5 – островодужные образования Тагильской и Магнитогорской мегазон; 6, 7 – вулканно-плутонические ассоциации Тагило-Тавдинского (6) и Урало-Тобольского (7) поясов; 8 – осадочные депрессии; 9, 10 – фрагменты континентальной (9) и океанической (10) коры; 11 – коллизионные граниты; 12 – шельфовые и склоновые образования пассивной окраины; 13 – мелководные фации бассейнов форланда и внутренних; 14 – осадочный чехол сочленения Тагильской и Магнитогорской мегазон; 15 – то же Восточно-Европейской и Западно-Сибирской платформ; 16 – Главный Уральский коллизионный шов; 17 – 24 – месторождения: 17 – редкометалльные, 18, 19 – золоторудные (18 – кварцево-жильные, 19 – прожилково-вкрапленные); 20 – скарновые (магнетитовые и медно-магнетитовые), 21 – колчеданные и колчеданно-полиметаллические, 22 – медно (золотосодержащие) и медно-порфировые, 23 – хромитовые, 24 – титаномагнетитовые; 25 – площади-эталоны исследований авторов: I – Уфалейско-Дегтярско-Карабашская, развитие полихронной гетерогенной минерализации (включает Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс в западной части и Дегтярско-Карабашскую колчеданолносную зону в восточной части), II – Кочкарская, развитие полихронной гетерогенной минерализации (включает главным образом Кочкарское и Светлинское рудные поля).

Примечание. На схеме не учтены материалы работы (Нечухин и др., 2009) по северной части Урала.

Режим растяжения проявился в рифее, венде-кембрии и ордовике (в условиях континентального рифтогенезиса (рис. 3) и океанического спрединга, а режим сжатия – в девоне-верхней перми – в условиях коллизии Уральского орогена с Казахстанским континентом: образование островодужных комплексов, формирование активной континентальной окраины, развитие ранне- и позднеколлизионных гранитоидных комплексов. Наиболее широкое развитие шовных зон происходит в условиях коллизии, обусловившей возникновение сдвиговых деформаций, особенно при «косой» ориентировке последней [5, 11]. Теперь охарактеризуем «эталонные» площади в порядке, указанном выше.

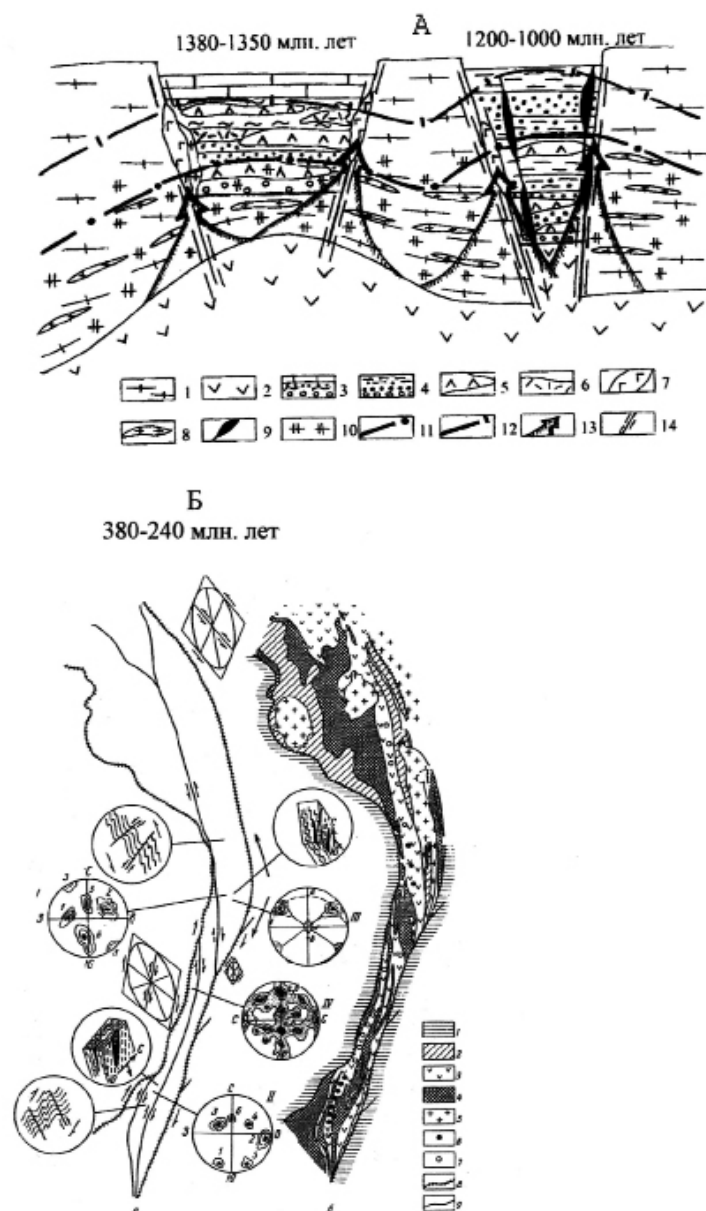


Рис. 3. Схема заложения древних шовных зон рифтогенной природы на Среднем и Южном Урале [9].

1 – протерозойский фундамент; 2 – мантийная субстанция; 3 – отложения машакского грабена; 4 – офиолиты; 5 – примитивные базальты с щелочным уклоном; 6 – риолиты; 7 – габбро; 8 – щелочные граниты и связанные с ними пегматиты; 9 – серпентиниты; 10 – гранитизация, мигматитизация; 11, 12 – изограды амфиболитовой (11) и эпидот-амфиболитовой (12) фаций; 13 – направления движения мантийных флюидных потоков; 14 – шовные зоны.

ваны в условиях эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой (реже) фаций с образованием минеральных парагенезисов с алмадин-гранатом, сине-зелёной роговой обманкой, бурым биотитом.

На некоторых медноколчеданных месторождениях Южного Урала (Карабашский рудный район) развиты борнит-теннантитовые жилы. В работе [9] показано, что эта минерализация по составу и возрасту, с одной стороны, коррелируется с таковой золоторудных месторождений кварц-жильного типа, а с другой – оторвана во времени (моложе) от формирования колчеданной минерализации. Колчеданно-полиметаллические месторождения ДККЗ генетически связаны с девонскими вулканитами андезит-дацитово-формации. При коллизии они подверглись тектонической и метаморфической трансформации. При этом сложные рудные тела превратились в линзовидные; в околорудных метасоматитах (иногда и в рудах) возникли гранат (существенно алмадин), бурый биотит и фенгит. В медно-колчеданных месторождениях океанической и островодужной геодинамической обстановки произошла существенная дифференциация вещества в пределах рудных тел. При этом золото, входившее в сульфиды в тонко дисперсной форме, сконцентрировалось в виде мелких (до 1–1.5 мм) самородных частиц, часто ассоциирующих с борнитом.

Уфалейско-Дегтярско-Карабашская площадь. Исследования проведены в основном в пределах Дегтярско-Карабашской колчеданноносной зоны (ДККЗ) и Уфалейского гнейсово-амфиболитового комплекса (УГАК). Результаты довольно подробно изложены в работе [13], поэтому приведём лишь краткую информацию, ориентированную главным образом на золотое оруденение и вещественные комплексы, с которыми оно связано (генетически или пространственно).

Дегтярско-Карабашская колчеданноносная зона (ДККЗ). Это протяжённая (180 км) субмеридионально ориентированная полоса развития палеозойских (преимущественно силурийских и девонских) вулканогенных, вулканогенно-осадочных и осадочных пород, сопряжённых с Главным Уральским коллизионным швом (ГУКШ), который трассируется здесь многочисленными массивами серпентинизированных альпинотипных ультрабазитов (рис. 2, 4). В этой зоне сосредоточено большое количество золотосодержащих медно-колчеданных (домбаровский и уральский типы) колчеданно-полиметаллических (баймакский тип) и собственно золоторудных объектов (рис. 4). Причём степень золотоносности руд месторождений колчеданного типа отчётливо коррелируется со степенью их полиметалличности.

В ДККЗ развиты вещественные комплексы, сформировавшиеся в океанической, островодужной геодинамических обстановках. Значительна роль и коллизионных образований – это зоны гранитизированных пород, метаморфитов от зеленосланцевой до амфиболитовой фаций. В некоторых шовных зонах ДККЗ проявлен метаморфизм повышенных давлений (выделены по наличию в метаморфитах кианита, хлоритоида, фенгита) [13]. Колчеданные объекты домбаровского и уральского типов имеют гидротермально-осадочный генезис. Их рудные тела в связи с палеозойской коллизией подверглись тектонической и метаморфической трансформации. Это выразилось в том, что их рудные тела были выведены из горизонтального положения, смяты и расланцованы (рис. 5а). Кроме того, вместе с околорудными метасоматитами кварц-серицитового состава они метаморфизо-

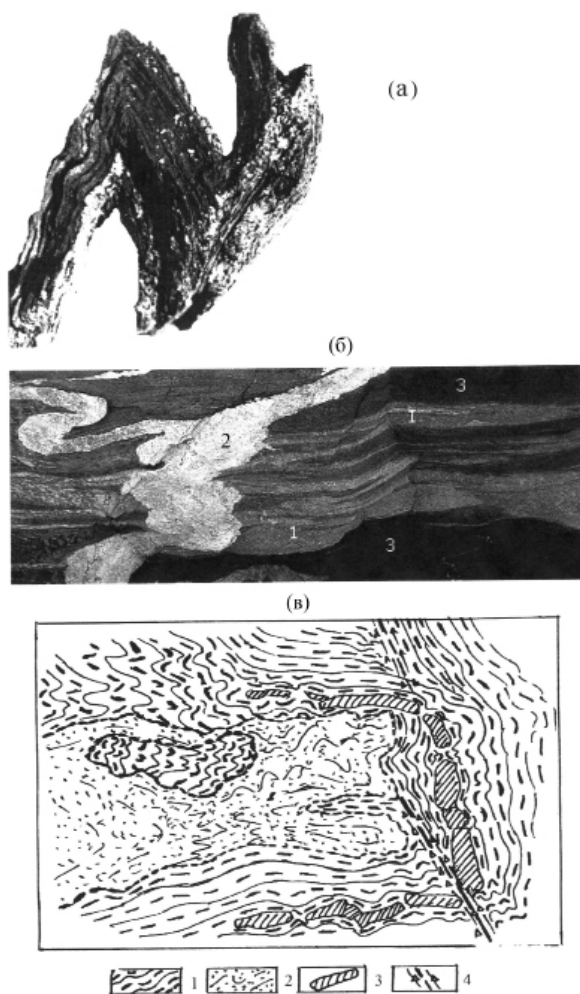


Рис. 5. Продукты коллизионной трансформации пород различных вещественных комплексов на примере эталонных объектов – Северо-Кузнецихинского колчеданного месторождения (а), Кыштымского месторождения гранулированного кварца (б) и Светлинского рудного поля (в), включающего золоторудные и кварц-жильные хрустальные месторождения (Коротеев и др., 2009).

а – тело колчеданных руд, смятое в островершинные складки (0.5 × 0.5 м);

б – кварцевые прожилки метаморфической дифференциации (1), смятые в изоклинальные складки биотит-амфиболовых гнейсах (3), пересекаются позднеколлизионной дайкой плагиогранитов (2);

в – складка волочения в рифейских графит-кремнистых сланцах: 1, 2 – графит-кремнистые сланцы (1) и аргиллизиты (2); 3 – раздробленная и растащенная раннеколлизионная золотоносная кварцевая жила во время поздней коллизии; 4 – участки интенсивного дробления.

металлических пегматитов. В Центральном блоке пород отмечаются тела амфиболитов, а также кварцевые жилы с высокотемпературными околорудными метасоматитами (включают минеральные парагенезисы с силлиманитом, андалузитом, альбитом). Западный блок (рис. 6) представлен двуслюдяными сланцами со ставролитом, относящимися к эпидот-амфиболитовой фации метаморфизма. В этом блоке установлены золотоносные кварцевые жилы, сопряженные с минерализованными золотоносными сульфидами метасоматитами биотитового, биотит-хлоритового, хлоритового и реже серицитового состава. Западный блок на западе сливается со Светлинским золоторудным месторождением (рис. 6), которое контролируется сопряжением зон разломов субмеридиональной и северо-западной ориентировки. Золоторудная минерализация в этой структуре представлена в кварцевых жилах и метасоматитах – биотитовых (табашки), хлоритовых и березитах-лиственниках.

В пределах Светлинского рудного поля, в карьере горы Зайковой, установлены взаимоотношения между геологическими образованиями различных геодинамических обстановок. В западной части карьера выделены надвиг (СВ простирания с падением плоскости надвига на ЮВ) и субмеридиональный сдвиг. Оба сопровождаются

связанные с ними редкометалльные пегматиты, калишпатиты, альбититы и грейзены.

Кочкарская площадь. Эта площадь расположена на Южном Урале (рис. 2) в зоне развития коллизионных структур в Восточно-Уральской мегазоне. В ее строении принимают участие докембрийские блоки («осколки микроконтинента»), вулканогенно-осадочные породы палеозоя и верхнепалеозойские моласоидные комплексы. Основной блок микроконтинента в период коллизии выполнял роль упора, что обусловило развитие шовных зон и андезитоидных вулканоплутонических поясов в его обрамлении. Указанные зоны в последующем были выполнены телами серпентинизированных ультрабазитов, гранитоидов или метасоматитами, сопровождающими дислокационный метаморфизм. На площади расположены два рудных поля: Кочкарское (в восточной части) и Светлинское (в западной части).

Кочкарское золоторудное поле. Расположено в пределах раннеколлизионного Пластовского массива гранитоидов тоналит-гранодиоритовой формации. Массив крайне неоднороден по составу: в его северной части преобладают лейкократовые плагиограниты, в центральной и южной частях – полосчатые плагиограниты перемежаются с гранито-гнейсами и кристаллическими сланцами. Отличительная черта массива – наличие большого количества даек; ранние дайки лейкократовые (преобладают плагиограниты), поздние – в основном меланократовые (лампрофиры преобладают среди них). Гранитоиды и дайки рудного поля метасоматически преобразованы в березиты, эйситы, участками отмечается мусковитизация. Фемические дайки обычно превращены в табашки. В последних на контакте с золотоносными кварцевыми жилами нередко возникают золоторудные столбы. Золотое оруденение рудного поля представлено кварц-жильным типом. Оно довольно тесно сопряжено с дайковым комплексом. Пластовские гранитоиды и генетически связанные с ними геологические образования в позднеколлизионное время были метаморфизованы тепловым и флюидным воздействием борисовских позднеколлизионных гранитов.

Светлинское рудное поле (золото, редкие металлы, горный хрусталь). Для этого поля установлена горизонтальная (температурная) зональность в распространении метаморфитов, метасоматитов, пегматитов и кварцевых жил (рис. 6). Так, в обрамлении Борисовского гранитного массива развиты дайки аплитов, гранит-порфиров и жилы пегматитов. Западнее расположены кристаллические сланцы с силлиманитом, в которых зафиксированы многочисленные тела редко-

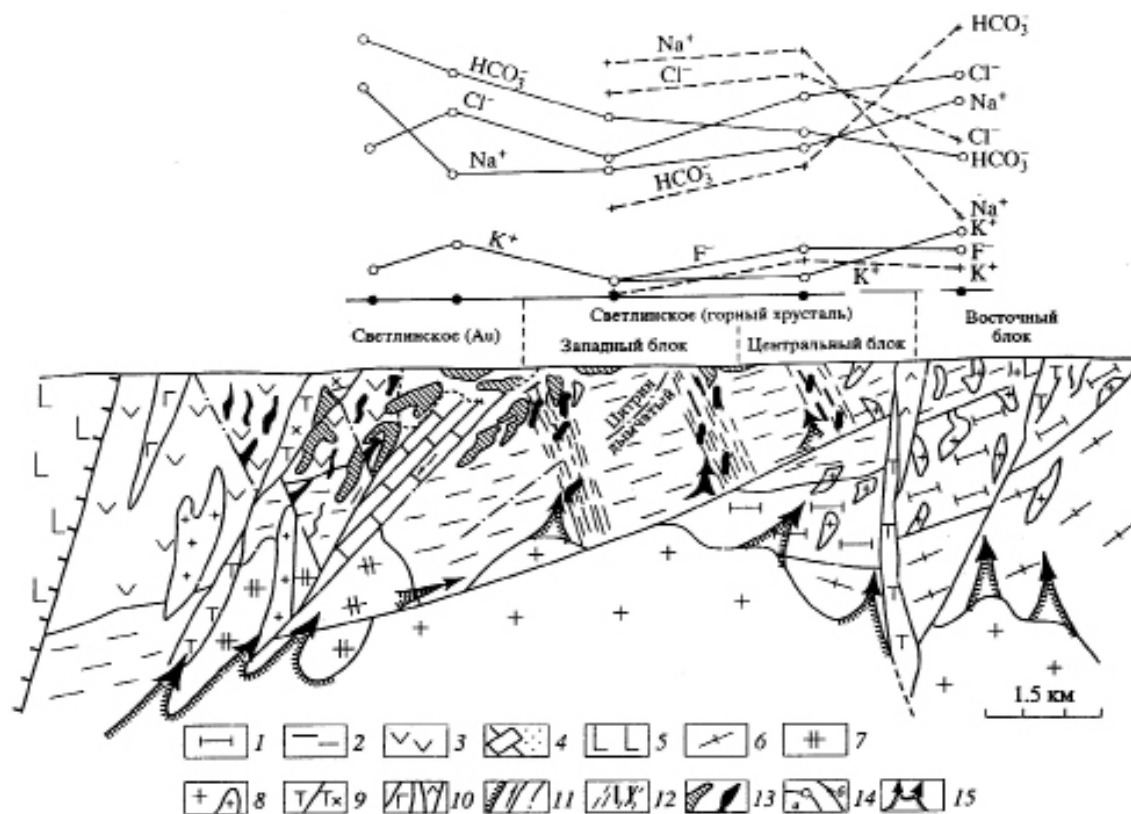


Рис. 6. Модельный широтный разрез Светлинского рудного поля (нижняя часть) и состав флюида, сформировавшего золото- и хрусталеносные кварцевые жилы (по данным изучения газово-жидких включений, верхняя часть) [14].

1 – гнейсы; 2 – кристаллические сланцы; 3 – вулканогенно-осадочные породы; 4 – мраморы, участками закарстованные; 5 – вулканы Магнитогорской магазоны; 6 – граниты борисовского комплекса; 7 – плагиограниты пластовского комплекса; 8 – граниты санарского комплекса; 9 – сепентиниты (а), талькиты и хлоритолиты (б); 10 – габбро-долериты (а), иногда амфиболиты (б); 11 – дизъюнктивы: сбросы и взбросы (а), сдвиги (б), надвиги (в); 12 – хрусталеносные кварцевые жилы в зонах расланцевания и дробления; 13 – золотоносные метасоматиты (а) и кварцевые жилы (б); 14 – состав газово-жидких включений в кварцевых жилах (а) и кристаллах горного хрусталя (б); 15 – направления движения теплофлюидных потоков.

складками волочения (рис. 5в). В последние попадали раннеколлизионные золотоносные кварцевые жилы. В результате они были будинированы и растащены. Среди кварц-жильных образований в указанном карьере выделены: прожилки метаморфической дифференциации (рифейские), кварцевые жилы перекристаллизации (390–370 млн. лет), выполнения (золотоносные, 370–330 млн. лет, хрусталеносные, 320–250 млн. лет) (Коротеев и др., 2009).

Флюиды, обусловившие формирование кварцевых жил в четырёх блоках пород, представленных на рис. 6, были существенно различными по составу, прежде всего по содержанию таких компонентов, как К, Cl, Na, HCO_3^- .

Рассмотренные выше материалы касаются главным образом золотого оруденения, связанного с коллизионными гранитоидами. Отметим, что в других (не уральских) регионах известно большое количество золоторудных месторождений, включая гигантские по количеству запасов Au, в связи с зеленокаменными поясами архейских щитов и с образованиями так называемой черносланцевой формации. Первые на Урале не известны. Что касается вторых, то большинство современных исследователей в формировании золотого оруденения в чёрных сланцах выделяют три этапа. Первый – формирование пород черносланцевой формации с подтоком мантийных флюида и вещества, включая золото (последнее коррелируется с $C_{\text{орг}}$ и S); накопление Au происходит на субкларковом уровне (некоторые авторы полагают, что в этот период могут создаваться промышленные концентрации металла). На втором этапе в связи с метаморфизмом (не выше зеленосланцевой фации) образуются «промежуточные коллекторы» Au (или базовые формации, по А.А. Сидорову). На третьем этапе сильно проявляется тектоническая трансформация, в конце которой развивается обычно сильно продуктивный по золоту гидротермально-метасоматический процесс, связанный с гранитоидным магматизмом. Соотношением золотонесущих трёх субстанций в пределах тектонической структуры месторождения определяется масштабность суммарного оруденения. Когда они «собираются» в одной структуре, и каждая из них проявляет себя максимально, создаются условия для возникновения золоторудных гигантов. Очевидно, таким образом сформировался, например, Сухой лог, запасы Au которого близки к 3000 т. Причём, как показано в ряде работ (см. сводку по этой проблеме в работе Ю.С. Ананьева и Ф.Ф. Коробейникова [1]), подавляющее концентрирование Au в третьем этапе обусловлено гранитизацией и сопряжённым гидротермальным процессом, которые были

спродуцированы мантийным флюидом. Сейчас во многих работах показано, что под крупными золоторудными месторождениями черносланцевой формации геофизическими методами устанавливаются обычно крупные массивы гранитоидов. На Урале места интенсивного проявления золотооруденения трёх этапов пока не найдены. Решение проблемы нам видится в изучении глубинного строения перспективных площадей, проявленного в них метаморфизма и продуктов гидротермального процесса. Весьма эффективными при этом могут оказаться лито-геохимическая и кварцевометрическая съёмки названных площадей.

Результаты исследований. Прежде всего отметим, что шовные зоны – крупные линейные тектонические структуры глубинного заложения – формируются в обстановках растяжения и сжатия на контактах вещественных комплексов, сформировавшихся в различных геодинамических обстановках и в пределах комплексов. В обстановках растяжения формируются эпиконтинентальные и эпикоеанические структуры, включая шовные зоны. Причём в таких условиях обычно возникают простые шовные зоны (линейно-вытянутые структуры без осложняющих тектонических элементов). В условиях сжатия (его причина – коллизионный процесс) обычно возникают сложно устроенные шовные зоны: они часто ветвятся, вплоть до образования дуплексов, характеризующихся сочленением продольных и диагональных зон разлома.

Урал в различные этапы своего геологического развития сопрягался с разными крупными региональными структурами (рис. 1): в докембрии – со Скандинавией и Балтийским щитом, в ордовике вошёл в состав Урало-Монгольского пояса, в герцинско-мезозойское время был связан генетически с Таймыро-Норильской провинцией (см. подробнее в работе [24]). Имеются и другие представления о геолого-тектонической истории, например, северной части Урала [17]. Различно трактуемые данные такого характера, несомненно, должны глубоко анализироваться при разработке генеральной линии проведения поисков полезных ископаемых, особенно в разобщённых частях единых когда-то мегаструктур. Понятно, что различные части последних могут быть обнажёнными и изученными в различной степени, а также в разной мере перекрытыми более поздними, как правило аккреционно-коллизионными, образованиями.

Для Уральского орогена установлена корреляция между типоморфными вещественными комплексами различных геодинамических обстановок (континентальный рифтогенез, океанический спрединг, типоморфными вещественными комплексами различных геодинамически обстановок (островодужная, активной и пассивной континентальных окраин и коллизионная) и сопряжёнными с ними генетически и часто пространственно золоторудными месторождениями различных генотипов. Естественно, такая закономерность должна быть свойственна и другим орогенам уральского типа. Однако уровень золотоносности одинаковых вещественных комплексов одной и той же геодинамической обстановки в различных регионах может сильно колебаться. Так, например, докембрийские зеленокаменные пояса Австралии и Северной Америки «богаты» крупными золоторудными месторождениями. В то же время в аналогичных Балтийских структурах они пока не известны.

На Среднем и Южном Урале установлено, что их шовные зоны часто имеют дуплексную природу (рис. 7). Участки сопряжения продольных и диагональных разломов в таких тектонических структурах являются рудо-контролирующими. Это хорошо видно на генерализированном рис. 7А и участках его детализации (рис. 7 Б, В).

Шовные зоны – это структуры с развитием месторождений комплексного минерального сырья (золото, РЗ, РЗЭ, асбест, декоративный змеевик, гранулированный кварц, камнесамоцветы, слюды, тальк и др.). Естественно, что для их изучения и освоения должен применяться адекватный подход.

Наиболее важными вопросами «золотой» проблемы Урала и в целом для регионов с шовными зонами представляются следующие:

- 1) глубокое комплексное изучение пород «черносланцевой» формации с целью подразделения ее членов на перспективные и непродуктивные по золоту и МПГ;
- 2) в связи с появлением нового промгента золотых месторождений, представленного золотоносными корами химического выветривания, необходимо изучение механизма накопления золота в этих образованиях (с использованием «тонких» методов изучения минерального вещества) и эволюции его состава во времени;
- 3) создание чётких критериев прогнозирования коренных месторождений золота по россыпям; сравнительное изучение химического составов золотин россыпей и руд золотых месторождений с целью выявления степени их соответствия;
- 4) детальное исследование продуктов коллизии (особенно гиперколлизии) с целью выяснения её конструктивной и разрушительной роли применительно к золоторудным объектам;
- 5) исследование возможностей извлечения «тонкого» золота из россыпей (его в них, по данным Б.И. Беневольского, А.И. Кривцова, Б.С. Лулева, Б.М. Осовецкого и др., до 80 %), а также из различных техногенных образований.
- 6) для перспективных площадей, на которых предполагаются открытия золоторудных объектов крупных и средних масштабов, необходимо решение двух задач: а) создание карты глубинного строения для этих площадей, построение геолого-генетических моделей для золоторудных объектов различных геодинамических

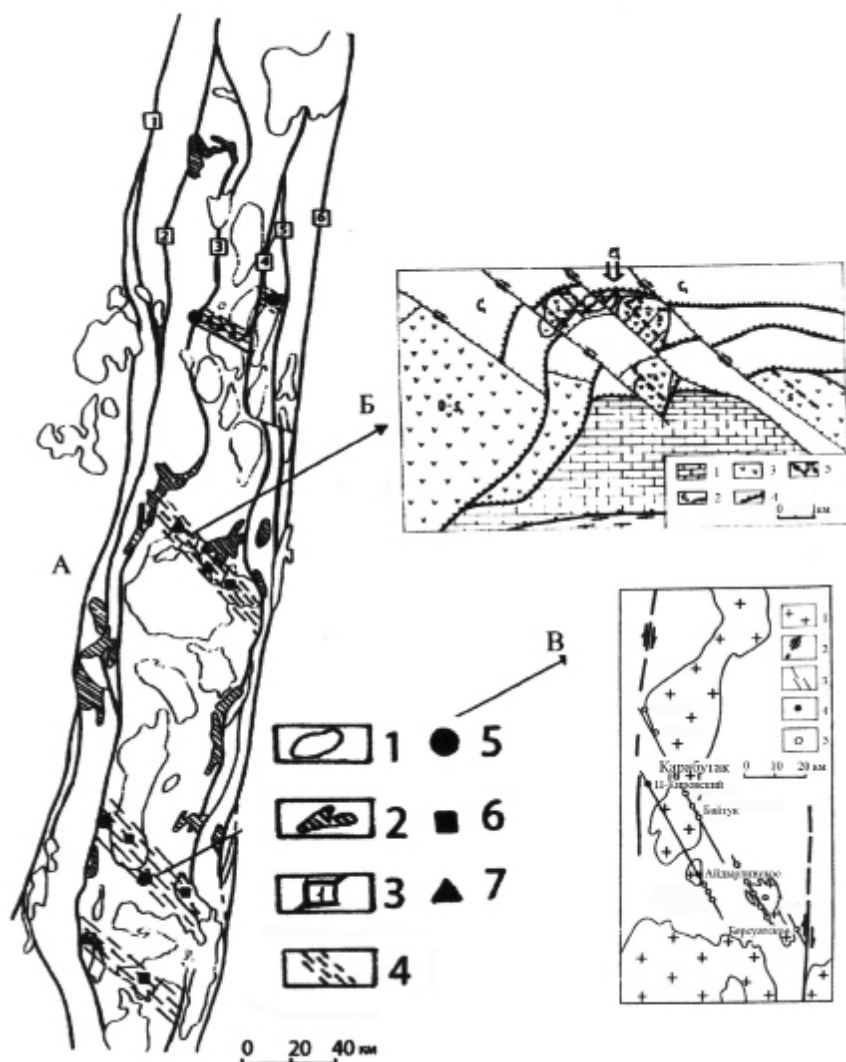


Рис. 7. Схема расположения меридиональных и диагональных разломов (элементы шовных зон) на Южном Урале (А) с детализацией эталонных участков (Б, В).

А. 1 – гранитоиды; 2 – габброанориты; 3 – шовные зоны: 1 – Сугомакско-Кацбахская, 2 – Кидышевская, 3 – Светлинская, 4 – Борисовская, 5 – Успеновско-Павловская; 4 – рудоконтролирующие разломы; 5 – 7 – месторождения: золоторудные (5), редкометальные (6), кварц-жильные хрусталеносные (7).

Б. Структурная схема Астафьевского хрусталеносного поля: 1 – мраморы, 2 – углеродистые кремнистые сланцы; 3 – метавулканы; 4 – надвиги раннего заложения; 5 – рудовмещающие структуры.

В. Контроль месторождений золота и редких металлов диагональными разломами, расположенными в районах Суундукского (северная часть рисунка) и Адамовского (южная часть рисунка) массивов гранитоидов (Рундквист, 1964; Плюснин, 1971; Минерагения..., 2007): 1 – граниты; 2 – шовные зоны; 3 – рудоконтролирующие разломы; 4, 5 – золоторудные (4) и редкометальные (5) месторождения.

обстановок; б) привлечение квалифицированных кадров геологов-поисковиков (не исключена их специальная подготовка и стажировка).

Список литературы

1. Ананьев Ю.С., Коробейников А.Ф. *Метасоматизм и благороднометальное оруденение в черносланцевых толщах Западной Калбы*. Томск: Изд-во Томского ун-та, 2009. 206 с.
2. Андреичев В.А. *Геохронология гранитного магматизма на Полярном Урале // Петрогенезис и рудообразование*. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. С. 241–243.
3. Ефимов А.А., Попов В.С., Кременецкий А.А. и др. *Блоки доордовикских пород в структуре Платиноносного пояса Урала: Sm-Nd изотопный возраст дунит-клинопироксенит-гьялаитового комплекса массива Денежкин камень // Литосфера*. 2010. № 2. С. 35–46.

4. Жмодик С.М., Миронов А.Г., Жмодик А.С. Золотоцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйскогояса). Новосибирск: ГЕО, 2008. 304 с.
5. Знаменский С.Е. Структурные условия формирования коллизионных месторождений золота восточного склона Ю. Урала. Уфа: Гилем, 2009. 348 с.
6. Золоторудные гиганты России и мира / Константинов М.М. и др. М.: Мир, 2000. 272 с.
7. Кейльман Г.А. Мигматитовые комплексы подвижных поясов. М.: Недра, 1974. 180 с.
8. Коротеев В.А., Сазонов В.Н. Геодинамика, рудогенез, прогноз (на примере Урала). Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2005. 259 с.
9. Коротеев В.А., Сазонов В.Н., Огородников В.Н. и др. Шовные зоны Урала как интегральные, перспективные рудоносные тектонические структуры // Геология рудных месторождений. 2009. № 2. С. 107–124.
10. Крупные и свхррупные месторождения (закономерности размещения и условия образования) / Ред. Д.В. Рундквист. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 430 с.
11. Месторождения золота Урала / Сазонов В.Н. и др. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГГА, 2001. 622 с.
12. Минерагения докембрия. Материалы Всерос. конф. Петрозаводск: ИГ Кар НЦ РАН, 2009. 314 с.
13. Минерагения шовных зон Урала. Дегтярско-Карабашская колчеданоносная зона (Ср. Урал) / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2003. 69 с.
14. Минерагения шовных зон Урала. Кочкарский рудный район (Ю. Урал) / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2004. 216 с.
15. Минерагения шовных зон Урала. Уфалейский гнейсово-амфиболитовый комплекс (Ю. Урал) / Ред. В.А. Коротеев. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2007. 187 с.
16. Недосекова И.Л., Баянова Т.Б., Белоусова Е.А. Возраст, типы источников вещества и генезис ильмено-вишневогорского комплекса в свете новых Sm-Nd, Rb-Sr, U-Pb, Lu-Hf изотопных данных (Урал) // Изотопные системы и время геологических процессов. Т. II. СПб., 2010. С. 47–49.
17. Нечуехин В.М., Душин В.А., Оловянишников В.Г. Палеогеодинамические ассоциации и тектоно-геодинамические элементы Урало-Тимано-Палеоазиатского сегмента Евразии. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, УГГУ, 2009. 158 с.
18. Петров Г.А. Условия формирования комплексов зон Главного Уральского разлома на Сев. Урале. Екатеринбург: УГГУ, 2008. 181 с.
19. Плюснин К.П. Тектоника и геохронология горизонтальных дислокаций литосферы. М.: Недра, 1980. 200 с.
20. Поспелов. Г.Л. Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидопроводников // Геология и геофизика. 1963. № 3. С. 18–38; № 4. С. 24–41.
21. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении. Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 200 с.
22. Рафаилович М.С., Голованов И.М., Федоренко О.А. и др. Геолого-геохимические особенности и геохимическая зональность золотого оруденения в чёрных сланцах (на примере гигантских месторождений Урало-Монгольского складчатого пояса) // Уральский геол. журнал. Екатеринбург, 2003. № 10. С. 81–97.
23. Рундквист Д.В. О структурах и закономерностях размещения кварц-редкометалльных жильных месторождений на восточном склоне Урала // Геология рудных месторождений. 1964. № 3. С. 21–37.
24. Сазонов В.Н., Коротеев В.А. Основные золотопродуктивные и сопутствующие метасоматические формации Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2009. 161 с.
25. Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Пирит собственно золоторудных и кварц-жильных хрусталеносных месторождений: эволюция габитуса кристаллов и её значение для стадий геологоразведочных, эксплуатационных работ и прогнозирования // Горно-геологический журнал, 2009. № 3–4. С. 26–39 (Казахстан, г. Житикара).
26. Уткин В.Б. Сдвиговые дислокации и методы их изучения. М.: Наука, 1980. 143 с.
27. Хаин Е.В., Бибилова В.А., Душин В.А. и др. О возможных связях между Палеоазиатским и Палеоатлантическим океанами в вендское и раннепалеозойское время // Тектоника и геодинамика: общие и региональные аспекты. Т. 2. М.: Геос. 1998. С. 244–245.
28. Шахтыров В.Г. Сдвиговые структурные ансамбли и золотое оруденение Яно-Колымской складчатой системы: Автореф. дисс. ... д.г.-м.н. Иркутск: ИГТУ, 2010. 51 с.
29. Hutchison R.W. A multi-stage, multi-process genetic hypotheses for green stone –hosted gold bodies // Ore Geol. Review. 1993. V 8. P 349–382.
30. Large K., Maslennikov V., Robert F. et al. Multistage sedimentary and metamorphic origin of pyrite and gold in the giant Sukhoi log deposit, Lena gold province, Russia // Econ. Geol. 2007. V 102. P 1233–1267.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КАРЕЛИИ

Кулешевич Л.В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

В статье охарактеризованы основные этапы изучения золотоносности Карелии, геодинамические позиции золоторудных объектов, формационные и минеральные типы руд, закономерности их локализации, а также широкий диапазон условий и механизмов образования. Результаты исследования служат основой для широких металлогенических обобщений и выделения геологических формаций, наиболее перспективных на промышленное золото.

Изученность территории в отношении золота. Первые исследования золотоносности Карелии начались в 1970-х гг. с поисков Au-U-кварцевых конгломератов (Негруца, 1990). В это же время проводилось изучение колчеданных руд (Рыбаков, 1978). С 80-х гг. работы были направлены на выработку поисковых схем-моделей в зеленокаменных поясах (ЗП) по аналогии с зарубежными месторождениями, понятных для производственных работ, и первые металлогенические обобщения. Однако более существенную роль в исследовании обстановок локализации рудной минерализации на раннем этапе внесло выделение и изучение зон активизации, метасоматического преобразования пород и оруденения в пределах глубинных разломов, складчато-разрывных дислокаций, зон расщепления и развитие представлений о его полигенном характере. Полученные результаты показали существенную роль метасоматоза в миграции и отложении золота, урана и др. элементов в зонах деформаций. По результатам межведомственной работы «Золото Карелии» был создан кадастр золоторудных объектов и сводки в отчетах (Леонтьев, 1997; Афанасьева, 1998), книгах «Металлогения Карелии» (1999), «Недра Северо-Запада Российской Федерации» (2003), «Минерально-сырьевая база РК» (2005), а также обзорные статьи. Несомненная заслуга в открытиях и исследованиях принадлежит КГЭ, ПГО «Невскгеология», ИГ КарНЦ РАН, ВСЕГЕИ, фирме «Минерал», СПбГУ. Сейчас в Карелии известно несколько месторождений (Педролампи, Рыбозеро, Лобаш-1, Таловейс, Майское, Воицкое), около 100 проявлений (с прогнозными ресурсами от 1 до 50÷150 т), зафиксированы многочисленные точки минерализации и шлиховые ореолы. Оценка рудных объектов пока не высокая: Рыбозеро – 15 т, Педролампи – 40 т, Таловейс, Берендей – 46 т, Лобаш – 1–8.7 т (увеличены до 150 т), Майское ~20 т. Все они были выявлены на стадии геолого-разведочных работ и пока не имеют экономического значения, что связано с недостаточной изученностью.

Значительную роль в металлогенический анализ внесло развитие представлений по геодинамике и магматизму региона (Карельского кратона и в целом Фенноскандинавского щита), разрабатываемых В.Н. Кожевниковым, С.Б. Лобач-Жученко с коллегами, А.В. Самсоновым, С.А. Световым, А.И. Слабуновым, Г. Гаалом, П. Вардом, коллективом авторов карты Raaheladoga zone, 1999 (Episodes, 2008 и др.). В соответствии с этими представлениями и новыми геохронологическими данными, автором развивались представления о геодинамической (и тектонической) позиции рудопроявлений и накоплении золота на разных этапах докембрийской истории Карелии [3–6]. Этот анализ дополняют исследования по формированию метасоматитов в сдвиговых зонах, условиям преобразований, околорудному метасоматозу, рудообразованию, минеральному составу руд и условиям их образования.

Геодинамическая позиция золоторудных объектов. Месторождения золота могут формироваться в разных обстановках (рис. 1): островных и континентальных дуг, задуговых бассейнов, наложенных прогибов и пулл-апарт структур, а также в зонах сдвиговых деформаций на ранней и поздней орогенной стадиях аккреционно-коллизии развития территории. В условиях «сгруженных и сжатых» докембрийских структур, представляющих коллаж, позиция первичных геологических обстановок рудных объектов в Карелии бывает сближена или совмещена. Учитывая накопленный геологический опыт и методические разработки для условий докембрия [1–2, 7–9], систематизируем наиболее известные золоторудные объекты Карелии (табл. 1). Для AR-PR



Рис. 1. Геодинамические обстановки формирования месторождений золота, по [9, 2].

образований Карелии наиболее благоприятными были поздние стадии лопийского и свекофеннского орогенических циклов [3–6]. Сдвиговые деформации коллизионного этапа развития, выделяемые как шир-зоны в ЗП, обрамляют гранитные плутоны или небольшие интрузии, бывают сопряжены с крупными региональными смещениями, либо не имеют однозначной связи с гранитоидами. Дислокационные метаморфические преобразования обычно не превышают амфиболитовую фацию и сопровождаются интенсивным метасоматозом, иногда проявленным неоднородно. Шир-зоны являются «каналами» для проникновения глубинных и метаморфических флюидов.

Таблица 1. Базовая систематика золоторудных месторождений.

Сопоставление	Генезис				
	Эндогенные, магматогенные				Экзогенные
Генетический тип	Гидротермальный (вулканогенный)	Гидротермальный (плутоногенный)	Гидротермальный (в шир-зонах, в т.ч. метаморфогенный)	Магматический	Осадочный метаморфизованный
Геодинамическая обстановка формирования	Орогеническая. Аккреционная	Орогеническая. Аккреционно-коллизионная	Орогеническая. Коллизионная	Рифтогенная	Платформенная, рифтогенная и пулл-апарт структуры
Основной тип геологических структур	Вулканические пояса, окраинные моря	Надкупольные структуры, зоны контактов	Зоны, сопряжённые коллизионным сутурам, шир-зоны	Рифты, трюги, наложенные впадины	Интракратонные впадины
Связь с магматизмом	С вулканизмом кислого-среднего состава	С дайками и телами диоритов-гранит-порфиров	Без однозначной связи с гранитоидами	С интрузиями базитов-гипербазитов	Отсутствует
Структурная позиция	Стратифицированные и структурно-контролируемые (СК)	СК в ореоле интрузий	СК (в шир-зонах и зонах разломов)	СК	Стратифицированные совмещены со СК
Тип рудных тел	Вкрапленно-прожилковые	Жильные, вкрапленно-прожилковые	Жильные, вкрапленно-прожилковые	Вкрапленно-прожилковые	Вкрапленные и вкрапленно-прожилковые
Связь с другими РФ	С медно- и полиметаллическими колчеданными	Cu-Mo, Mo-W-Cu, Pb-Bi-Te, Cu-(Fe-Sn)-скарновые	Совмещены с более ранними РФ, разнообразные	Сопутствует ЭПГ, Cu, Ni, Co	U, Th, совмещены с наложенными РФ шир-зон

С режимами растяжения связаны рифтогенные структуры. В Карелии к ним приурочены базит-гипербазитовые интрузии палеопротерозойского (сумийского, ятулийского, людиковийского) возраста и связанные с ними комплексные руды с ЭПГ и Au (подробно не рассматриваются). Континентальные осадочные формации формируются в наложенных прогибах, среди них представляют интерес кварцевые конгломераты ятулийского надгоризонта, претерпевшие преобразования в наложенных зонах СЗ деформаций. Поздние структурные деформации, наложенные на породные комплексы рифтогенных структур (разломы и узлы их пересечения, приразломные складки), по сути отражают уже более поздние этапы коллизионного развития, а золоторудные объекты в них рассматриваются чаще как проявления сдвиговых зон свекофеннского этапа.

Формационные и минеральные типы руд, закономерности их локализации. Образующиеся в разных геологических обстановках руды орогенных поясов представлены Au-(Sb-As-)S, золото-кварцевыми Au-Cu-(W)-Mo-порфиоровыми (с Bi, Te), золото-колчеданно-полиметаллическими формационными и разнообразными минеральными типами, среди которых доминируют золото-пиритовый, золото-арсенопиритовый (и Sb-As) и золото-полисульфидный (с висмутотеллуридами). Оруденение в сдвиговых зонах, наложенных на палеопротерозойские рифтогенные структуры кратона, представлено Au-Ag-(Mo)-Cu, Au-(Ag-Cu)-U, Au-(Ag-Mo-Co-Pd, Pt)-U-V и более сложными Se-S-типами. Золоторудные объекты сопровождалась гидротермально-метасоматическими изменениями пород. Они связаны с образованием кварцевых, карбонат-кварцевых, эпидот-, альбит- или барит-содержащих жил, штокверков и вкрапленности в гранитах, их ореолах, на контактах даек, в кислых вулканитах или в различных по составу породах в шир-зонах. Околорудные и околожилные изменения пород представлены березитами, лиственитами, кварц-серицитовыми метасоматитами, гумбеитами, пропилитами, альбититами. Рассмотрим их по металлогеническим эпохам и геологическим структурам.

Позднелопийская эпоха (3.1–2.55 млрд. лет) объединяет метаморфизованные в разной степени вулканогенно-осадочные комплексы архейских ЗП нескольких возрастных групп с прорывающими их и повторяющимися во времени гранитоидами Na-Ca и Na-K ряда. С Сумозерско-Кенозерским, Южно-Выгозерским и

Сегозерско-Ведлозерским ЗП-1 в обрамлении Водлозерского блока связан интенсивный островодужный и окраинный вулканизм, накопление колчеданных руд с низкими, но иногда повышенными концентрациями полиметаллов и золота. Более поздние ассоциации кислого-среднего вулканизма (андезиты, дациты, риолиты) в Каменноозерской структуре сопровождалась колчеданно-полиметаллическими рудами, содержащими Cu, Zn, Pb, Ag, Au (до 2.8–20 г/т, уч. Северо-Вожминский, Верхне-Вожминский). На раннеорогенной стадии внедрялись плагиограниты шилосского и шуйского комплексов (2.86 млрд. лет), порфиновые тела и дайки. Они сопровождалась изменениями пород и золото-сульфидно-кварцевой минерализацией. Проявления Заламаевского рудного поля в ореоле Шилосского массива и месторождение Рыбозеро содержат 1–25 г/т Au (ср. 1.82–10 г/т). Минеральный состав руд двух залежей этого месторождения представлен пиритом, халькопиритом, герсдорфитом, кобальтином, галенитом, висмутотеллуридами, алтаитом, сам. золотом, реже серебром, висмутом, сульфосолями, шеелитом.

Западно-Карельские ЗП-2 формировались в океанической и шельфовой обстановках с доминирующим типом накопления окисных Fe-руд – железистых кварцитов. В западной полосе Костомукшской структуры вулканогенно-осадочный комплекс шурловаарской свиты сопровождалась отложением колчеданов. Для колчеданных руд характерны фоновые концентрации Au, иногда достигающие 1.3 г/т (Рувинваара). Коллизионные события привели к смятию всех толщ и внедрению гранитов в обрамлении структуры, диоритов и гранит-порфиров таловейского (2.72 млрд. лет) и микропорфиров раутаойского комплексов (2.7 млрд. лет). С гранитами массива Восточного в восточном обрамлении структуры связано Au-содержащее Cu-Mo-порфировое оруденение (Кургелампи, Восточное). С таловейским комплексом связаны золото-сульфидно-кварцевые и золото-кварцевые руды месторождения Таловейс (Au 1–47 г/т, ср. 1.8–12.9 г/т), проявлений Берендей, С-16П (0.5–23 г/т Au), с метасоматитами сдвиговых зон – рудопроявление Южно-Костомукшское (1–30 г/т Au).

Архейские ЗП поздних генераций развивались как окраинно-континентальные. Тикшезерско-Парандовский ЗП формировался на СВ границе Карельского кратона с Беломорским складчатым поясом (от 2.8 до 2.65 млрд. лет назад). С многофазными плутонами (гранодиориты, гранит-порфиры, лейкограниты) и дайками в западном борту Лехтинской структуры связана Cu-Mo-минерализация. Лобашский комплекс (~2.7 млрд. лет) сопровождался грейзенизацией и Cu-Mo штокверковыми рудами (Лобаш). На контактах с порфировыми дайками в зонах рассланцевания и биотитизации отложилось золото-полиметаллическое (с Ag, Bi, Te) оруденение м-я Лобаш-1 (Au 0.5–216 г/т, ср. 2.64–3,04 г/т). Рудная минерализация представлена золотом, электрумом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом, висмута-теллуридами, гесситом. На ЮЗ окраине Карельского кратона в ЗП Ялонваара-Хатту-Тулос (2.76–2.72 млрд. лет) с кислым-средним вулканизмом связаны колчеданно-полиметаллические руды с повышенными концентрациями золота. Внедрение гранит-порфиров 2-ой фазы ялонваарского комплекса (2.74–2.72 млрд. лет) сопровождалось золото-полиметаллическим и совмещённым с ним Cu-W-Mo оруденением (Ялонваара, Соанваара, С.-Приграничный).

Континентальная коллизия Карельского кратона и Беломорской подвижной области в позднем архее вызвала образование зон сдвиговых деформаций (на глубинных уровнях) и заложение внутриконтинентальных бассейнов – пулл-апарт структур, в которых стала накапливаться неоархейская моласса в центральной части кратона. Позднеорогенные события (2.72–2.55 млрд. лет) завершились внедрением субщелочных пород (монцитов, сиенитов, гранитов). К интенсивно рассланцованным и изменённым породам приурочено вкрапленно-прожилковое и жильное оруденение (в иностранной литературе эта группа названа орогенической). Позднеархейские, а также более поздние совмещённые с ними свекофенские события оказали существенное влияние на формирование таких месторождений, как Педролампи, Рыбозеро и др. Месторождение Педролампи представлено Au-S-кварцевыми рудами (Au 1–40 г/т, ср. 1–5.9 г/т). Оно приурочено к узлу пересечения ССВ и СЗ шир-зон и локализуется в интенсивно изменённых граувакках, конгломератах и песчаниках. Руды представлены пиритом, халькопиритом, золотом, реже акантитом, Sb-As-соединениями.

В палеопротерозое совместное рассеянное накопление золота и урана происходило в ятулии (2.3–2.1 млрд. лет) в условиях русловых и прибрежных фаций – древних россыпях (метаморфизованные кварцевые конгломераты). К СЗ зоне перекристаллизации кварцевых конгломератов пр-я Маймъярвинского приурочены Au-(Cu-Ag)-U-содержащие руды (Au до 10 г/т, ср. 3.5 г/т). Но более значительные проявления сформировались в связи со свекофенской и рифейской активизацией территории (~1.8–1.76 и 1.5–1.4 млрд. лет). Деформации отражают региональные процессы формирования свекофенид и готид на З и ЮЗ щита. В центральных частях Карельского кратона золоторудные проявления свекофенского возраста приурочены исключительно в шир-зонам – зонам складчато-разрывных дислокаций (СРД), рассланцевания и метасоматического преобразования пород. К зонам СЗ деформаций и узлам СЗ и СВ разломов на Карельском кратоне приурочены дайки габбро-долеритов, монцитов и затем щелочных метасоматитов (альбититов, эйситов), Au-S-кварцевых, Au-кварцевых жил и Au-Ag-содержащего медного, полиметаллического и уранового оруденения (месторождения: Воицкое, Майское; проявления: Шуезерское, Хахлозеро, Медные горы, Воронов Бор, Светлое и др.). Вкрапленно-прожилковая гидротермальная сульфидная медная минерализация в кварцито-песчаниках месторождения Воронов Бор представлена халькопиритом, борнитом, халькозином, содержит Mo, Ag (до г/т), Au (до 2.4 г/т), Co, U, Th, Re, P3Э. Повышенные концентрации Au тяготеют к сульфидно-кварцевым жилам и борнитовым рудам. На месторождениях Воицком в С.-Выгозерской и Майском в Паана-Куоляярвинской структурах (Au 1–580 г/т, ср. 7.63 г/т) оруденение приурочено к СВ кварцевым жилам. Золото ассоциирует с низкотемпературными селенидами (клаусталитом, науманнитом, фишессеритом). В формировании благороднометалльных-U-V-руд месторождений Падминской группы, локализованных в глини-

стых осадках и чёрных сланцах Онежской структуры, значительную роль сыграли СЗ зоны СРД и щелочной метасоматоз, вызвавший перекристаллизацию вмещающих толщ и дополнительный привнос рудогенных элементов (U, Au, Pt, Pd, Mo, Cu, Co, Se, Te, Re.).

Таблица 2. Рудно-формационные и геолого-генетические типы золоторудных объектов Карелии.

Геологическая обстановка локализации	Генетический тип месторождений и проявлений		
	1. Гидротермальные в вулканогенно-осадочных комплексах	2. Гидротермальные, ассоциирующие с гранитоидными телами и порфировыми дайками	3. Гидротермальные в шир-зонах (рассланцевания и метасоматического преобразования пород) в интракратонных и рифтогенных структурах
Рудная формация	AR-PR: колчеданная, колчеданно-полиметаллическая золотосодержащая. Au-S	AR: Au-Qu, Au-S-Qu, Au-поли-сульфидная и более сложных типов с Bi-Te. PR: Au-(Ag-Bi-Te)-As-Sb-S	AR: Au-S, Au-As-S, Au-As-Sb-S-Qu, -Carb-Qu. PR: Au-As-Sb-S, Au-As-Sb-Se-S и др, Ag-Au-Cu-S, Ag-Au-Cu-Mo-S, Au-U, Ag-Au-Pd-Cu-U-V Carb-Qu
Минеральный состав (наиболее распространенных руд)	1. Пирит, пирротин, реже арсенопирит, халькопирит. 2. Пирротин, халькопирит, пирит, сфалерит, галенит. Золото тонкодисперсное в 1 и 2.	1. Золото. 2. Пирит, пирротин, золото, реже арсенопирит, халькопирит, шеелит 2. Молибденит, пирротин, халькопирит, сфалерит, галенит, Bi-Te, Bi, золото, электрум, гессит. 3. Золото, сульфосоли, Bi-Te, пирит, пирротин	1. Пирит, золото, реже др. редкие и шеелит 2. Арсенопирит, пирротин, золото, халькопирит. 3. Пирит, халькопирит, серебро, золото, сульфосоли, Sb-As, Se-, минералы. 4. Халькопирит, борнит, халькозин, молибденит, минералы Au-Ag, Se, U.
Околорудные изменения	Альбит-хлоритовые, кварц-серицитовые, березиты, пропилиты.	Кварц-серицитовые, березиты, листвениты, пропилиты, карбонат-хлоритовые, до-рудные: биотититы, скарны, грейзены, турмалинизация.	Кварц-серицитовые, березиты, листвениты; дорудные: эпидозиты, хлоритовые, альбититы, а также метаморфогенные разных РТ-режимов.
Рудовмещающие толщи	Вулканогенно-осадочные комплексы кислого-среднего состава, углеродсодержащие сланцы, ВIF с сульфидами	Диориты, кварцевые диориты, граниты, гранит-порфиры, сиениты. Тела и дайки, контакты и толщи вмещающие их.	Различные от ультраосновных до кислых вулканогенно-осадочных пород, чёрные сланцы и кварцито-песчаники
Магматические формации, близкие по возрасту оруденению	Дацит-риолитовый вулканизм	Диориты, кварцевые диориты, граниты, гранит-порфировые тела и дайки, монзониты-сиениты.	Связь отсутствует, реже предполагается с гранитоидами
Рудоконтролирующие структуры	Литолого-стратиграфические контакты	Зоны рассланцевания на контактах даек, ореолы интрузий, трещинно-купольные структуры	AR: ССВ и субширотные, PR: СЗ и СВ сдвиговые зоны. Наложённые шир-зоны рассланцевания, складки и пр.
Морфология рудных тел	Пластовые, вкрапленно-полосчатые, -прожилковые	Жилы, прожилки, вкрапленно-прожилковые тела, штокверки	Жилы, линейные штокверки, вкрапленно-прожилковые тела
Температура	Мезотермальные	Мезотермальные	Гипо-, мезо-, эпи-термальные
Геодинамическая обстановка формир.	Островодужная и окраинно-континентальная	Коллизионная. Островодужная и окраинно-континентальная	Коллизия островодужных систем и Карельского кратона; БСО и кратона
Примеры месторождений и рудопроявлений	AR: Ведлозеро, Парандово, Нялмозерское, Талпус, Эльмус, Соанваара, Рыбозеро, С.-Вожминское. PR: Сульфидный пояс, Финляндии	AR: Заломаевское рудное поле, Таловейс, Берендей, Лобаш, Ялонваара, Центральное-Х. PR: Пякюля, Алатту	AR: Педролампи, Рыбозеро, Золотые Пороги, Половнино, Таловейс, Ю.-Костомукшское. PR: п-я РП Пякюля. Майское, Воицкое, Маймъярви, Воронов Бор, Падминская группа, Фаддейн-Келья.

К началу раннерифейской эпохи Раахе-Ладожская зона была причленена к Карельскому кратону и представляла единое целое с ним. В южном обрамлении кратона по СВ тектонической зоне заложился рифейский рифт. В СВ Приладожье внедрились граниты-рапакиви салминского комплекса (1.65–1.45 млрд. лет). Граниты вызвали скарнирование карбонатных толщ и сопровождались грейзенами, эпидотизитами, окварцеванием и полиметаллической минерализацией с повышенными концентрациями золота (до 8.6 г/т).

Условия образования. Золоторудные проявления и небольшие месторождения в докембрии Карельского кратона формировались в широком интервале температур, они относятся к гипо-, эпи- и преимущественно мезотермальным. Формирование околорудных метасоматитов и рудных минералов оценивались по парагенезисам, температуре устойчивости, рассчитывалась с использованием арсенопиритового, пирит-пирротинового, хлоритового геотермометров, данным декрепитации и гомогенизации ГЖВ в кварце. Установлено, что колчеданные руды Ц. Карелии перекристаллизованы при $T = 480\text{--}280^\circ\text{C}$. Золото-колчеданно-полиметаллические руды уч. Северо-Вожминского отлагались при $T = 390\text{--}120\div 80^\circ\text{C}$. На месторождении Рыбозеро в хлорит-талк-карбонатных сланцах, лиственитах и березитах пирит образовался около 380°C , халькопирит и золото при снижении T до $270\text{--}150^\circ\text{C}$, руды мезотермальные. Формирование околорудных изменений и руд месторождения Лобаш-1 происходило от $T=550\text{--}357^\circ\text{C}$ (грейзены, биотититы) до $T=300\text{--}270^\circ\text{C}$ (кварцевые и кварц-карбонатные жилы с сульфидами) и опускалась до 145°C (гессит, электрум). Главная золото-кварцевая жила месторождения Таловейс образовалась в интервале $T=360\text{--}180^\circ\text{C}$ при снижении давления флюида. Au-S-As руды уч. Южно-Костомукшского в породах, метаморфизованных в амфиболитовой фации, отлагались в шир-зоне при T от $540\text{--}440^\circ\text{C}$ (арсенопирит с леллингитом) до 200°C ; они относятся к гипотермальным. По хлориту из лиственитов месторождения Педролампи T нач. оценивается в $350\text{--}390^\circ\text{C}$, она снижалась в близповерхностных ассоциациях до 80°C . Декрепитация газовой-жидких включений в кварце происходит в интервале температур с максимумами при 340 и 240°C . На уч. Ялонваара и подобных месторождениях в ЗП Хатту (Финляндия) оруденение формировалась при снижении T от $540\text{--}445^\circ\text{C}$ (грейзены с арсенопиритом, молибденитом) до $145\text{--}50^\circ\text{C}$ (гессит, петцит). Месторождения Падминской группы Онежской структуры образовались в интервале $T = 400\text{--}120^\circ\text{C}$. Околожилные парагенезисы месторождения Майского в С. Карелии образовались при $346\text{--}330^\circ\text{C}$, Тгом. ГЖВ в кварце происходит при $270\text{--}140^\circ\text{C}$, выделение золота и клаусталита при $200\text{--}150^\circ\text{C}$. Золото в медных рудах альбититов, секущих протерозойские габбро и песчаники, установлено в ассоциации с борнитом, халькозином, гесситом, селенидами при $T = 120\text{--}80^\circ\text{C}$.

Таким образом, результаты многоплановых исследований позволили провести генетическую и рудно-формационную систематизацию золоторудных объектов Карелии с учётом их геодинамической позиции и временных интервалов формирования (табл. 2). Детально изучен минеральный состав и условия образования большинства золоторудных объектов, выявлены их типоморфные особенности. Они формировались в широком интервале температур. Гипотермальные шир-зон – при T от $550\text{--}400^\circ\text{C}$ до 200°C ; Au-Ag-Cu-(W)-Мо-порфиновые руды – в интервале T от 500 до $145\div 50^\circ\text{C}$. Мезотермальные Au-(Au-S) кварцевые жилы – при $T = 360\text{--}180\div 160^\circ\text{C}$. В протерозойских структурах на Карельском кратоне золото установлено в ассоциации с халькозином и селенидами, в жилах с кварцем, карбонатом и даже баритом при T от $250\text{--}200$ до $120\text{--}80^\circ\text{C}$.

Список литературы

1. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др. Золоторудные гиганты мира. М., 2000. 269 с.
2. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 672 с.
3. Кулешевич Л.В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2006. С. 81–99.
4. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение Карелии (эндогенные режимы формирования, генетические и рудно-формационные типы) // Докл. АН. Т. 412. № 2. 2007. С. 244–249.
5. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение в докембрии Карелии // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Материалы юбилейной. научн. сессии. СПб., 2007. С. 53–57.
6. Кулешевич Л.В. Геодинамические режимы развития территории Карелии и соответствующие им обстановки формирования золотого оруденения // Матер. Всерос. научн. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России» СПб., 2009. С. 207–210.
7. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение в докембрийских щитах Земли (геодинамическая позиция, систематика и основные принципы изучения) // Уч. зап. ПетрГУ. 2010. № 105.
8. Сазонов В.Н. и др. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 621 с.
9. Groves D.I., Goldfarb R.J. et al. Gold deposits in metamorphic belt: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Econ. Geol. 2003. V 98. P 1–29.

Au MINERALIZATION OF KARELIA

Kuleshevich L.V.

Institute of Geology of the Karelian Science Centre RAS, Petrozavodsk, kuleshev@krc.karelia.ru

Geological setting. Gold deposits may form in different settings (Fig. 1): island and continental arcs, backarc basins, superimposed troughs, and pull-apart structures, as well as shear zones at the early and late orogenic stages of accretional-collision development. Table 1 illustrates well-known gold occurrences of Karelia. The most favourable AR-PR rocks for gold occurrences formed at later stages of the Lopian and Svecofennian orogenic cycles. Shear zones frame granite plutons or small intrusions, and are confined with large-scale regional dislocations, or display no unambiguous relationship with granitoids. Dislocation metamorphic transformations do not usually exceed amphibolites facies, and are accompanied by intensive metasomatism, sometimes repeated. Shear zones represent channels for deep-seated and metamorphic fluids.



Fig. 1. Geodynamic settings of gold deposit formation.

Table 1. Basic systematics of gold deposits.

Correlation	Genesis				
	Endogenous, magmatogene				Exogenous
Genetic type	Hydrothermal (volcanogenic)	Hydrothermal (plutogenic)	Hydrothermal (shear-zones, incl. metamorphogenic)	Igneous	Sedimentary, metamorphosed
Geodynamic setting	Orogenic, accretional	Orogenic, accretional-collision	Orogenic, collision	Riftogene	Platform, rift, and pull-apart structures
Main type of geological structures	Volcanic belts, marginal seas	Above-dome structures, contact zones	Collision suture related zones, shear-zones	Rifts, troughs, superimposed depressions	Intracratonic depressions
Relation to magmatism	Acid-intermediate volcanism	Dikes and bodies of diorite-granite-porphiry	No unambiguous relation to granitoids	Mafic-ultramafic intrusions	Absent
Structural position	Stratified and structurally-controlled (SC)	SC in the aureole of the intrusion	SC (shear and fault zones)	SC	Stratified in combination with SC
Type of ore bodies	Veinlet-disseminated	Veined, veinlet-disseminated	Veined, veinlet-disseminated	veinlet-disseminated	Disseminated, and veinlet-disseminated
Relation to other ore forms	Cu-polymetallic sulphide ore	Cu-Mo, Mo-W-Cu, Pb-Bi-Te, Cu-(Fe-Sn)-skarn	Combined with earlier ore forms, various	Accompanies PGE, Cu, Ni, Co	U, Th, combined with superimposed shear-zone ore forms

Strain regimes results in formation of rifts to which mafic and ultramafic intrusions of Palaeoproterozoic age and associated PGE and Au ores are confined. Continental sedimentary units form in the superimposed troughs of which the Jatuli quartz conglomerates are most interesting. Later deformations superimposed on rock units of the riftogene structures reflect later stages of collision evolution, and gold mineralization is considered as manifestations of Svecofennian shear zones.

Formational and mineral ore types, mechanisms of localization. The ores are represented by Au-(Sb-As)-S, Au-quartz Au-Cu-(W)-Mo-porphyry (with Bi, Te), gold-sulphide-polymetallic, and other polymineral types among which gold-pyrite, gold-arsenopyrite (and Sb-As), and gold-polysulphide (with Bi-tellurides). The ore in superimposed shear zones is composed of Au-Ag-(Mo)-Cu, Au-(Ag-Cu)-U, Au-(Ag-Mo-Co-Pd, Pt)-U-V, and more complex Se-S-types. Gold mineralization is accompanied by hydrothermal-metasomatic rock alteration.

Table 2. Ore formation, geological and genetic types of the Karelian gold occurrences.

Geological setting	Genetic type of deposits and occurrence		
	1. Hydrothermal in volcano-sedimentary complexes	2. Hydrothermal associated with granitoid bodies and porphyry dikes	3. Hydrothermal in shear zones (schistosity and metasomatic alteration of rocks) in intracratonic and riftogene structures
Ore formation	AR-PR: sulphide, sulphide-polymetallic with Au-S	AR: Au-Qu, Au-S-Qu, Au-polysulphide, and complex with Bi-Te. PR: Au-(Ag-Bi-Te)-As-Sb-S	AR: Au-S, Au-As-S, Au-As-Sb-S-Qu, -Carb-Qu. PR: Au-As-Sb-S, Au-As-Sb-Se-S и др, Ag-Au-Cu-S, Ag-Au-Cu-Mo-S, Au-U, Ag-Au-Pd-Cu-U-V Carb-Qu
Mineral composition (of most common ore types)	1. Pyrite, pyrrhotite, rare arsenopyrite, chalcopyrite. 2. Pyrrhotite, chalcopyrite, pyrite, sphalerite, galena. Fine gold in 1 and 2.	1. Gold. 2. Pyrite, pyrrhotite, gold, rare arsenopyrite, chalcopyrite, scheelite 2. Molibdenite, pyrrhotite, chalcopyrite, sphalerite, galena, Bi-Te, Bi, gold, electrum, hessite. 3. Gold, sulphosalts, Bi-Te, pyrite, pyrrhotite	1. Pyrite, gold, rare other minerals and scheelite 2. Arsenopyrite, pyrrhotite, gold, chalcopyrite. 3. Pyrite, chalcopyrite, silver, gold, sulphosalts, Sb-As, Se-minerals. 4. Chalcopyrite, bornite, chalcocine, molybdenite, Au-Ag, Se, U minerals.
Near-ore alteration	Albite-chlorite, quartz-sericite, beresites, propilites.	Quartz-sericite, beresites, listvenites, propilites, carbonates-chlorite, ore-ore: biotites, skarns, greisens, tourmalinization.	Quartz-sericite, beresites, listvenites; pre-ore: chlorite epidiosites, albitites, and metamorphogenous in different PT regimes.
Ore-bearing beds	Volcano-sedimentary complexes of acid-intermediate composition, C-bearing schists, BIF with sulphides	Diorites, quartz diorites, granites, granite-porphyry, syenites. Bodies and dikes, contacts, and enclosing rocks.	From ultramafic to acid volcano-sedimentary rocks, black schists, and quartzite-sandstones
Igneous formations close to mineralization in age	Dacite-rhyolite volcanism	Diorites, quartz diorites, granites, granite-porphyry, bodies and dikes, monzonite-syenites.	No relationship, sometimes with granitoids
Ore-controlling structures	Lithological and stratigraphic contacts	Schistose zones at the dike contacts, intrusion aureoles, fissured-dome structures	AR: NNE and near EW, PR: NW and NE shear zones. Superimposed shear zones, folds, etc.
Ore body morphology	Sheet-like, banded-disseminated, veined	Veins, veinlets, veinlet-disseminated bodies, stockworks	Veins, linear stockworks, veinlet-disseminated bodies
Temperature	Mesothermal	Mesothermal	Hypo-, meso-, epithermal
Geodynamic setting	Island arc and continental margin	Collision. Island arc and continental margins	Collision of island arc systems and Karelian craton
Examples of deposits and ore occurrences	AR: Vedlozero, Parandovo, Nyalmozero, Talpus, Elmus, Coanvaara, Rybozero, N.-Vozhminskoe. PR: Sulphide belt, Finland	AR: Zalomayevskoe ore field, Taloveis, Berendey, Lobash, Yalonvaara, Central-Kh. PR: Pyakyulya, Alattu	AR: Pedrolampi, Rybozero, Zolotye Porogi, Polovnino, Taloveis, S.-Kostomuksha. PR: Pyakyulya, Mayskoe, Boitskoe, Maimy-arvi, Voronov Bor, Padminskaya Group, Faddein-Kelya.

The Late Lopi stage (3.10–2.55 Ga) unites metamorphosed volcano-sedimentary complexes with cutting Na-Ca and Na-K granitoids. In the Kamennoozero structure contains sulphide-polymetallic ore with Cu, Zn, Pb, Ag, Au (up to 2.8–20 ppm). The occurrences of the Zalomayevsky ore field in the aureole of the Shilossky intrusion and Rybozero deposit has 1–25 ppm Au (1.82–10 ppm on average). The mineral ore composition is represented by pyrite, chalcopyrite, hersdorffite, cobaltite, galena, Bi-tellurides, altaite, native gold, rare silver, Bi, sulphosalts, scheelite.

The sulphide ore has background Au concentrations (up to 1.3 ppm, Ruvivaara). Collision events resulted in folding and granite injection in the framework of the structure, diorite, and granite-porphyry of the Taloveis (2.72 Ga)

and microporphyry Rautaysky complexes (2.7 Ga). The granites of the Vostochny intrusion associate with Au-bearing Cu-Mo-porphyry ore (Kurgelampi, Vostochny). The Taloveis intrusion relates with gold-sulphide-quartz and gold-quartz ores of the Taloveis deposit (Au 1–47 ppm; 1.8–12.9 ppm on average), Berendey occurrences (0.5–23 ppm Au), with shear metasomatic rocks of the S.-Kostomuksha occurrence (1–30 ppm Au).

The polyphase Archaean plutons (2.80–2.65 Ga) and dikes in the western side of the Lekhtinskaya structure associates with Cu-Mo mineralization. The Lobash complex (~2.7 Ga) was accompanied by greisenization and Cu-Mo stockwork ore formation (Lobash). At the contacts with porphyry dikes in the shear zones gold-polymetallic (with Ag, Bi, Te) mineralization contains 0.5–216 ppm Au, 2.64–3.04 ppm on average. The ore mineralization is represented by gold, electrum, chalcopyrite, sphalerite, galena, Bi-tellurides, and hessite.

Continental collision of the Karelian craton and Belomorian mobile belt in the Late Archaean caused shear deformations, and initiation of intracontinental basins (pull-part structures) where Neoproterozoic molasse accumulated. The late-orogenic events (2.72–2.55 Ga) completed with injection of subalkaline rocks. The strongly schistose and altered rocks contain veinlet-disseminated and veined mineralization. The Late Archaean and related Svecofennian events significantly influenced formation of such deposits as Pedrolampi, Rybozero, etc. The Pedrolampi deposit is represented by Au-S-quartz ore (Au 1–40 ppm, 1–5.9 ppm on average). The ore is composed of pyrite, chalcopyrite, gold, rare akantite, and Sb-As minerals.

In Palaeoproterozoic the joint accumulation of gold and uranium occurred 2.3–2.1 Ga ago in metamorphosed quartz conglomerates. The NW quartz conglomerate recrystallization zone of the Mainyarvi occurrence contains Au-(Cu-Ag)-U mineralization (Au up to 10 ppm; 2.3–2.1 Ga). Wider manifestations of gold mineralization formed during the Svecofennian and Riphean activation (~1.8–1.76 and 1.5–1.4 Ga). In the centre of the Karelian craton Svecofennian gold occurrences are confined to shear zones, schistosity, and metasomatic rock alteration which contain Au-S-quartz, Au-quartz veins, and Au-Ag-bearing Cu, polymetallic, and U mineralization. The veinlet-disseminated hydrothermal sulphide copper mineralization in the quartzite-sandstones (Voronov Bor) is represented by chalcopyrite, bornite, chalcocite with Mo, Ag (up to first ppm), Au (up to 2.4 ppm), Co, U, Th, Re, REE. Enhanced Au concentrations tend to sulphide-quartz veins and bornite ores. The deposits of the Pana-Kuolayarvi structure are confined to NE quartz veins (Au 1–580 ppm, 7.63 ppm on average). Gold associates with low temperature selenides (clausthalite, naumannite, fishessite).

In the NE Priladozhje granite-rapakivi of the Salmi complex intruded 1.65–1.45 billion years ago. It caused formation of skarns after carbonate beds and was accompanied by greisens, epidotozites, silicification, and polymetallic mineralization with increased concentrations of gold (up to 8.6 ppm).

Formational settings. Gold occurrences and small-scale deposits of the Karelian craton formed in the Precambrian in a wide range of temperatures. The formation of near-ore metasomatic rocks and ore minerals was estimated on the basis of assemblages, stability temperature, and calculated using arsenopyrite, pyrite-pyrrhotite, and chlorite geothermometers. The hypothermal shear zones generated at a temperature of 550–400°C to 200°C; Au-Ag-Cu-(W)-Mo-porphyry ores in the interval of temperatures from 500 to 145±50°C. The mesothermal Au-(Au-S)-quartz veins – at 360–180±160°C. In the Proterozoic structures of the Karelian craton gold is established in association with chalcocite, and selenides, in veins with quartz, carbonate, and barite – at a temperature of 250–200 to 120–80°C.

References

1. Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др. Золоторудные гиганты мира. М., 2000. 269 с.
2. Крупные и суперкрупные месторождения рудных полезных ископаемых. Т. 2. Стратегические виды рудного сырья. М.: ИГЕМ РАН, 2006. 672 с.
3. Кулешевич Л.В. Эволюция эндогенных режимов формирования золотого оруденения Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 9. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2006. С. 81–99.
4. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение Карелии (эндогенные режимы формирования, генетические и рудно-формационные типы) // Докл. АН. Т. 412. № 2. 2007. С. 244–249.
5. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение в докембрии Карелии // Минералогия, петрология и минерагения докембрийских комплексов Карелии. Материалы юбилейной. научн. сессии. СПб., 2007. С. 53–57.
6. Кулешевич Л.В. Геодинамические режимы развития территории Карелии и соответствующие им обстановки формирования золотого оруденения // Матер. Всерос. научн. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерагения северо-запада России» СПб., 2009. С. 207–210.
7. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение в докембрийских щитах Земли (геодинамическая позиция, систематика и основные принципы изучения) // Уч. зап. ПетрГУ. 2010. № 105.
8. Сазонов В.Н. и др. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 621 с.
9. Groves D.I., Goldfarb R.J. et al. Gold deposits in metamorphic belt: overview of current understanding, outstanding problems, future research, and exploration significance // Econ. Geol. 2003. V 98. P 1–29.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ КОЛЧЕДАНЫХ И КОЛЧЕДАнно-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ РУД КАМЕННООЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ, ВОСТОЧНАЯ КАРЕЛИЯ

Кулешевич Л.В., Ларькина Н.Ю.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru, larkina@igkrc.ru

Руды колчеданного семейства выделяют обычно как потенциальные источники золота (базовые формации). В Карелии колчеданно-полиметаллические залежи относятся к золотосодержащим (до 2.8–20 г/т). Руды представлены пиритом, арсенопиритом, кобальтином, халькопиритом, борнитом, сфалеритом, галенитом и более редкими соединениями системы Pb-Cu-Ag-Bi-Se-S, в них встречаются акантит, сам. серебро, золото тетрааурикуприд. Тобр. руд проявления Северо-Вожминского приходится на интервал ~390–120÷80 °С.

Pyrite-family ores are commonly defined as potential sources of gold (basic formations). In Karelia, pyrite-base metal bodies contain up to 2.8–20 g/t Au. The ores are represented by pyrite, arsenopyrite, cobaltite, chalcopyrite, bornite, sphalerite, galena and more scarce compounds of the Pb-Cu-Ag-Bi-Se-S system. Acanthite, native silver, gold and tetra-auricupride are encountered in them. Ores from North Vozhma occurrence were formed at ~390–120÷80 °C.

При оценке территорий на золото колчеданные руды обычно рассматриваются как возможные первичные (базовые) формации, содержащие фоновые или повышенные концентрации золота, среди них колчеданно-полиметаллические руды выделяются как золотосодержащие. Примером могут служить руды Урала [8]. По генезису они относятся к гидротермальным вулканогенно-осадочным либо магматогенным (VMS-тип в иностранной литературе). В Каменноозерской структуре Восточной Карелии они представлены двумя типами [1–6]: 1 – колчеданными и 2 – золотосодержащими колчеданно-полиметаллическими рудами.

Массивные, прожилковые, полосчатые и вкрапленные колчеданные руды 1-го типа приурочены к контакту каменноозерской и кумбуксинской свит. Они образуют серию стратифицированных горизонтов и пластов в туфах и углеродсодержащих сланцах в зонах Кумбуксинского и Каменноозерского разломов – областях древних палеодепрессий на океаническом дне. Формирование оруденения связывается с базитовым магматизмом. Руды 1-го типа представлены на проявлениях Центрально-Вожминском, Параллельном, Нялозерском, Светлоозерском, Золотопорожском, Савинском, Геофизическом. Колчеданно-полиметаллические руды 2-го типа образуют жильные и прожилково-вкрапленные пластовые залежи, залегающие субсогласно или секущие вождозерскую андезит-базальтовую толщу и прорывающие её габбро-диабазы. Руды представлены массивными, брекчиевидными и вкрапленно-прожилковыми типами на проявлениях Северо-Вожминское, Верхне-Вожминское, Камешки.

Колчеданные руды. *Центрально-Вожминское рудопроявление (С-39)* приурочено к линзе вмещающих пород зажатой между западной и восточной частями Вожминского ультрабазитового массива. Вмещающие толщи представлены углеродсодержащими и альбит-кварц-серицит-хлоритовыми сланцами с серицит-хлоритовыми окolorудными изменениями, слабо метаморфизованы, почти не дислоцированы, участками перекристаллизованы (с увеличением количества пирротина). Руды богатые и вкраплено-полосчатые, сложены преимущественно пиритом с примесью пирротина, содержат в небольшом количестве халькопирит и сфалерит, в них наблюдается сохранность первичных слоистых и оолитовых текстур и первичных фрамбоидальных и глобулярных выделений пирита, характерен низкий уровень примесей полиметаллов и золота (до 0.01 г/т).

К толще кислото-среднего состава, расположенной восточнее Кумбуксинского массива, приурочен горизонт вкрапленно-полосчатых колчеданных руд *проявлений Нялозерское и Параллельное* (общая длина горизонта до 1800 м). Руды вкрапленные, густо-вкрапленные, полосчатые с содержанием сульфидов от 5–10 % до 60–70 %, представлены пиритом, пирротинном, халькопиритом, незначительно сфалеритом. Они содержат Zn от 0.03 до 0.24 %; Au 0.003–0.06 г/т, Ag до 0.02–4 г/т. На Нялозерском проявлении (мощность залежи 10 м, длина до 1 км) отдельные пробы содержат до ~1.13 % Zn. На контакте с ультрабазитами Кумбуксинского массива сульфид-содержащих горизонты иногда обогащены Ni.

Колчеданы *уч. Светлоозерского* представлены пиритом и пирротинном, незначительно сфалеритом, халькопиритом и единичными зернами арсенопирита. Содержание Au в рудах составляет 0.01–0.03 г/т, иногда до 2 г/т (С-172/200 м, севернее Светлоозерского массива ультрабазитов).

На *уч. Савинском* в Кумбуксинской зоне руды представлены преимущественно пиритом (до 30–90 %). Они содержат низкие концентрации Au (0.003–0.01), в локальных участках отмечается их перекристаллизация, появляются халькопирит, арсенопирит, содержание Au возрастает до 0.1–0.6 г/т (С-1041, 1043).

Золотосодержащие колчеданно-полиметаллические руды изучались на двух проявлениях Северо- и Верхне-Вожминском в СВ части Каменноозерской структуры. *Рудопроявление С.-Вожминское* приурочено к СВ разлому, секущему метаандезиты, альбит-кварц-серицитовые сланцы по вулканогенно-осадочным породам и дайку габбро-диабазов. Рудная залежь была обнаружена благодаря бурению и опробовалась С.А. Морозовым, А.В. Федюком, В.М. Тытыком (КГЭ), изучалась финскими гелогамми (GSF) и ИГ КарНЦ [1–5]. Она подсечена скважинами 1, 29, 41, 70, 93 и 250–262, прослежена в СВ направлении и имеет линзовидно-пластовую форму. Мощности залежи – 5–30 м, падение под углом 65°, в нижней части разреза она уменьшается и расщепляется на две части. Длина залежи 400 м, по падению она прослежена на 400 м. Руды зональные, по минеральному составу

делятся на халькопирит- или сфалерит-пиритовые и существенно пиритовые. Они имеют массивные, брекчиевидные и прожилковые густо-вкрапленные и полосчатые текстуры. Рудные участки перемежаются с безрудной породой. Рудная минерализация представлена пиритом, сфалеритом, халькопиритом, галенитом, пирротинном, в меньшем количестве встречаются арсенопирит, кобальтин, Bi-Se-минералы. В близповерхностных частях рудного тела более широко развит борнит и дигенит. Околорудные изменения представлены кварцем, альбитом, серицитом, хлоритом, Na-турмалином. Зоны турмалинизации достигают 3–4 м. Средняя $T_{обр}$ хлорита из зон околорудного изменения $\sim 280\text{--}320^\circ\text{C}$ (геотермометр Cathelineau). Центральная и более близкая к поверхности часть рудного тела сложена преимущественно пиритом. К самым верхним и средним частям залежи тяготеет халькопирит. На глубине от 35–45 до 100 м и ниже развит сфалерит: он обычно тяготеет к средним и нижним частям залежи, тогда как халькопирит и золото – к средним и верхним. Вблизи поверхности руды более окислены, они содержат борнит, дигенит и карбонаты меди (1–3 %).

Геохимический состав руд и микрозондовый анализ рудных минералов, по данным лаборатории концерна «Outokumpu MS» (GSF) и полученный авторами в ИГ КарНЦ РАН, приведён в табл. 1–4. Геохимическое опробование руд по С-256, 250, 254 (табл. 1) показало средние содержания Cu – 1.21 %, Zn 4.36 %, повышенные концентрации Ag до 167.1 г/т и Au 0.1–1.2 г/т (ср. 0.53 г/т). К участкам максимального обогащения Cu (на глубинах около 90–100 до 130 м) приурочены повышенные концентрации Au, Ag, Bi, As, Co, Pb, La. К меньшим глубинам тяготеют Zn, Au, W. В более ранних работах КГЭ в рудах этого же участка были установлены по С-29, 41, 70 концентрации Cu – ср. 4.7 % (0.5–14 %), Zn – ср. 2.5 % (до 9.2–12.1 %), Co – 0.07 % (0.01–0.18 %), неравномерное распределение Pb, Ag и Au (Au до 2.8 г/т, ср. 0.9 г/т, золотоспектр. анализ). Ресурсы рудопроявления оценивались В.М. Тытыком (КГЭ) по категории P_1 для меди они не высокие – 20 тыс. т, цинка – 110 тыс. т, кобальта – 300 тыс. т, золота – 0.6 т, запасы меди по C_2+C_1 – 10.2 тыс. т, при ср. – 0.28 % Cu [6].

Таблица 1. Геохимический состав руд Северо-Вожминского рудопроявления.

Элемент	С-256 (35.3–44.6)	С-250 (96.6–103.5)	С-254 (123.3–129.6)	Среднее содержание
Cu (%)	0.27–4.24	0.18–10.77	0.06–10.37	1.21
Co (%)	0–0.19	0–0.38	0.02–0.28	0.07
Zn (%)	0.12–12.10	0.69–8.40	0.27–4.0	4.36
Pb (%)	0.01–0.04	0.01–0.09	0.02–0.06	0.03
As (%)	0.02–0.16	0.04–1.08	0.03–0.14	0.21
S (%)	38.76–47.86	15.30–51.30	34.48–49.85	43.88
Bi (%)	0.002–0.018	0.001–0.049	0–0.062	0.008
Au (г/т)	0.3–1	0.1–1.2	0.2–0.4	0.53
Ag (г/т)	13.0–87.7	5.5–130.1	4.9–167.1	29.46
W (мг/т)	0–180	0–30	0–10	40
La (мг/т)	20–70	0–80	10–100	30
Ce (мг/т)	0–160	0–110	0–60	30
n	6	6	4	16

Примечание. n – количество анализов (поверхностные и более глубокие сечения по С-256, 250, 254). Приводятся данные КГЭ, выполненные в лаборатории концерна «Outokumpu MS» (1993 г.). Значения по Те, Мо, Ni – 0.

Минеральный состав руд. Пирит образует небольшие кристаллы кубо-октаэдрического габитуса размером <1 мм, часто он бывает раздроблен и по трещинкам цементируется сфалеритом, халькопиритом, реже пирротинном и галенитом, что указывает на пульсационное двустадийное формирование залежи. Количество пирита в рудах колеблется от 50 до 90 %. Он содержит Co 0.03–0.18 % (данные сп/а), Ni 0.01 %, иногда As до 0.04 % (табл. 2) и примеси Cu, Ag. Крупные призматические или ромбические кристаллы арсенопирита достигают 0.5–0.7 см. Они близки по времени образования с пиритом, обычно захватывают его, а по трещинкам пересекаются сфалеритом и халькопиритом. Содержание Co в арсенопирите достигает 0.2–2.36 %. Ближе к поверхности количество арсенопирита уменьшается (от 5 до 0.5 %). При содержании As в арсенопирите 29–32.37 ат. % (табл. 2, 3), его $T_{обр}$ находится в интервале $300\text{--}430^\circ\text{C}$: для более крупных кристаллов из обр. С-41/148.5 – ср. 420°C , для зёрен из С-29/90.3 – 365°C , среднее по всем результатам – $385\text{--}390^\circ\text{C}$. Эта температура, очевидно, отвечает начальной $T_{обр}$ руд. К ней близка $T_{обр}$ пирита. = 350°C , рассчитанная по «+» коэффициенту термоэдс по С-29 и 93: значения от $T=385\text{--}335^\circ\text{C}$ (в порошке), до 315°C (в аншлифе) [2–3]. Более мелкие (5–10 мкм) и поздние зёрна кобальтина выделяются на границе ранних минералов. Кобальтин образует игольчатые кристаллы и содержит Co 27.39–31.92 %, Fe 3.67–4.15 %, иногда Cu (табл. 2–3). Co сосредоточен преимущественно в этом минерале. Пирротин встречается редко, выделяется раньше сфалерита и халькопирита, тяготеет к нижним горизонтам залежи.

Сфалерит (3–30 %) имеет коричневый цвет, образует неправильные зёрна, выделяется до халькопирита и иногда содержит его эмульсию. Все изученные сфалериты уч. Северо-Вожминского умеренножелезистые: Fe – от 1.25 до 6.23 % (табл. 2) и до 1.52–8.65 % (табл. 3), ср. Fe ~4 % (FeS=6.8 мол. %). Такая железистость в 2 раза ниже, чем для колчеданных руд Карелии [7]. Сфалерит содержит незначительное количество примесей Cu, Cd (до 0.15–0.22 %), Ag (0.01–0.21 %). Содержание Cu иногда достигает 8.51 %, что, вероятно, связано с микровключениями халькопирита (табл. 2, 3). Халькопирит образует мелкие аллотриоморфные зерна, секущие пирит, арсенопирит, по времени образования он близок сфалериту. Иногда в нём встречаются примеси Zn до 0.05 %, реже As и Ag. Борнит и дигенит в каймах вокруг него ($T_{\text{уст.}} < 83^\circ\text{C}$) образуются лишь в верхних горизонтах залежи, дигенит – в зоне окисления. Теннантит – достаточно редкий минерал для руд, он также замещается дигенитом (табл. 3).

Таблица 2. Сульфиды Северо-Вожминского колчеданно-полиметаллического проявления (данные КГЭ).

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
Fe %	46.48	34.95	4.15	2.36	5.09	6.23	3.41	30.18	11.15	1.03
Ni	0.01	0.01								
Co	0.03	0.2	31.92					0	0.01	0.01
Zn				56.45	60.69	59.72	62.44	0.05	0.01	0
Cu				8.51	0.02	0.09	0.01	34.34	62.53	77.38
Cd				0.22	0.14	0.16	0.15			
Ag				0.12	0	0.01	0.03	0.03	0.08	0.17
As	0.04	43.23	41.55					0.03	0.05	0.02
S	53.38	21.34	21.57	31.83	33.16	33.26	33.10	34.64	25.61	20.95
Сумма	99.94	99.73	99.19	99.59	99.11	99.46	99.15	99.26	99.43	99.56
n	23	2	1	3	5	4	4	10	53	51

Примечание. Данные КГЭ, приводятся средние результаты по С-256, 250, 254 (концерн «Outokumpu MS»), микроанализатор Cameca SX-50). n – количество анализов. 1 – пирит. 2 – арсенопирит (As 30, 88 ат. %, $T=385^\circ\text{C}$). 3 – кобальтин. 4–7 – сфалерит. 8 – халькопирит. 9 – борнит. 10 – дигенит (Cu:S=1.86, $T_{\text{уст.}} < 83^\circ\text{C}$).

Таблица 3. Сульфиды и сульфоарсениды Северо-Вожминского проявления (данные авторов).

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15
S	56.83	38.67	37.99	35.99	35.65	23.5	23.00	23.64	23.13	23.09	15.58	14.22	12.35	33.68	28.61
Fe	43.17	29.15	8.65	4.26	1.52	33.21	32.68	34.9	30.12	3.67				7.60	
Co									2.36	29.36					
Cu		32.18								0.67				34.58	
As						43.29	44.31	41.46	44.39	43.21				17.44	
Zn			53.36	59.75	62.83									5.41	
Pb											84.42	85.78	81.24		
Se													6.41		
Sb														1.31	71.39
As ат. %						30.32	31.23	28.89	31.97						
FeS мол. %			14.4	7.2	2.6										
$T_{\text{обр.}}$						370	400	300	430						

Примечание. Данные по обр. С-29/90.3; С-41/148.5; С-41/141.2. 1 – пирит. 2 – халькопирит. 3–5 – сфалериты с разной железистостью. 6–9 – арсенопирит. 10 – кобальтин. Более редкие минералы: 11–12 – галенит, 13 – Se-галенит, 14 – теннантит (С-41/141.2), 15 – антимонит (С-29/90.3). Состав минералов в данной и последующих таблицах изучался на микроанализаторе INCA Energy 350, совмещённого с электронным микроскопом VEGA LSH в ИГ КарНЦ РАН. Аналитик А.Н. Терновой. Сумма здесь и далее приведена к 100 %.

Галенит и минералы системы (Bi-Ag-Pb-Cu)-(Se-S). Галенит образует мелкие кубические и неправильные зёрна, выделяется после сфалерита и халькопирита. Иногда содержит Se до 2–6.41 %. В обр. С-250/101 в форме пластинок размером ~50 мкм установлен матильдит AgBiS_2 (его $T_{\text{уст.}} < 195^\circ\text{C}$). Достаточно широко в рудах распространены мелкие зёрна (от 1 до 10–20 мкм) пластинчатых селенидов Bi (лайтакарит), Pb и Pb-Bi (клаусталит,

вейбуллит), Ag, Ag-Bi (науманнит $T_{уст.} < 128^{\circ}C$, богдановичит $AgBiSe_2$), Se-галенит. При замещении анионов Se, S на Sb возникает изоморфизм, расширяющий состав минерала в сторону ряда кобеллита и очень редко встречаются единичные зёрна антимонита, сам. серебра и акантита (С-29, 41; табл. 3–4). Удлиненные кристаллы богдановичита $AgBi(Se,S)_2$ замещаются виттихенитом Cu_3BiSe_3 и затем дигенитом $Cu_{1,8}S$, при этом выпадает серебро. Богдановичит иногда находится в тонком сростании с науманнитом.

Таблица 4. Селениды и соединения системы Pb-Cu-Ag-Bi-Se-S Северо-Вожминского проявления.

Комп	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
S	8.61	4.29		3.34			1.74	3.06	4.11	9.21		21.59	1.47	3.81	20.42	14.86
Fe													1.9	0.9	2.34	
Cu												31.26	2.46	1.47	29.66	
Pb	79.13	75.81	70.85						22.83	67.06						35.09
Se	12.26	10.89	26.10	16.24	19.56	19.8	18.71	14.08	15.97	11.3	28.44	2.16	18.62	25.68	1.8	4.65
Sb																4.31
Bi				80.42	80.44	80.2	79.95	81.47	57.09	9.58	42.85	41.16	75.55	44.84	44.88	35.98
Ag			3.05					1.39			28.72	3.83		23.3	0.91	5.1
Уч.	11_1	18_1	19_1	5_1	11_1	9-1	18_1	18_2	6_1	6_2	30_1	31_1	32_1	33_1	33_1	4-1
мкм	10	12x5	10x40	10	12x4	25	4x20	4x20	3x4	3x4	10x20	1-2	2x15	1x15	1-2	2x3

Примечание. 1–2 – С-29/90.3; остальные – С-41/148.5. 16 – С-41/191.8. 1–2 – клаусталит PbSe. 3 – Ag-клаусталит. 4–9 – лайтакарит Bi_4Se_3 (9 – Ag-лайтакарит, 8 – центр, 9 – кайма). 10 – вейбуллит (центр), 11 – (Pb,Bi)(Se,S) (край). 12, 14, 15 – богдановичит $AgBiSe_2$ (центр), 13, 16 – виттихенит Cu_3BiSe_3 (кайма). 16 – соединение (Ag,Pb,Bi)-(S-Se-Sb) (изоморфизм в системе вейбуллит-матильдит-густавит-кобеллит).

В карбонатном прожилке обр. С-41/191.8 обнаружены зёрна очень редкого для таких руд минерала Ag-тетраауракуприта (Au 68.87 %, Cu 22.87 %) размером 6×8 мкм. Высокое содержание Ag (8.26 %) в минерале, вероятно, снижает температуру образования этого природного сплава ($T_{уст.} < 230^{\circ}C$). Его формулу можно записать как (AuAg)Cu. В рудах из аксессуарных минералов наиболее широко распространены – ксенотим и карбонаты РЗЭ. Они выделяются в сростании с халькопиритом и позднее.

Таблица 5. Минералы медно-колчеданных руд уч. Верхне-Вожминского.

Элемент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
S	56.16	37.11	35.67	26.66	27.41	13.74	15.55					6.16
Fe	43.32	29.59	2.33	3.56	5.72	2.74						
Cu		33.30		35.63	35.54							
Se						4.42	4.79	16.99	13.99	25.48	24.26	
Ag								3.59	2.47	75.42	75.54	93.84
Pb						79.07	79.66	79.43	83.53			
Bi												
Zn			62.00	3.97	4.88							
Sb				30.18	26.45							
As	0.52											
Уч. спектра	1-2	1-1	10-1	9-1	9-2	20-1	21-1	8-1	4-1	3-1	15-1	11-1
Размер мкм				10x8	10x8	3x9	3x5	4x2	1	1x5	2x2	3

Примечание. Обр. С-182/206.1. 1 – пирит (до 0.52 % As). 2 – халькопирит. 3 – сфалерит. 4–5 – тетраэдрит. 6–7 – Se-галенит. 8–9 – клаусталит. 10–11 – науманнит (Ag_2Se). 12 – серебро с примесью акантита.

Другие проявления этого же формационного типа характеризуются даже более высокими концентрациями золота. Так, например, халькопирит-сфалерит-пиритовые руды в скважинах С-380, 386 проявления Камешки (данные А.В. Федюка, КГЭ) содержат Au до 2 г/т. На *проявлении Верхне-Вожминском* золото было обнаружено в халькопирит-пиритовых вкрапленно-прожилковых рудах, секущих вулканогенно-осадочную толщу и метабазалты в С-182 (гл. 166.5 м). Содержание сульфидов в рудах – 10–70 % (халькопирит – 50–70, пирит – 10–30, остальные – до 0.1–3). Количество Cu – 3.2 % (ср.), Au – 0.2–20 г/т. Руды включают пирит (иногда с примесью As до 0.52 %), халькопирит, маложелезистый сфалерит (Fe – 2.33 %). При детальном их изучении обнаружены мелкие зёрна (размером 1–10 мкм), представленные Se-галенитом, науманнитом (Ag_2Se), клаусталитом (PbSe), тетраэдритом,

сам. серебром, акантитом (табл. 5). В галените содержание Se достигает 3.6–4.79 %, в клаусталите присутствует Ag до 3.59–2.47 %.

Таким образом, очевидно, что колчеданные руды 1-го типа низкозолотоносные. Вне зон деформаций они не содержат высоких концентраций золота. Тем не менее, все зоны метасоматических преобразований и перекристаллизации этих руд не должны исключаться из опробования. Колчеданно-полиметаллические руды 2-го типа содержат золото и, соответственно, относятся к золотосодержащим (уч. Северо-Вожминский – ср. Au – 0.9 г/т, до 2.8 г/т, Верхне-Вожминский – до 20 г/т). Относительно генезиса последних высказывалось несколько точек зрения, предполагалось, что руды связаны с андезитовым вулканизмом (1) либо с поздними архейскими гранитами (2) [1, 4–5]. Однако, образование СВ сдвиговых зон, секущих смятую вмещающую толщу, габбро и ультрабазиты, а также более поздние тела и СВ дайки габбро-пироксенитов (как на уч. Восточно-Вожминском), широкое развитие секущих сульфидно-кварцевых прожилков, зон брекчий и турмалинизации, позволяет предполагать послескладчатое образование колчеданно-полиметаллических руд (после формирования поздних гранитов). Это подтверждается также отсутствием метаморфизма руд и данными по термоэдс пиритов: «+» значениями, в отличие от отрицательных значений, характерных для метаморфизованных колчеданных руд Каменноозерской структуры [2–3]. Радиологический возраст галенита из зоны гидротермальной переработки из С-14, расположенной несколько южнее уч. Северо-Вожминского, оказался около 2.0 млрд. лет ($^{206}\text{Pb}/^{207}\text{Pb}$ метод). Полученный возраст и геохимический профиль этих руд позволяют также задуматься о возможности их образования в протерозое.

Список литературы

1. Земная кора и металлогения юго-восточной части Балтийского щита. Л.: Наука, 1983. 303 с.
2. Кулешевич Л.В., Белашев Б.З. Колчеданное оруденение Вост. Карелии (опыт изучения состава и электрофизических свойств пиритов) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск. 1998. С. 57–72.
3. Кулешевич Л.В., Белашев Б.З. Пирит как индикатор условий рудообразования в рудопроявлениях Вост. Карелии // Обогащение руд. 2003. № 2. С. 22–26.
4. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н., Федюк З.Н. Перспективы золотоносности Каменноозерской структуры Сумозерско-Кенозерского зеленокаменного пояса // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 8. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 50–67.
5. Кулешевич Л.В., Тытык В.М., Федюк З.Н. Золотоносность колчеданных руд Каменноозерской структуры (Вост. Карелия) // Зап. РМО. 2006. № 6. С. 39–48.
6. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.
7. Рыбаков С.И. Серноколчеданные месторождения Карелии. Л.: Наука, 1978. 192 с.
8. Сазонов В.Н. и др. Месторождения золота Урала. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2001. 621 с.

ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ КОСТОМУКШСКОЙ ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ СТРУКТУРЫ

Кулешевич Л.В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru

Золоторудный потенциал Костомукшской структуры определяется несколькими ведущими типами рудных формаций – малосульфидными золото-кварцевыми (Таловейс), золото-сульфоарсенидно-кварцевыми (Южно-Костомукшское) и Au-содержащими Си-Мо-порфировыми рудами (Восточное, Кургелампи). Менее значимыми являются проявления с рассеянными концентрациями золота в колчеданах (Рувинваарское, Ниемиярвинское и сульфидная минерализация Костомукшского железорудного месторождения).

The gold potential of the Kostomuksha structure is defined by several leading types of ore formations, such as low-sulphide gold-quartz (Taloveis deposit), gold-sulpharsenide-quartz (South Kostomuksha occurrence) and auriferous Si-Mo-porphyry ore (Vostochny and Kurgelampi localities). Occurrences with dispersed gold concentrations in pyrite (Ruvinvaara and Niemijarvi localities and pyrite mineralization of the Kostomuksha deposit) are less significant.

Минерагеническая специализация Костомукшской структуры [2–3, 7, 14], расположенной на СЗ Карелии, определяется наличием месторождений железных руд (железистых кварцитов), нерудного сырья, проявлений золота, Си-Мо оруденения. С лампроитами и кимберлитами связываются перспективы обнаружения алмазов. Костомукшская зеленокаменная структура – главный железорудный район Карелии. В коматиитах установлена бедная никелевая минерализация. Колчеданные руды образуют маломощные и небогатые горизонты (сульфидов 10–60 %). К ним в вулканогенно-осадочных и углеродсодержащих толщах шурловаарской и костомукшской свит бывают приурочены невысокие концентрации Au (проявления З. Рувинваара, Ниемиярвинское и небогатая сульфидная минерализация в карьере Костомукшского железорудного месторождения; Au – до 0.1–1÷2.5 г/т). Однако наибольший интерес и перспективы в отношении золота имеют рудные объекты, связанные с внутрискрустурными гранитоидами – диорит-гранит-порфировым комплексом Таловейс (2.72 млрд. лет); массивами в обрамлении структуры

– Восточным, Ниемиярвинским, Шурловаарским (2.78, 2.7–2.68); силлами и дайками риодацитов раутаойского комплекса (2.705); зонами гидротермальной проработки в их ореолах; а также в ССВ и субширотных шир-зонах, сопровождающихся изменениями вмещающих толщ. Среди них можно выделить три типа руд и, соответственно, рудных объектов:

1. *Золото-кварцевые и золото-сульфидно-кварцевые вкрапленно-прожилковые штокверковые руды*, связанные со штоками и дайками комплекса Таловейс (уч. Центральный, Факторный, Берендей и др.), представленными диоритами, гранит-порфирами (месторождение Таловейс, проявления Факторное, Берендей, 16П [8–9, 11–13]).

2. *Си-Мо-порфировые Au-содержащие руды* проявлений Восточное, Кургелампи связаны с гранитными массивами Восточным и Ниемиярвинским [5, 13, 16].

3. *Золото-сульфо-арсенидно-кварцевые вкрапленно-прожилковые руды* в широтных и меридиональных зонах деформаций Костомукшского железорудного месторождения (Южно-Костомукшское [1, 4, 10, 15]).

Au-кварцевое, Au-S-кварцевое месторождение Таловейс приурочено к многофазному гранитоидному комплексу Таловейс, представленному диоритами, кварцевыми диоритами, гранит-порфирами Центрального штока [5, 8–9, 11, 13]. Рудная минерализация была обнаружена В.В. Ушковым при изучении Костомукшской структуры (1986–1992), разведывалась В.Н. Фурманом (КГЭ, 1996–2002 с 2000 г. в исследованиях последнего по договорам и по грантам ИГ принимал участие автор). Массивы Центральный и Факторный секут метаморфизованные вмещающие толщи в центральной части структуры – амфиболиты по базальтам и метакоматииты рувинваарской свиты. Дайки микродиоритов и андезидацитов участка Берендей комагматичны породам этого комплекса [12]. Краевые части штоков Центрального и Факторного содержат ксенолиты вмещающих метаспород и более ранних фаз внедрения комплекса. Шток Центральный прорывают микродиориты, дайки и жилы, подобные геллефлинтам, лампрофиров и лампроитов. Состав пород комплекса колеблется: SiO_2 – от 55.34 до 67.66 %, $\text{alk} = 6.09\text{--}7.22$ % (Na_2O 3.83–4.95 %, $\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 1.69\text{--}2.72$). Общая щелочность, Ba, Sr, Zr, Cr_2O_3 , MgO 4.50–1.9 % ($\text{mg} = 0.54\text{--}0.48$) повышенные – это позволило отнести породы к санукитоидам (по С.Б. Лобач-Жученко, В.П. Чекулаеву, А.В. Самсонову). В ореолах массивов Факторного и Центрального развиты биотитизация и пропилитизация вмещающих толщ, сопровождающиеся сульфидной вкрапленностью. Ксенолиты метакоматиитов в гранит-порфирах интенсивно оталькованы, карбонатизированы и биотитизированы. Сами гранит-порфиры березитизированы и насыщены сетью разноориентированных кварцевых прожилков с пиритовой вкрапленностью (5 %). Эти штокверковые зоны обогащены Au – до 0.4–6.4 г/т на уч. Факторном и до 0.5–10 г/т на уч. Центральном. Центральный массив разбит шир-зоной, имеющей ССВ-20 ° простираение со смещением западного и восточного блоков. ССВ шир-зона трассируется Главной кварцевой жилой мощностью 0.1–2 м. В зальбандах жилы встречается видимое золото: Au 0.5–60 г/т, ср. по жиле 4.5–5.6 г/т. В западной жиле Ушкова было установлено до 80 г/т Au, в зальбандах порфировых даек уч. Берендей – 0.5–20 г/т (в ореоле 0.003–0.4 г/т). Ассоциация мало-сульфидных золото-кварцевых руд уч. Таловейс представлена следующими минералами (табл. 1): единичными сульфидами и теллуридами – пирротинном, пиритом, халькопиритом, галенитом, акантитом, сфалеритом, Bi-Te, Bi, реже сам. Ag. В диоритах был отмечен арсенопирит. Видимое золото размером от 0.1–1 до 4 мм содержит ~7 % Ag (ср.). По данным изучения газовой-жидких включений, начальная $T_{\text{обр}}$ кварцевой жилы была около 380–360 °. Золото отлагалось при снижении температуры, вскипании растворов, сопровождалось образованием более позднего флюидо-насыщенного кварца при $T = 190\text{--}140^\circ\text{C}$ [8–9]. Флюидный режим рудоотложения менялся от хлоридных, углекислотно-водных растворов с примесью метана на начальном этапе до существенно водных в конце процесса.

Таблица 1. Минеральная ассоциация золото-кварцевых жил уч. Таловейс.

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11
Ag	7.07			14.8	4.25						
Au	92.93										
S		16.49	16.06	85.4	95.75	15.42					37.49
Cu		7.61	7.70								
Pb		27.86	29.46			84.58				5.24	
Bi		48.04	46.79				100	100	76.76	56.75	
Te									23.24	38.01	
Zn											56.86
Fe											5.65
№ обр.	T12/25.09	T12/25.09	T12/25.09	12/7	4/1	12A	12	12/7	12/7	4/1	12/7
Уч. спектра	7–1	6–1	6–2	4–1	6–1	24–1	20–1	7–1	7–1	2–1	5–1
Размер, мкм	видимое	40	40	6–10	6–10	2–4	9x4	3x10	4x8	4x8	6

Примечание. Обр. T-12, T-12/7. Здесь и далее приведены данные микрозондового анализа, выполненного в ИГ КарНЦ РАН, сумма приведена к 100 %. 1 – золото Главной кварцевой жилы. 2-3 – Bi-Pb-Cu-S. 4 – акантит, 5 – серебро (+акантит). 6 – галенит. 7-8 – висмут. 9 – хедлейит Bi_2Te . 10 – цумоит (Bi, Pb)Te. 11 – сфалерит.

Au-Cu-Mo-порфи́ровые проявления Восточное и Кургелампи. В ЮВ обрамлении Костомукшской структуры породы контоксской серии прорываются гранитами массивов Восточного и Ниемиярвинского. Граниты содержат SiO_2 73.46–75.26 %, alk до 8.53–9 % ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O} = 0.75\text{--}0.77$), повышенное количество Li_2O , Rb_2O , Cs_2O . Массив Восточный сопровождается штокверковым окварцеванием и прожилково-вкрапленной минерализацией, представленной молибденитом, пиритом, халькопиритом, арсенопиритом, Bi-Te, висмутом. Содержание Mo в рудах и измененных породах колеблется от 0.0001–0.0006 до 0.07–0.1 г/т, Au от 0.02–0.55 до 2.54 г/т (данные КГЭ). Молибденит выделяется в виде чешуек, более значимые его концентрации тяготеют к аплитовидным или пегматоидным жилам. К зонам рассланцевания во вмещающих толщах приурочена Au-Bi-Cu минерализация. Условия образования Cu-Mo-руд позволяют отнести объект к среднетемпературным [16].

Au-S-As-кварцевые (1) и колчеданные (2) руды южного участка Костомукшского железорудного месторождения локализуются в субширотных зонах (уч. Южно-Костомукшский [10] – название южного куста по кадастру, Луупеансуо – по В.Я. Горьковцу, М.Б. Раевской [4]). **Au-S-As-кварцевая** вкрапленно-прожилковая минерализация расположена вблизи контакта с геллефлинтами и дайкой основных пород, изменённой до амфиболитов. Подобная минерализация встречается также в центральном карьере, однако в связи с его разработкой в большей мере была выработана и ушла в отвалы. Впервые золото в железистых кварцитах было установлено при опробовании пирроотиновых и арсенопиритовых руд в скважинах и обнажениях при проведении геолого-поисковых работ 80-х гг. и тематических исследований. В.В. Ушкова в 1986–1989 гг. (КГЭ), а также анализе отдельных образцов арсенопиритовых руд (архив ИГ КарНЦ РАН). Содержание золота в рудах варьирует от 0.2 до 20 г/т, достигает 30 г/т [1, 4, 10, 15]. Золото-сульфидный (сульфоарсенидный) тип руд в железистых кварцитах был выделен как золото-джеспилитовый, что не совсем верно, т.к. железисто-кварцитовое (магнетитовое) метаморфогенное оруденение и Au-S-As-кварцевые (наложенное гидротермальное) имеют разный генезис и время образования, и совмещены в разрезе. Рудная минерализация изучалась автором совместно с В.Я. Горьковцом на нескольких уступах южной части карьера [10]. К субширотной шир-зоне здесь приурочено два рудных тела: 1-ое – мощностью 0.7–2.5 м, 2-ое – 1–2 м. Мощность околорудных изменений достигает 4–6 м, общая ширина зоны – около 20 м. Оруденение наложено на кварц-биотитовые сланцы, геллефлинты и дайку изменённых габбро, метаморфизованных в амфиболитовой фации. По уступам и скважинам оно прослеживается почти на 1 км и сопровождается и линзовидно-прожилковым прокварцеванием пород. В кварце в зальбандах обычны включения породообразующих (биотита, плагиоклаза) и новообразованных минералов (амфибол, микроклин, мусковит, турмалин, сфен, апатит, карбонат, хлорит). Размер прожилков и гнёзд – 0.5–3 см. Геохимическое изучение изменённых пород показало, что в рудной зоне в биотит-кварцевых сланцах происходит увеличение As, Ba, Mn, B и Ni. Наблюдается положительная корреляция As и Ni, отчасти Cu и Co. В изменённых габброидах увеличивается K, Rb, Mn.

Наиболее значительные концентрации золота были установлены именно для кварцево-прожилковых руд с арсенопиритом. Рудная минерализация (7–35 %) представлена арсенопиритом, леллингитом, пирроотином, золотом, в меньшем количестве (1–2 %) встречаются халькопирит, галенит, гораздо реже такие соединения, как Au-Sb, Au-Bi, сам. висмут, Bi-Te (хедлейит, цумоит), шеелит, сфалерит (табл. 2–4). Арсенопирит образует две генерации. Более крупные кристаллы-1 в жильном кварце размером до 0.5–1 см ассоциируют с леллингитом. С ними развито высокопробное золото. Более мелкие кристаллы арсенопирита – 2 размером 0.5–0.1 см развиты шире: на удалении от мощных кварцевых жил они образуют вкрапленность в сланцах.

Арсенопириты близки по составу, но более крупные кристаллы-1 содержат примесь Ni до 0.39–0.69 %. Содержание As в них 33.19–36.06 ат. %, по геотермометру Скотта интервал $T = 510\text{--}380$: для жил с крупным арсенопиритом средняя начальная $T_{\text{обр}}$ была 420°C, для мелкозернистой ассоциации арсенопирита с леллингитом и пирроотином 410°C. Леллингит содержит примесь Ni до 2.35–4.71 % и S до 1.46–2.98 %. Он обычно появляется в условиях дефицита серы. Пирротин выделяется после арсенидов, цементирует их. Позднее образуются менее распространенные сульфиды – халькопирит, галенит, реже сфалерит и шеелит.

Золото выделяется самостоятельно, в арсенопирите, леллингите и в сростании с Au-Bi-Sb минералами. Оно представлено неправильными зёрнами разного размера (от 3 до 70 мкм, ср. 30–40 мкм) и тончайшими «соединительными шнурками» размером ~1 мкм [10]. Высокопробное золото-1 (0–4.73 % Ag) ассоциирует с арсенопиритом-1 в кварцевых жилах. Обычно оно не зональное, но иногда в кайме обростает более поздним Ag-золотом-2, в котором установлено до 23.15 % Ag (табл. 3/№3). Золото в леллингите содержит Ag 4.01–13.71 %, иногда As до 0.16 % и Hg – 0.96–2.16 %. Соединяющие эти зёрна микронные просечки-«шнурки» содержат до 16.08–19 % Ag. В сростании с золотом (табл. 3/№12) обнаружены зёрна мальдонита и аурустибита размером в 2–6 мкм ($T_{\text{уст.}} < 370^\circ\text{C}$, табл. 4). Для аурустибита установлен ограниченный изоморфизм Sb с Bi (до ~10 % Bi). Мальдонит, вероятно, образуется под воздействием Au-содержащих растворов на сам. висмут, который встречается в нём и в самостоятельных зёрнах. Халькопирит и галенит образуются после пирротина при снижении T , хлорит и кальцит появляются при $T \sim 260^\circ\text{C}$. Au-S-As минерализация иногда сечется более поздними кавернозными кварцевыми жилами с пиритом, а по пирротину образуется колломорфный марказит.

Колчеданное вкрапленно-прожилковое оруденение, с содержанием сульфидов 10–40 %, развито в северной части профиля южного карьера и локализуется в амфиболовых (в т.ч. грюнеритовых), биотитовых и углеродсодержащих сланцах в 1–2-метровых зонах. Сульфиды представлены пирроотином, реже встречаются халькопирит и другие рудные минералы (1–2 %). Со-арсенопирит и кобальтин образуют хорошо ограниченными наиболее ранние мелкие единичные кристаллы. При дефиците серы, в условиях метаморфизма амфиболитовой фации, пир-

ротин в таких рудах является главным минералом. Он представлен моноклинной модификацией с отношением Fe:S = (0.84–0.88):(1.11–1.16). Халькопирит, галенит и реже сфалерит выделяются после пирротина, иногда встречается молибденит, висмут, Bi-Te-S-соединения, брейтгауптит NiSb и очень редко антимонит и акантит. Они образуют единичные мельчайшие зёрна (1–6 мкм) (табл. 4). Bi входит в такие соединения, как гессит, хедлейит, цумоит, пильзенит, висмутотеллурид. В рудах известны невысокие концентрации Au от 0.004–0.02, реже до 1–1.5 г/т, особенно в участках, обогащенных полиметаллами.

Таблица 2. Арсениды, сульфоарсениды и антимониды, проявление Ю.-Костомукшское.

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
S	19.13	18.89	19.93	20.17	19.21	19.52	20.65	19.57	2.98		1.46		20.93			29.88
Fe	31.05	33.62	31.84	31.96	32.22	31.48	33.23	32.87	24.58	23.45	23.46	22.25	3.33			
Ni	0.65				0.42	0.69			2.35	2.90	3.75	4.71	3.07	29.73	30.53	
Co													28.38			
As	49.17	47.49	48.23	47.87	48.14	48.31	46.12	47.56	70.09	73.65	71.34	73.04	44.28			
Sb														70.27	69.47	70.12
As ат %	36.06	34.73	35.07	34.72	35.19	35.25	33.19	34.62	62.01	67.69						
Тобр.	510	385	405	385	415	420	410	380								
Обр.	1/11а-10	1/11а	1/11а	1/11а	1/1106	1/11	1/11-08	1/11-06	1/11а	1/11а	1/11-06	1/11-08	0/7	1/34	1/13	1/34
Уч.	2–1	3–4	5–2	9–1	1–3	16–1	22–2	15–1	2–2	11–1	1–1	1–2	6–1	4–1	33–1	42–1

Примечание. 1) *Au-S-As* руды (1–13): 1–8 – арсенопирит FeAsS (1–4 – сростание с крупным золотом, 5–8 – в сростании с леллингитом и золотом). 9–12 – леллингит FeAs₂. 13 – кобальтин (Co,Ni,FeAsS). 2) колчеданы (14–16): 14–15 – брейтгауптит NiSb, 16 – антимонит Sb₂S₃. Интервал Т-510-380: для № 1–4 – ср. Т=420°С, для № 5–8 – ср. Т=410°С.

Таблица 3. Золото, проявление Ю.-Костомукшское.

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ag	2.61		23.15	3.31	4.73	3.19	3.59	6.56	13.62	13.0	6.20	4.01	13.05	13.71	16.08	17.05
Au	97.39	100	76.85	96.69	95.27	96.81	96.41	93.44	86.22	86.0	92.84	95.99	86.95	86.29	83.92	82.95
Hg									0.16	0.99	0.96					
Обр.	1/11а-10	1/11а	1/11а	1/11а	1/11а	1/11а	1/11а	1/11-08	1/11-06	1/11	1/11	1/11	1/11	1/11	1/11	1/11
Уч.	1–1	1–2	4–2	2–3	2–4	2–5	5–1	4–2	9–1	8–1	12–1	10–3	2–1	2–2	8–3	2–1
Размер мкм	30	15х30	30	30	30	30	15х30	60х10	6х15	10х40	20х70	3	10х30	15х20	1	1

Примечание. Обр. ГП-1/11 (06), 11а, 11(08). 1–7 – золото-1 в арсенопирит-кварцевой жиле, в т.ч. 3 – золото-2 – кайма по золоту-1. 8–16 – золото-1 в леллингите, в т.ч., в тонких просечках-«шнурках» (15, 16). В № 9 – 0.16 % As. 12 – золото в сростании с мальдонитом.

Таблица 4. Минералы Au-Bi-Sb, Bi-Ag-Te-S, проявление Ю.-Костомукшское.

Комп.	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16
Ag									84.65	89.7	60.89	60.39	58.59			
Au	66.16	62.03	66.09		2.86	43.25	44.83	45.34								
Bi	33.84	37.97	33.91	100	92.95	9.10	9.93	8.15						54.36	64.1	59.76
Sb					4.19	47.65	45.24	46.56								
S									15.35	10.3						
Te											39.11	39.61	41.41	45.64	35.9	40.24
Обр.	1/11а	1/11	1/11	1/11	1/11	1/11	1/11а	1/11а	03	1/34	1/34	1/34	34-2	1/34	1/34	34-2
Уч.	3–1	5–1	11–1	6–1	10–2	10–1	3–2	3–3	31–1	9–1	35–1	35–2	12–1	36–1	51	11–1
Размер мкм	8х3	5х2	4х2	1-2	2х1	4х2	6х4	3	4	2						

Примечание. Обр. ГП-1/11а; 1/34; 1/34-2; 03. 1) *Au-S-As* минерализация (1–9): 1–3 – мальдонит, 4–5 – сам. висмут, 6–8 – Bi-аурустибит. 9 – акантит. 2) *колчеданная минерализация* (10–16): 10 – серебро (+акантит), 11–13 – гессит, 14–16 – соединения Bi-Te (14 – теллуру-висмутит Bi₂Te₃, 15 – пильзенит Bi₄Te₃, 16 – цумоит Bi₂Te₂).

Таким образом, на настоящее время установлено, что внедрение гранитов и даек комплекса Таловейс и раутаойского, формирование золото-кварцевых жил и Au-S-As руд происходило при снижении P и T, относительно парагенезисов амфиболитовой фации в зонах транспрессии. Оруденение тяготеет к шир-зонам хрупко-пластичных деформаций (ССВ и З-В). Источником рудогенных элементов и золота могли быть ранее образованные сульфидные горизонты с повышенными фоновыми концентрациями Au (испытывавшие преобразования при метаморфизме), но также существовал дополнительный привнос вещества. Дефицит серы прослеживается на всех уровнях формирования разных типов первичных руд (железистых кварцитов с небогатыми горизонтами вкрапленных колчеданов, бедного S-Cu-Ni оруденения), а также золоторудных залежей: доминирующее образование золото-кварцевых жил и залежей золото-сульфоарсенидов. Выделено несколько ведущих формационных типов руд, содержащих золото, – это малосульфидные золото-кварцевые (Таловейс), золото-сульфоарсенидно-кварцевые (Южно-Костомукшское) и Au-содержащие Cu-Mo-порфиоровые руды (Восточное, Кургелампи). Менее значимы проявления колчеданных руд с рассеянным золотом. Золото-пирротин-леллингит-арсенопиритовая минерализация Южно-Костомукшского проявления формировалась в интервале от $T = 510\text{--}380$ до 260°C , что позволяет отнести ее к высокотемпературному (гипотермальному) типу руд.

Работа выполняется по теме НИР и гранту РФФИ-08-05-98815-р-север-а.

Список литературы

1. Головнина Т.А. Минералы благородных металлов во вмещающих породах Костомукшского месторождения железистых кварцитов (Карелия) // Зап. РМО. 2007. № 1. С. 101–108.
2. Горьковец В.Я., Попов М.Г., Раевская М.Б. Интрузивные позднепротерозойские калиевые щелочные, субщелочные породы Костомукшского рудного района // Геология и полезные ископаемые Карелии. № 12. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2009. С. 94–99.
3. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Геология и рудоносность геологических формаций Костомукшского рудного района // Крупные и суперкрупные месторождения. М.: ИГЕМ РАН, 2004. С. 95–109.
4. Горьковец В.Я., Раевская М.Б. Рудопроявление золота Луупеансуо (Костомукшский рудный район) // Геология и полезные ископаемые Карелии. № 12. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2009. С. 48–59.
5. Кулешевич Л.В. Кислый магматизм и золотое оруденение Костомукшской структуры // Геология и полезные ископаемые Карелии. № 5. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2002. С. 59–72.
6. Кулешевич Л.В. Эндогенные режимы и факторы, контролирующие золоторудную минерализацию Костомукшской структуры // Тезисы докл. VIII Межд. конф. «Глубинное строение и геодинамика Фенноскандии, окраинных и внутри-платформенных транзитных зон». Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2002. С. 135–137.
7. Кулешевич Л.В. Эволюция эндогенных режимов и стадийность золотого рудообразования в Костомукшской структуре // Докл. АН. 2004. Т. 396. № 6. С. 808–812.
8. Кулешевич Л.В., Васюкова О.В. Условия формирования золоторудного месторождения Таловейс в докембрии Карелии // Докл. АН. 2005. Т. 403. № 6. С. 848–851.
9. Кулешевич Л.В., Васюкова О.В., Фурман В.Н. Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным ГЖ включений // Зап. ВМО. 2005. № 5. С. 19–31.
10. Кулешевич Л.В., Горьковец В.Я. Минералогия Ю.-Костомукшского золоторудного проявления в докембрии Карелии // Зап. РМО. 2007. № 6. С. 49–64.
11. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. Таловейс – докембрийское золоторудное месторождение в Костомукшской структуре (Зап. Карелия) // Региональная геология и металлогения. 2006. № 28. С. 102–112.
12. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н., Коротаяева Н.Н. Золоторудное проявление Берендей (Ю.-Костомукшское рудное поле) // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2000. С. 50–59.
13. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геол. рудн. месторождений. 2009. № 1. С. 58–76.
14. Минерально-сырьевая база Республики Карелия. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.
15. Петров С.В., Головина Т.А. Типы золоторудной минерализации в рудах и вмещающих породах Костомукшского месторождения железистых кварцитов (Карелия) // Матер. юбилейной научн. сессии к 100-летию Н.Г. Судовикова «Метаморфизм, гранитообразование и рудогенез». СПб, 2003. С. 98–100.
16. Прокофьев В.Ю., Кулешевич Л.В., Волков А.В. и др. Первые данные об условиях формирования рудообразующих флюидов проявлений золота в железорудном месторождении Костомукша (Карелия) // Докл. РАН. 2005. Т. 402. № 2. С. 233–238.

ПЕРВОЕ ЗОЛОТО РОССИИ: ИСТОРИЯ ОТКРЫТИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ВОИЦКОГО РУДНИКА

Лавров О.Б., Кулешевич Л.В.

ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, kuleshev@krc.karelia.ru, petrlavrov@list.ru

Первое золото России было добыто в Карелии в 40-х гг. XVIII в. из медно-сульфидных кварцевых жил Воицкого рудника. Жилы секут кварцито-песчаники ятулийского надгоризонта и имеют СВ простирание - 45°. Они содержат халькопирит, борнит, халькозин, сам. золото. Современные исследования рудной минерализации показали, что золото-1 из жильного кварца содержит 5–6.5 % Ag. В более низкотемпературных борнитовых рудах, в сростании с халькозином, образующем распад в борните ($T_{обр.} < 160–80^{\circ}C$), установлены селениды (клаусталит, науманнит), Ag-золото-2, фишессерит, теллур, теллуриды, Bi-минералы – богдановичит и виттихенит. В системах Ag–Au–Se–Te обнаружен широкий спектр замещений. Тонкодисперсное золото 2-ой генерации отличается более высоким содержанием Ag 11.75–21.71 %.

Gold in Russia was first mined in the 1740s in Karelia from copper-sulphide quartz veins in Voitsky mine. The veins cross-cut quartzitic sandstone of the Jatulian superhorizon and strike NE at 45°. They contain chalcopyrite, bornite, chalcocine and native gold. Modern study of ore mineralization has shown that gold-1 from veined quartz contains 5–6.5 % Ag. Lower-temperature bornite ores, intergrown with chalcocine that forms disintegration in bornite ($T_{form.} < 160–80^{\circ}C$), were found to carry selenides (clausthalite, naummanite), Ag-gold-2, fischerite, tellurium, tellurides and Bi-minerals such as bohdanowiczite and wittichenite. A wide spectrum of replacements was revealed in Ag–Au and Se–Te systems. Finely dispersed second-generation gold contains more Ag (11.75–21.71 %).

История открытия и изучения. Рудник Воицкий расположен на северном берегу оз. Выгозеро на п-ове Марфин Наволок, недалеко от современного пос. Надвоицы в центральной Карелии. Здесь в 1742 г. начали разрабатывать богатую кварцевую жилу с сульфидами меди на заложенном медном руднике, действовавшем с перерывами 40 лет до 1794 г. [2–6]. На руднике существовали несколько штолен, одна из них с шахтой глубиной 17 м, система вентиляции и подъёма руды. Вначале месторождение разрабатывалось как медно-сульфидное. В те времена (начала горных работ в России) масштаб рудных тел большого значения не имел: разрабатывались небольшие и богатые по содержанию рудные тела, добывались наиболее богатые руды с содержанием меди более 1 %. Руды выбирались вручную. Состав руд был преимущественно халькопиритовый или халькопирит-борнитовый. В 1744 г., через два года после начала разработок, в медной руде месторождения было обнаружено самородное золото. Осенью того же года указом Берг-коллегии предписывалось начать на руднике добычу благородного металла. В результате эксплуатации рудника жила была отработана на глубину 150 м. Из неё было добыто около 106 т меди и более 76 кг золота. По описанию горного начальника Александровского завода А.С. Ярцова, «золото в виде проволоки переплеталось с минералами меди». В жильном кварце оно встречалось «мелкими блёстками и даже самородками весом до 3.5 фунта» (около 1.4 кг), как указывается в Горных журналах и данных Центрального государственного архива древних актов (ЦГАДА), в год добывалось до 619–1633 пудов руды [2]. Рудник посещали известные геологи и академики РАН Э.Г. Лаксман, Н.Я. Озерецковский, путешественник П.И. Челищев. Поэт Г.Р. Державин, будучи губернатором Олонецкого края, в 1783 г. также удостоил своим посещением эту горную разработку. В период строительства Беломорско-Балтийского канала часть старых выработок и главная жила были затоплены, а вблизи рудника поставлен памятный знак (производственный памятник) горно-рудным работкам середины XVIII в.

Самородное золото, извлечённое из жилы, доставлялось в государственную казну, отдельные его образцы попали в музейные коллекции и хранятся в некоторых музеях России и мира: оно представлено в Краеведческом музее г. Петрозаводска и Музее естественной истории г. Вены. Открытие золота в кварцевой жиле Воицкого медного месторождения предшествовало находкам благородного металла на Урале, и именно здесь, на карельской земле, горняки положили начало золоторудным промыслам в России.

Геологическое строение Выгозерской структуры и рудника. Месторождение Воицкое приурочено к кварцито-песчаникам ятулийского надгоризонта (летнереченской свите), имеющих СЗ 320° простирание и крутое падение близкое к 85–90° [1]. Севернее они перекрываются метабазальтами. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. В пределах участка Воицкого предполагается существование антиклинальной складки. На участке месторождения развиты крутопадающие кварцевые жилы, которые секут вмещающие толщи и формируют штокерк. Жилы имеют преимущественно СВ и реже СЗ простирание (40–45° и 320°), а их мощность варьирует от 0.5 до 4 м. Мощность прожилков составляет 1–2 см. Главная кварцевая жила, содержащая сульфиды меди, была выработана до возможной глубины в XVIII в. Она имела СВ простирание, крутое падение на СЗ под углом 70° и мощность от 0.7 до 2.5–4 м. В 1970-е гг. геологами КарГЭ жила была подбурена двумя скважинами, которые подсекли её по простиранию на большей глубине и дополнительно выявили ещё две параллельные жилы, прослеженные до глубины 130 м.

Геохимический и минеральный состав руд. Руды месторождения Воицкого золото-медно-сульфидно-кварцевые жильные и прожилковые. Из главных сульфидов они содержат халькопирит, борнит, халькозин, золото, реже встречается видимый молибденит. Среднее содержание Cu в рудах – 1.27 %, её максимальные концентрации

достигали 14.2 %, Au – 0.1–13.2 г/т [5]. Известно, что в околожилльных метасоматитах содержание золота колеблется от 0.01–0.06 до 0.2 г/т. Опробование же отвалов медно-сульфидно-кварцевых руд, проведённое авторами, позволило установить в рудах (спектр. ан., в %): Ag 0.001–0.046, Mo до 0.032, Ni 0.002–0.01, Co до 0.001, Mn 0.015–0.032, В 0.046–0.1, Cr до 0.005, Ti 0.015–0.1, Ba 0.015–0.022, Sr до 0.032, Zr 0.01. По результатам ICP-MS-анализа (ppm = г/т) установлены следующие концентрации элементов в рудах и окolorудных изменённых породах (табл. 1):

Таблица 1. Геохимический состав руд, ppm.

Эл.	Mn	Ba	Ti	Ce	La	Nd	Zr	Mo	Ag	Se	U	Cr	Ni	Te	Bi
1	162.15	572.76	379.48	17.24	8.31	7.74	52.15	0.96	0.74	н	0.51	28.22	15.35	н	н
2	161.35	91.56	116.84	0.83	0.73	0.30	3.55	10.39	5.52	10.0	0.24	50.72	30.04	1.02	32.8
3	97.31	42.0	25.79	0.48	0.22	0.20	3.75	217.78	13.19	20.32	4.45	31.00	17.14	0.32	11.88

Примечание. 1 – окolorудные изменённые кварцито-песчаники. 2 – халькопиритовые и 3 – борнитовые руды.

Из приведённой таблицы видно, что в окolorудных ореолах незначительно накапливаются Mn, Ti, значительно – Ba, Zr, PЗЭ, в халькопирит-кварцевых рудах – Cr, Bi, Ni, Te, в борнитовых более низкотемпературных – Mo, Se, Ag, U. Эти элементы связаны с соответствующими рудными и нерудными минералами.

Изучение *нерудной ассоциации жил* и изменённых пород показало присутствие в них преимущественно кварца, в зальбандах встречаются фенгит, альбит, барит. Фенгит имеет бледно-зеленовато-жёлтый цвет, он образует скопления (прослои толщиной от 1 мм до 2 см, формирующие зеркала скольжения) на контакте кварцевых жил и по зонам расщелачивания, содержит: Si 3.23–3.53 (форм. ед., Si/Al>5), Mg до 0.5–1.38 %, Fe до 1.18–2.79 %, реже Na до 0.2–0.62 % и Ti (до 0.54 %). Перекристаллизация слюд наблюдается и в окolorудно-изменённых породах. К этим же просечкам в кварцито-песчаниках бывают приурочены очень мелкие зёрна халькопирита, который бывает частично замещён гематитом. К ним же тяготеют сростания циркона, ксенотима, монацита, апатита (размером ~50х120 мкм). Эти минералы имеют хорошую огранку и общую приуроченность к тонким обособлениям с сульфидами, что свидетельствует об их гидротермальном генезисе. Циркон образует зональные зёрна (40–60 мкм), в которых чередуются светлые и тёмные участки: тёмные зоны содержат более высокие концентрации примесей Ca, Fe, Al, реже Na. Монацит (Ce₂O₃ 31.30–36.16, Nd₂O₃ 15.01–15.2 %, La₂O₃ 12.08–12.57, P₂O₅ 36.25–41.42 % и в меньшем количестве другие PЗЭ) образует небольшие (до 10–40 мкм) овальные, реже пластинчатые зёрна в сростании с фенгитом, апатитом, цирконом и по микротрещинке проникает в него. В сростании с монацитом и цирконом встречаются ксенотим, торит (из примесей он содержит U 5.06 % и Pb 0.85 %) и реже алланит. В зальбандах кварцевых жил и прожилков наиболее распространён барит, поэтому его можно отнести к типоморфным минералам этой нерудной ассоциации. Барит сечёт и цементирует халькопирит, борнит, кварц, фенгит. Он образует неправильные и хорошо огранённые веретенообразные зёрна, иногда содержит Sr до 1.1–1.42 %. Присутствие изученных аксессуаров и, соответственно, Ba, Zr и PЗЭ элементов, свидетельствует о связи предрудного метасоматоза с субщелочным источником. Карбонат (кальцит) в жилах и изменённых породах – редкий минерал как в жилах, так и изменённых породах. Околожилльные изменения относятся к низкотемпературным, во внутрирудных брекчиях встречается даже каолинит (аргиллизация).

Рудные минералы. Руды месторождения Воицкого можно разделить на два минеральных типа: 1 – преимущественно халькопиритовые (более ранние) и 2 – борнитовые (с халькопиритом, халькозином). В первых было известно более крупное сам. золото, во втором типе установлено тонкодисперсное золото и его спутники, имеющие размер 10–1 мкм (до наноразмерности). Кроме ведущих сульфидов (халькопирита, борнита, халькозина) в рудах установлено большое разнообразие мелких и тонкодисперсных минералов: молибденит, галенит (в т.ч., с Se), селениды, теллуриды, золото-2, реже сам. теллур и более сложные и редкие минералы, в т.ч. впервые выявленные для Карелии соединения системы Au-Ag-Se-Te-Bi-S: клаусталит, гессит, штютцит, науманнит, богдановичит, виттихенит, фишессерит (рис. 1).

Халькопиритовые руды. Халькопирит образует богатые гнёзда в кварце. Он выделяется первым, замещается борнитом, цементируется баритом. В халькопирите в микротрещинках и на границе с кварцем встречаются мелкие зёрна галенита (1–5 мкм), тонкопластинчатые кристаллы молибденита (4х10 мкм) и небольшие (микронные) выделения самородного Te (иногда с примесью Se) и Bi-Te минералов. Очень редко встречаются единичные зёрна шеелита (CaO 17.32 %, WO₃ 82.68 %). Золото-1 (более крупное) было известно в кварце (в халькопирит-кварцевых рудах).

Борнитовые и борнит-халькозиновые прожилковые руды имеют розовато-синий цвет. Борнит выделяется после халькопирита-1, он содержит Fe 8.5–11.8 % и включения халькозина, образующего распад по ортогональной системе спайности, ламелли и неправильные и чечевицеобразные зёрна, а также ламелли халькопирита-2, которые появляются при снижении температуры. «Халькозином» здесь мы называем все минералы этой системы с разным содержанием меди. При пересчёте состава «халькозина» получаем соотношения (при S = 1 ф.ед., Cu+Fe = 1.22–1.69 ф. ед.), позволяющие отнести его к спинокопиту-гириту-анилиту, их верхний предел устойчивости не превышает T<160–70 °C [7]. В борнитовых рудах иногда встречается теннантит, его обрастает борнит, что указывает на его более раннее образование. В локальных гнёздах развит пластинчатый молибденит, а также рутил (Fe до 0.97 %). К участкам с халькозином приурочены галенит, селениды Pb и Ag – клаусталит, науманнит и теллуроселениды, тонкодисперсное Ag-золото-2,

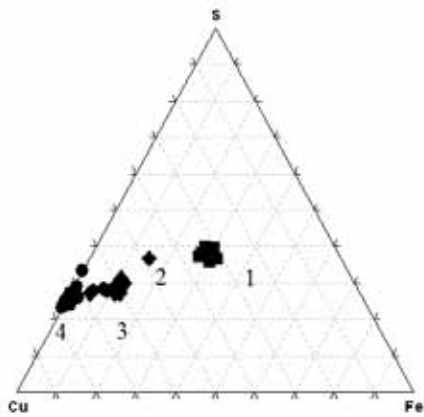


Рис. 1. Сульфиды меди: 1 – халькопирит, 2 – борнит, промежуточный с халькопиритом – идаит, 3 – ряд «халькозина», 4 – ковеллин.

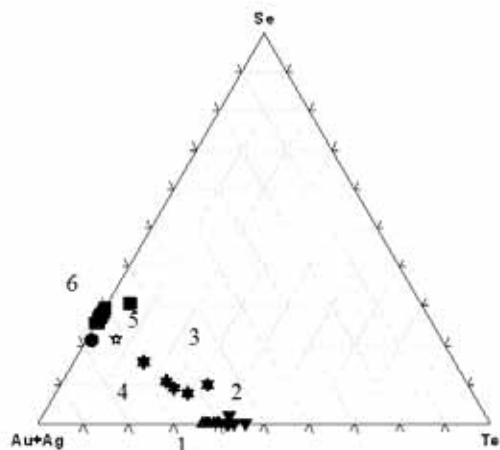


Рис. 2. Селениды и теллуриды Ag и Au: 1 – гессит, 2 – штютцит, 3 – Au-Ag-штютцит, 4 – фишессерит, 5 – Au-Te-науманнит, 6 – науманнит, в т.ч. Te-содержащий.

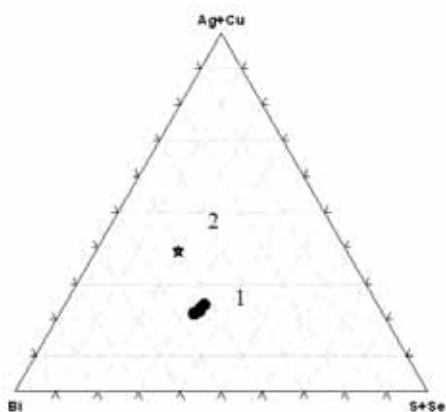


Рис. 3. Bi-содержащие минералы: 1 – богдановичит $AgBiSe_2$, 2 – виттихенит Cu_3BiS_2 .

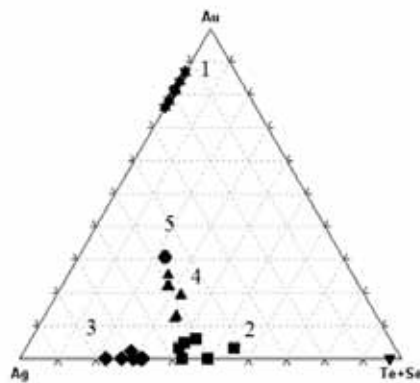


Рис. 4. Au-Ag-содержащие минералы: 1 – золото, 2 – Au-содержащий штютцит, 3 – Au-Te-содержащий науманнит, 5 – фишессерит, 4 – промежуточные фазы между штютцитом и фишессеритом.

Рис. 1–4. Треугольные диаграммы составов сульфидов меди и Au-Ag-Bi-содержащих селенидов и теллуридов.

Таблица 2. Селениды и теллуриды месторождения Воицкого.

Компонент	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Se %	6.22	26.45			10.83	30.62	21.51	9.88	9.15	1.98	21.23	33.11	
Ag		73.55	63.72	57.75	66.12	64.34	69.82	57.44	52.49	50.73	46.73	21.87	
Te	93.78		36.28	42.25	23.05	5.04	6.51	32.68	26.01	41.25	1.34		
Au							2.16		12.35	6.04	30.70		
Bi												46.02	40.94
Cu													39.05
S													20.01
Сумма	99.99	100	100	100	100	100	100	100	100.01	100	100	100	100
Образец	PВ-12	PВ-11/1	ВО-2	ВО-2а	ВО-2а	ВО-2	ВО-2	ВО-2	ВО-2	ВО-2	ВО-2	ВО-3	ВО-3
Участок	4_1	4_1	3_1	5_1	15_1	4_5	4_1	2_2	2_1	2_3	6_1	4_1	1_1
Размер (мкм)	1–2	5x10	40x20	30x25	5x4		10x5	2x3	5	2x3	5x3	5x10	20x30

Примечание. 1 – теллур, 2 – науманнит, 3 – гессит, 4 – штютцит, 5 – Se-гессит, 6–7 – Te-Au-науманнит, 8 – Se-штютцит, 9 – Se-петцит (?), 10 – Au-Se-штютцит, 11 – фишессерит, 12 – богдановичит, 13 – виттихенит.

реже микроскопические выделения самородных Ag, Te и более сложные соединения системы Ag-Au-Bi-Te-Se (табл. 1, 2; рис. 1–4). В округлых и неправильных обособлениях более светлого халькозина, содержащего до 1.77 % Ag, встречаются включения селенидов, теллуриды, самородный теллур. Минералы системы Ag-Te имеют размер от 2–3 до 40–50 мкм и относятся к гесситу или штютциту (табл. 2). В минералах этой группы намечается изоморфизм Ag и Au, Te и Se (рис. 1–4). Распространены мелкие промежуточные соединения мельчайших зёрен Au-Ag-Se-Te состава (Au до 2.16–12.35 %). Среди них обнаружен редкий селенид золота и серебра – фишессерит $AuAg_3Se_2$. В нём содержание Au достигает 30.7 %. В подобной же ассоциации встречаются самородный теллур, иногда с примесью Se или Ag и редко сам. серебро. Теллур образует зёрна до 40 мкм в окружении мелких чечевицеобразных образований халькопирита-2, которые выделяются в его окружении в борните. В тонких сростаниях с борнитом и халькозином и реже в халькопирите иногда встречаются самородный Bi и Ag, и соединения – богдановичит $(Ag,Bi)Se_2$ и виттихенит – Cu_3BiS_2 (соединения размером 2–5 мкм).

Таблица 3. Золото в рудах Воицкого месторождения.

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14
Ag	21.71	18.39	17.36	16.51	13.29	16.17	17.96	18.39	15.63	17.57	16.3	11.85	19.83	17.3
Au	78.29	81.61	82.37	83.49	86.71	83.83	82.04	81.61	84.37	82.43	83.7	88.15	80.17	82.7
Сумма	100	100	99.73	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
№ обр.	PB-11/2													
Участок	5_1	6_1	7_1	9_1	15_1	15_2	15_3	15_4	18_1	20_1	21_1	24_1	24_2	24_3

Продолжение табл. 2

Компоненты	15	16	17	18	19	21	22	23	24	25	26	27
Ag	6.53	5.86	6.09	5.17	5.06	21.25	18.43	14.98	17.52	13.85	14.44	14.49
Au	93.47	94.14	93.91	94.83	94.94	78.75	81.57	85.02	82.48	86.15	85.56	85.51
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100	100
№ обр.	ККМ					BO-1	BO-2			BO-3		BO-2a
Участок	1	2	3	4	5	6_2	9_1	10_1	10_2	3_1	3_2	10_1

Примечание. 1–14, 21–27 – Ag-золото в борнитовых рудах, 15–19 – золото из кварцевых жил.

Самородное золото выделяется самостоятельно в кварце (1-ая генерация), в борните и халькозине и на контакте с кварцем (2-ая генерация). Золото-1 в кварцевой жиле содержит более низкие концентрации Ag 5.06–6.53 % (табл. 3). Оно представлено комковатыми зёрнами размером 1–3 мм и их скоплениями до $0.3 \pm 0.5 \times 3$ см. По историческим сведениям оно встречалось и в более крупных гнездах, дендритовидных и проволочных формах. В кварцевой жиле золото отложилось несколько позднее сульфидов. Низкая концентрация Ag в нём обеспечивает, соответственно, более высокую пробность ~ 950 (по данным предшествующих исследований – 800–980). Золото-2 в борнитовых рудах тонкодисперсное (2–50 мкм), оно образует неправильные и изогнутые зёрна, иногда цепочкой расположенные вдоль одной линии. Золото борнитовых руд содержит 11.75–21.71 % Ag. Оно выделяется совместно с селенидами в микротрещинках в борните.

Закключение. Медносulfидно-кварцевые жилы месторождения Воицкого представлены двумя минеральными типами – халькопиритовым и борнитовым, содержащими золото. Крупные самородки встречались в кварце. Золото-1 содержит 5–6.5 % Ag. В борнитовых рудах обнаружены золото-2, селениды, теллуриды и разнообразные промежуточные фазы системы Au-Ag-Se-Te. Среди них установлены такие редкие и новые для Карелии минералы, как фишессерит (впервые обнаружен именно на Воицком руднике), а также богдановичит, виттихенит. В связи с чрезвычайно мелкими и наноразмерами некоторые из этих соединений требуют дополнительного изучения. Эти низкотемпературные селениды и селено-теллуриды ассоциируют с халькозином. Тонкодисперсное золото-2 в борнитовых рудах тяготеет к участкам с распадом халькозина ($Cu+Fe = 1.22-1.69$ ф. ед., $T = 160-70$ °C). Оно отличается от золота кварцевых жил более высоким содержанием Ag (11.75–21.71 %). Селениды и золото-2 формировались уже в условиях нарастающего дефицита железа и серы, повышения окислительного потенциала среды, а рудообразование завершились отложением барита.

Работа выполняется по Программе НИР «Минералогия рудных месторождений Карелии» и гранту РФФИ (08-05-98815-р_север_а).

Список литературы

- Кулешевич Л.В., Лавров О.Б. Рудник Воицкий – Au-Cu-S-кварцевое месторождение в Северо-Выгозерской палеопротезойской структуре Карелии // Геология и полезные ископаемые Карелии. 2010 (в печати).
- Кузин А.А. История открытий рудных месторождений в России. М., 1961. 360 с.
- Майер Г. Воицкий рудник // Горный журнал. 1907. Т. 1. Кн. 3. С. 277–281.
- Минерально-сырьевая база Карелии / Михайлов В.П. и др. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.
- Озерцовский Н. Я. Путешествия по озерам Ладозскому и Онежскому. Петрозаводск: Карелия, 1989. 208 с.
- Соколов В.И. Справка о Воицком и Серебряногорском рудниках. Изв. Геолкома. 1923. Т. 38. № 2. С. 12–15.
- Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М.: Недра, 1988. 504 с.

МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЗОЛОТА СЕВЕРА УРАЛА: ГЕОЛОГИЯ, МИНЕРАЛОГИЯ, МЕТАЛЛОГЕНИЯ

Майорова Т.П.^{1,2}, Кузнецов С.К.¹, Тарбаев М.Б.³

¹ Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, ² Сыктывкарский госуниверситет,

³ Управление по недропользованию по Республике Коми (Коминедра)

В статье дан обзор геологии, минералогии и металлогении золоторудных месторождений Севера Урала, перечислены их формационные типы и охарактеризованы типичные представители. Сделан вывод о том, что формирование золоторудной и других видов гидротермальной минерализации в регионе связано с неоднократно проявившимися гидротермально-метасоматическими процессами, наиболее продуктивным из которых был позднепалеозойский. В целом вопрос о соотношениях золотого оруденения и магматизма пока остаётся дискуссионным.

The article provides a review of geology, mineralogy and metallogeny of the North Ural gold deposits. Their formation types have been enumerated and their typical representatives have been characterized. The conclusion has been made that the formation of gold and other types of hydrothermal mineralization in the region is connected with reoccurring hydrothermal and metasomatic processes, the late Palaeozoic one being the most productive of these. Generally, the question on the ratio of the gold mineralization and magmatism remains disputable so far.

По сравнению с Южным и Средним Уралом, его северная часть в пределах Печорского, Приполярного и Полярного Урала до 70-х годов 20 века не рассматривалась в качестве золотоносной провинции. Основанием для этого служило то, что на севере Урала отсутствуют структурно-тектонические зоны и породные комплексы, с которыми в более южных районах связаны коренные и россыпные проявления – эвгеосинклинальная зона Тагило-Магнитогорского мегасинклиория и Урало-Тобольского мегаантиклиория и шовная зона сочленения этих структур с Центрально-Уральским поднятием [5]. Вместе с тем, шлиховое золото в аллювиальных отложениях многих водотоков западного склона севера Урала отмечалось еще в 50–60-х годы такими исследователями этой территории, как Т.А. Добролюбова, Е.Д. Сошкина, И.Т. Гуштюк, Г.П. Софронов, А.А. Кондияйн, Н.Н. Урванцев, В.Е. Есева, Н.Н. Кузькокова, М.В. Фишман, Б.А. Голдин и другими [14].

Однако история севера Урала как генетически самостоятельной золотоносной провинции началась сравнительно недавно, с конца 1970-х годов, с открытия промышленных россыпей Кожимского района [7]. Затем в результате широкомасштабных работ были в короткое время выявлены все перспективные россыпные районы Приполярного, Полярного и Печорского Урала и значительное число коренных золотопоявлений по всему региону.

В настоящее время на севере Урала известно более 70 рудопроявлений золота различных формационных типов: на Полярном Урале не менее 24 собственно золоторудных и 34 золотосодержащих [9, 26], на Приполярном Урале, в Кожимском районе – 10 [4], в Патокско-Щугорском – 3 [9, 11, 12, 27]. Изученность коренной золотоносности на севере Урала в целом относительно низкая и неравномерная – несколько лучше на Полярном Урале и в Кожимском районе Приполярного Урала, и низкая в южной части Ляпинского антиклиория, особенно на Печорском Урале. Тем не менее, за последние пятнадцать лет в этом регионе открыто несколько новых золотопоявлений [11, 18, 21, 22, 24 и др.] и перспективы дальнейших открытий достаточно высоки.

Согласно общепринятой в настоящее время схеме тектонического районирования на севере Урала выделяют Западно-Уральскую мегазону, сложенную ордовикско-позднепалеозойскими комплексами (уралиты), Центрально-Уральское поднятие (ЦУП), в котором на поверхность выходят кристаллические породы допалеозойского фундамента (доуралиты), Восточно-Уральскую мегазону, представленную офиолитовой ассоциацией, и «Главный уральский разлом» (ГУР), разделяющий Западную и Восточную мегазоны. Первые две мегазоны рассматриваются в составе палеоконтинентального сектора, а последняя относится к палеоокеаническому сектору. Характерной чертой строения северной части Урала является клавишное строение ЦУП – чередование в меридиональном направлении поперечных поднятий и опусканий. В южной части Полярного и на Приполярном Урале к палеоконтинентальному сектору относят Западно-Уральскую мегазону и Центрально-Уральское поднятие (так называемый западный склон Урала), в которой размещается большинство известных коренных и россыпных проявлений золота, а к палеоокеаническому мегаблоку – комплексы восточного склона Урала.

На западном склоне Урала большинство известных золоторудных проявлений приурочено к поперечным поднятиям (рис. 1). На Полярном Урале они известны в Манитанырдском поднятии и в Пожемависском поперечном поднятии Лемвинского поперечного опускания Центрально-Уральской осевой зоны, на Приполярном Урале – в Ляпинском антиклиории, преимущественно в Кожимском поперечном поднятии, и на восточном склоне. В общем плане, ядерные части поднятий сложены породами полиметаморфического гнейсо-мигматитового комплекса архейско-раннепротерозойского возраста, включают массивы доордовикских гранитоидов и ассоциирующих с ними вулканитов. Их обрамляют рифейские терригенные и вулканогенно-осадочные породы.



Рис. 1. Геологическая схема севера Урала и основные золотоносные районы. Коренные месторождения и проявления золота: 1 – Нияхойское 2, 2 – Верхняяюское 2, 3 – Озерное, 4 – Дальнее, 5 – Чудное, Нестеровское-кар, 6 – Караванное, 7 – Синильга, 8 – г. Маяк.

и Нияшорской зон трещиноватости и милонитизации общего северо-восточного простирания и представлено прожилково-вкрапленным типом минерализации [19].

Основными рудными минералами являются арсенопирит и пирит (табл.). Золото преимущественно мелкого класса с незначительной долей более крупного, до 1 мм (3%). Морфология золотин разнообразная, преобладают изометричные формы (кристалломорфные и комковидные) при подчиненном количестве уплощенных зерен (пластинчатых, чешуйчатых, пленочных, дендритоидных) [3]. Основными элементами-примесями в золоте являются серебро и ртуть (среднее 0.54 мас.%), значения пробности лежат в узких пределах умеренно высокопробного золота (рис. 3 б).

Месторождение *Дальнее* расположено на восточном склоне Полярного Урала, в пределах Пожемависского поперечного поднятия (южная часть Лемвинской структурно-формационной зоны), приурочено к контактам кварцевых порфиров пайпудынского комплекса и сланцев погурейской свиты позднекембрийско-раннеордовикского

Золоторудные проявления локализуются в периферических частях поперечных поднятий в сланцах среднерифейско-раннеордовикского возраста, реже в вулканогенно-осадочных породах позднего рифея-венда и контролируются крупными тектоническими нарушениями.

На севере Урала к основным формационным типам золотой минерализации относятся месторождения и рудопоявления золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой, золото-сульфидной формаций [1, 27], к которым в последнее время добавилась золото-платиноидная [11, 17, 18, 21, 24 и др.]. Эти золоторудные объекты представлены кварцевыми жилами и линейными штокверками, зонами окварцевания и сульфидизации (табл.). Выделяют также формации древних золотоносных конгломератов и кор выветривания.

Проявления золото-кварц-сульфидной минерализации

Верхняяюское 2 золото-сульфидное (золото-пирит-арсенопиритовое) месторождение расположено на западном склоне Полярного Урала, в пределах Манитанырдского поднятия (рис. 1). Оно локализуется в вулканогенно-осадочной толще энганепэйской свиты позднего рифея-венда, контролируется мощной зоной трещиноватости и милонитизации северо-восточного простирания и представлено прожилково-вкрапленным типом минерализации. Основными рудными минералами являются пирит и арсенопирит. К второстепенным минералам относятся сфалерит, халькопирит, галенит, пирротин, борнит и др. (табл.). Редкими минералами, установленными пока в единичных знаках, являются аурустибит и самородный висмут (рис. 2 а, б) [13].

Самородное золото имеет широкий размах по размерности выделений – от наночастиц (~ 100–200 нм) и микронных выделений до крупных золотин – 7 мм в зоне окисления [15]. Наночастицы и субмикронное золото пока установлены только в арсенопирите (рис. 2 в, г). Золото микронного и более крупного размера наблюдается в сростаниях с халькопиритом, галенитом и сфалеритом и тяготеет к межзерновым границам сульфидов или внутризерновым трещинкам (рис. 2 д, е). На месторождении выделяют две стадии минерализации и две генерации золота, которое различается по размерам и составу [15]. Субмикронное золото-I (~ 100–200 нм – 5 мкм) в арсенопирите и пирите имеет среднюю пробность 889 ‰ (864–909 ‰), более крупное золото-II (1–100 мкм и более), ассоциирующее с халькопиритом, сфалеритом и галенитом, менее высокопробное – средняя пробность 710 ‰ (705–719 ‰) (рис. 3 а).

Нияхойское 1, 2 золото-сульфидное (золото-пирит-арсенопиритовое) проявление расположено на западном склоне Полярного Урала, в пределах Манитанырдского поднятия, в 15 км северо-восточнее проявления Верхняяюского 2 (рис. 1). Оно локализуется в вулканогенно-осадочной толще энганепэйской свиты позднего рифея-венда, контролируется зоной сочленения Нияюской

Таблица. Золоторудные формации севера Урала.

Формация	Тип залежей	Минеральный тип руд	Проявления	Рудные минералы			
				Главные	Второстепенные	Редкие	
Золото-кварцевая	Жильный	Золото-полиметаллический	Синильга	Галенит	<i>Пирит</i> <i>Арсенопирит</i> <i>Пирротин</i> <i>Халькопирит</i> <i>Сфалерит</i>	Алтай (?) Теннантит (?)	
Золото-сульфидно-кварцевая	Жильный	Золото-полиметаллический	Караванное Дальнее	Сфалерит Галенит	<i>Пирит</i> <i>Пирротин</i> <i>Халькопирит</i> <i>Борнит</i>	Золото	
Золото-сульфидная	Прожилково-вкрапленный	Золото-арсенопиритовый (пиритовый)	Верхнеиняйское 2 Нияхойское 2	Арсенопирит Пирит	<i>Халькопирит</i> <i>Сфалерит</i> <i>Галенит</i>	Ауроситибит Висмут сам.	
	Гнездово-вкрапленный	Золото-медно-палладиевый	Озерное	Халькопирит Борнит	<i>Пирротин</i> <i>Кубанит</i> <i>Пентландит</i>	Купроурид Аурукуприд Au-Pd-мель Au-серебро Мертиит Меренскит	Теллур сам. Майченерит Бреггит* Сперрилит* Мончегит* Палладоарсенид*
Золото-фукситовая	Штокверковый	Золото-палладиевый	Чудное	Золото	<i>Халькопирит</i> <i>Молибденит</i> <i>Акантит</i> <i>Пираргирит</i> <i>Серебро</i> <i>Цинкхромит</i>	Мертиит Агениг Сперилит Стибиопалладинит** Платина сам.** Стилуотерит(?)**	
			Нестеровское-кар		<i>Пирит</i> <i>Халькопирит</i> <i>Галенит</i> <i>Гематит</i> <i>Ильменит</i> <i>Магнетит</i> <i>Касситерит</i>	Золото Агениг*** <i>Калаверит****</i>	
			Маяк	Гематит		Золото палладистое	
Золотоносные конгломераты	Вкрапленный	Золото-палладиевый Золотой	Нестеровское плато Самшитовое Амфитеатр				
Коры выветривания	Пластово-вкрапленный		Кагаламбинское				

Примечание. * По данным [23], ** По данным [30], *** По данным [24], **** По данным С. А. Онищенко, Н. В. Повонской [4].

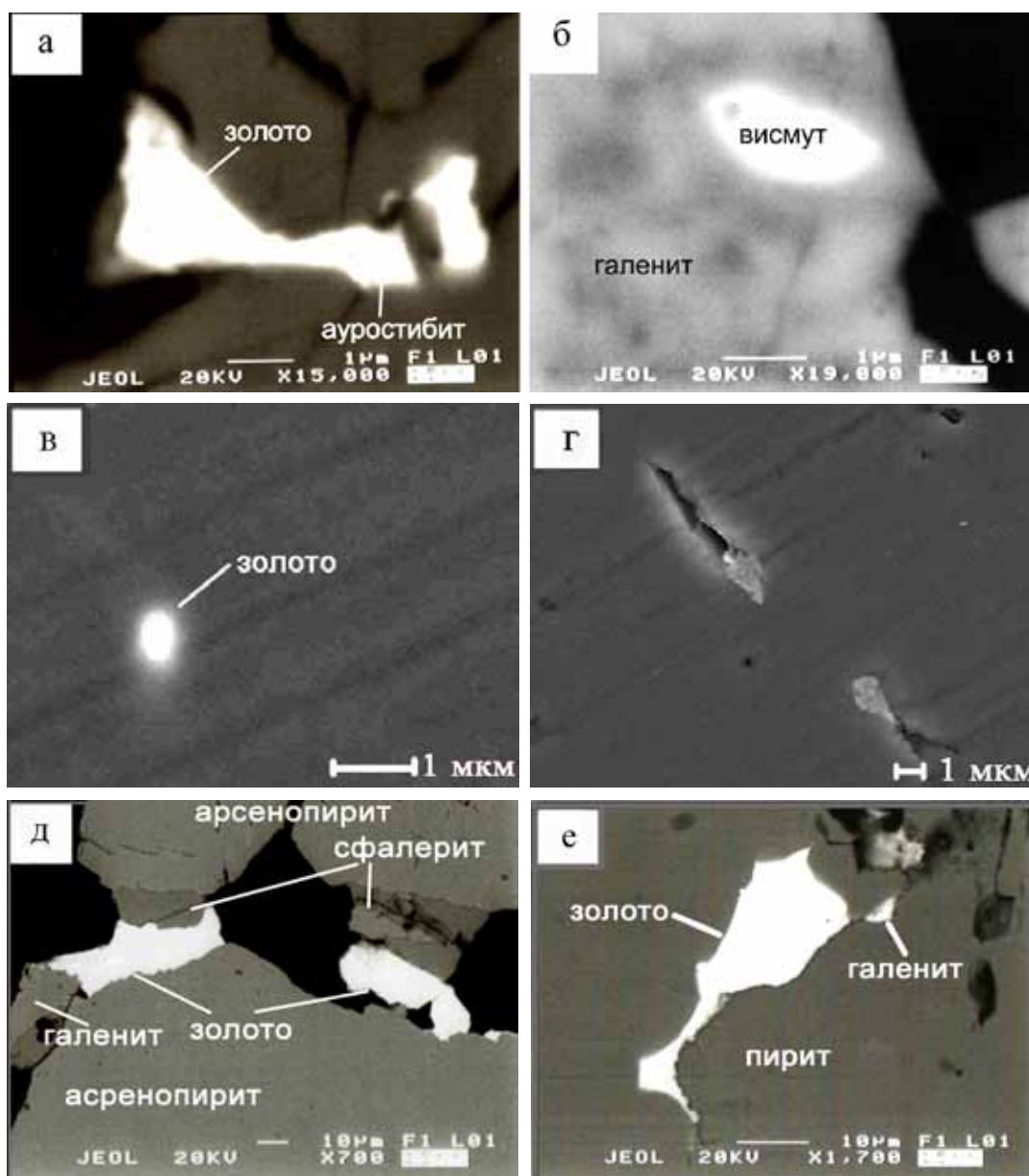


Рис. 2. Минералогия руд месторождения Верхнеякуского 2: а – ауростибит в сростании с золотом–II, б – включение самородного висмута в галените, в – наночастица золота–I в арсенопирите, г – субмикронные выделения золота–I в арсенопирите, д – золото–II в ассоциации с арсенопиритом, сфалеритом и галенитом, е – золото–II в пирите в ассоциации с галенитом.

возраста, относится к золото-сульфидному (золото-полиметаллическому) типу минерализованных зон. Основные рудные минералы – пирит, галенит, сфалерит, халькопирит и самородное золото (табл.). Самородное золото встречается в сфалерит-галенитовых рудах и в кварцевых жилах.

Проявления *Караванное* (золото-сульфидное) и *Синильга* (золото-сульфидно-кварцевое) расположены на Приполярном Урале, в пределах Кожимского поперечного поднятия, локализуется в сланцах пуйвинской свиты среднего рифея, контролируются крупными тектоническими нарушениями, относятся к жильному и прожилково-вкрапленному типам минерализации. Они расположены в пределах Росомахинской рудной зоны в 4 км друг от друга, но отличаются деталями геологического положения.

Проявление *Караванное* расположено в центральной части Росомахинской рудной зоны (рис. 1), где вмещающие рифейские сланцы прорваны небольшими телами габбро-долеритов, габбро, гранитов. В западной части проявления прослеживается зона интенсивного смятия пород, сопровождающаяся разрывными нарушениями. Наиболее крупные из них имеют северо-восточное простирание с падением на северо-запад. Кроме них хорошо выражен ряд поперечных нарушений северо-западной ориентировки. Жилы преимущественно согласные, реже секущие. Основными рудными минералами являются сфалерит и галенит, в ассоциации с ними всегда присутствуют пирит, пирротин, халькопирит, борнит (табл.). Состав рудной минерализации изменяется в направлении с юго-запада на северо-восток вдоль разрывных рудоконтролирующих нарушений. В южной части преобладают галенит и пирит, в северной – сфалерит и пирротин [4]. Золото сосредоточено преимущественно в сульфидно-

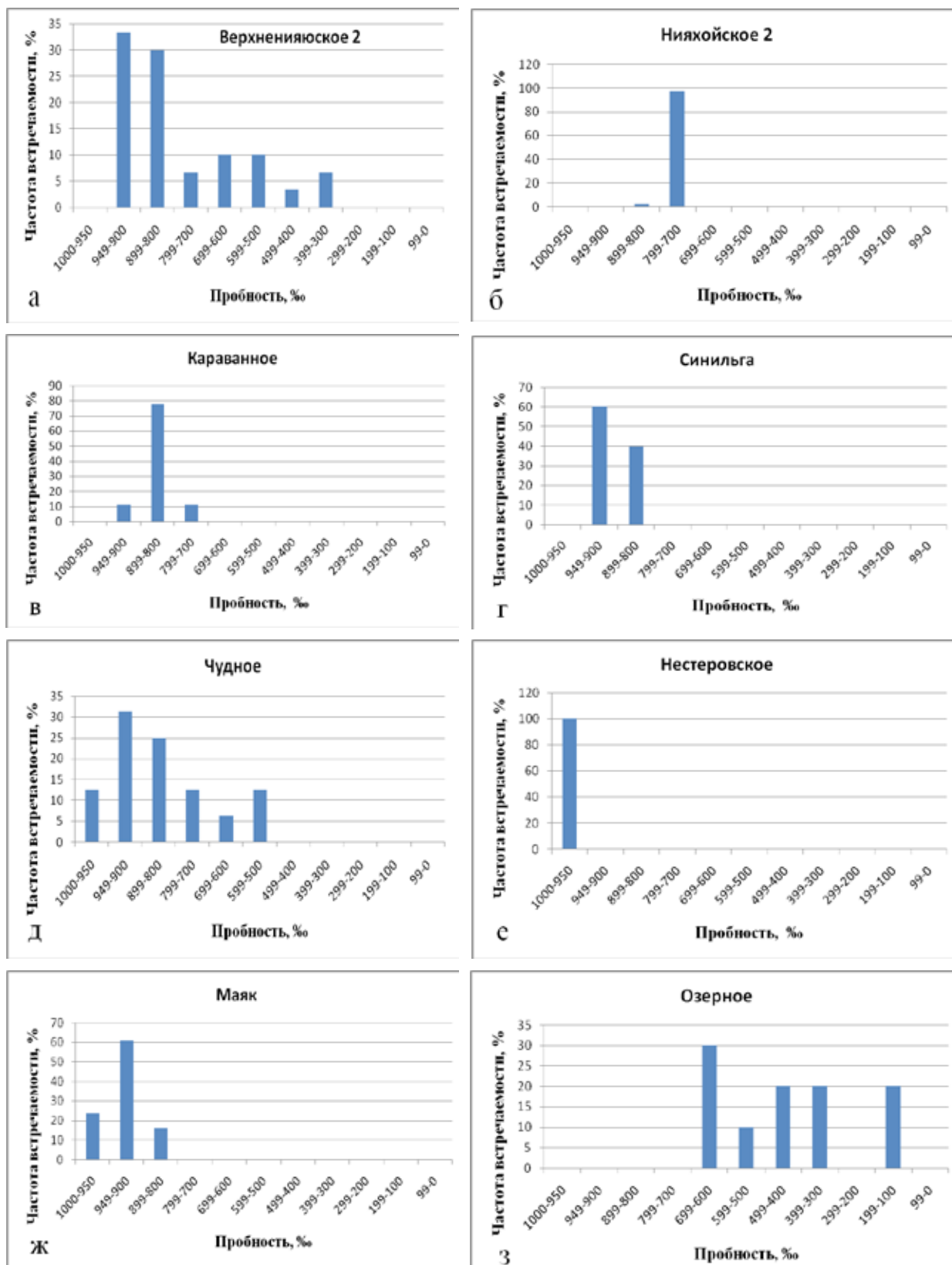


Рис. 3. Гистограммы распределения пробности золота основных коренных месторождений и проявлений золота севера Урала.

кварцевых жилах и зонах прожилково-вкрапленной минерализации [20, 27]. Оно находится в виде включений в сульфидах, в сростках со сфалеритом, реже галенитом и пиритом. По размерам относится преимущественно к классу мелкого с подчиненной долей среднего класса крупности. Основной примесью в золоте является серебро, но в небольшом количестве (0.2 мас.%) постоянно присутствует медь [4]. По химическому составу на рудопроявлении преобладает умеренновысокопробное золото, с подчиненной долей как высокопробного, так и относительно низкопробного (рис. 3 в).

Проявление *Синильга* расположено южнее, но в пределах той же Росомахинской рудной зоны (рис. 1). Оно приурочено к северо-восточному экзоконтакту Народинского гранитного массива и локализовано в сланцах пуйвинской свиты, прорванных мало мощными субсогласными телами габбро и плагиогранитов. Здесь прослеживаются крупные нарушения северо-северо-восточного простирания и секущие их крутопадающие субширотные нарушения. Выделяются кварцевые жилы двух видов – согласные (безрудные) и секущие (рудные) субширотного простирания с крутым падением на юг или юго-запад. На рудные жилы наложена сульфидная и золото-сульфидная минерализация [21, 27]. Основным рудным минералом является галенит, второстепенными пирит, арсенопирит, пирротин, халькопирит, сфалерит, редкими – алтаит(?), теннантит(?) (табл.). Золото находится в ассоциации с галенитом в виде сростаний и включений, или приурочено к трещинам в жильном кварце, в том числе по хрусталеносным трещинам, нарастая на грани кристаллов горного хрусталя [4]. По гранулометрии золото относится преимущественно к классу мелкого, но встречаются и более крупные золотины размером до 1, реже 6 мм. Основной примесью в золоте является серебро, но в небольшом количестве (0.2 мас.%) постоянно присутствует медь [27]. По химическому составу на рудопроявлении установлено высокопробное и умеренновысокопробное золото (рис. 3 г).

Проявления золото-палладиевой минерализации

Месторождение *Чудное* находится в Кожимском рудном районе в пределах Малдинской рудной зоны северо-восточного простирания. Оно локализуется в риолитах саблегорской свиты позднего рифея-венда и контролируется серией разрывов северо-восточного простирания [21, 27]. Рудные тела представляют собой линейные штокверки фукситовых прожилков, которые в некоторых случаях совмещены с кварцевыми, альбит-кварцевыми и редкими кальцитовыми прожилками. Простирание штокверка северо-восточное с крутым (60–70°) падением на северо-запад. Мощность прожилков от первых миллиметров до 5–6 см. Золотоносными являются прожилки с фукситом. Главным рудным минералом является золото, с которым ассоциируют минералы платиновой группы (рис. 4) – мертиит (изомертиит), атенеит, сперрилит, самородный палладий (?), точно не диагностированный арсенид палладия [21], стибиопалладинит, самородная платина, стиллуотерит (?) [30]. В единичных зернах из сульфидов отмечались халькопирит, молибденит, акантит, пираргирит, а также самородное серебро, цинкохромит (табл.). Золото преимущественно тонкого класса (до 50 мкм), но встречаются отдельные золотины размером до 8 мм [4]. Состав золота изменяется в широких пределах – от весьма высокопробного до электрума, но преобладает высокопробное и умеренновысокопробное золото (рис. 3 д). Характерными элементами-примесями являются медь и палладий, реже отмечается ртуть [4].

Проявление Нестеровское-кар находится в Кожимском районе вблизи месторождения Чудного и локализуется в кварцевых гравелитах и конгломератах алькесвожской толщи. Золото встречается по всему разрезу (мощность толщи ~ 120 м), но наиболее высокие содержания установлены в зонах фукситизации и осветления (до сотен

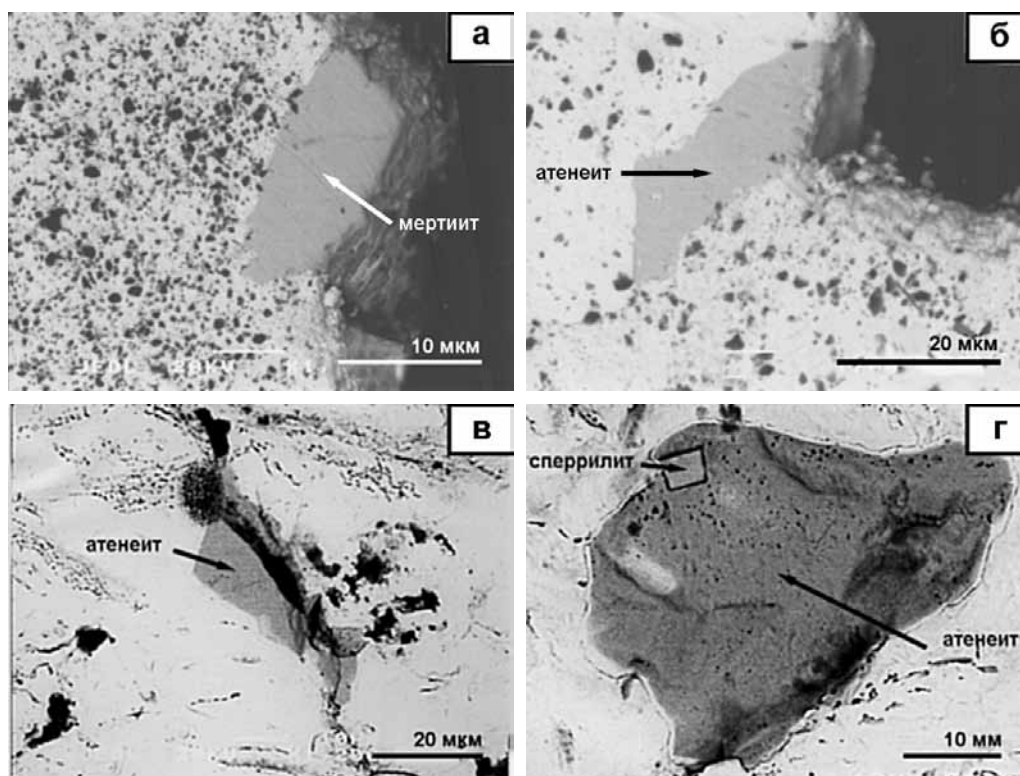


Рис. 4. Минералы палладия в золоте месторождения Чудное: а – мертиит, б, в – атенеит, г – включение сперрилита в атенеите.

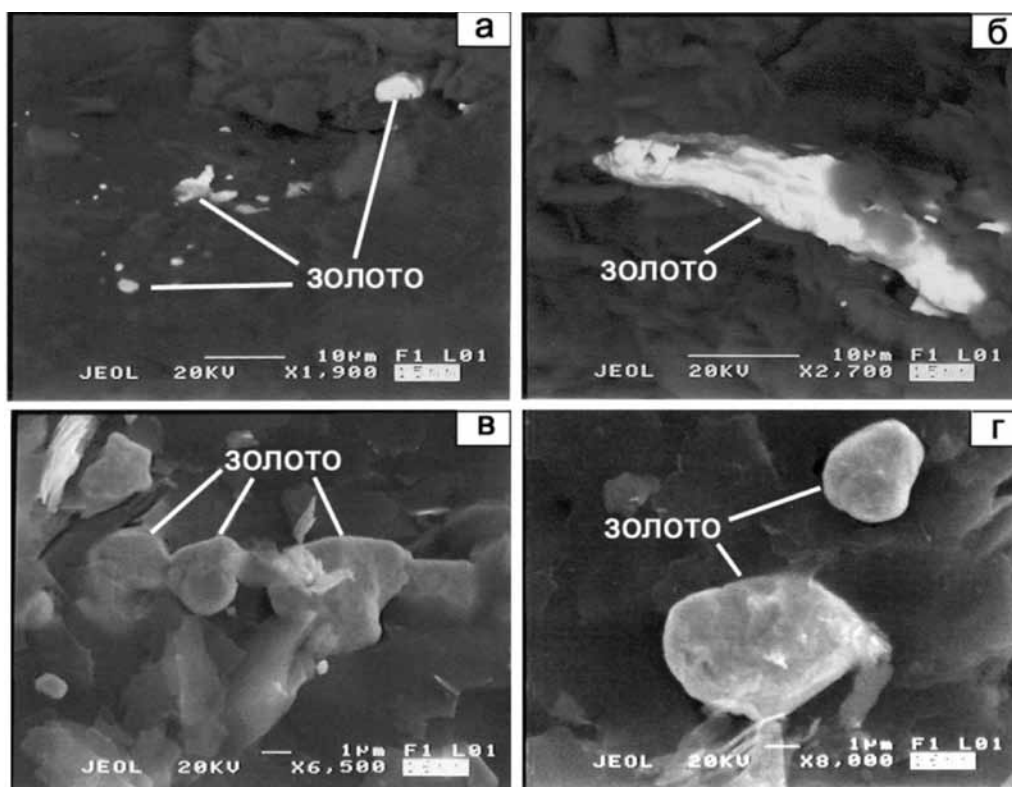


Рис. 5. Локализация частиц золота в фукситовой массе в кварцевых гравелитах проявления г. Маяк: а – мельчайшие выделения золота, б, – относительно крупная частица золота, вытянутая вдоль чешуек фуксита, в, г – мелкие частицы золота изометричной формы.

граммов на тонну) [10]. В осветленных участках часто, но в незначительных количествах встречаются рудные минералы (табл.). Золото относится к тонкому классу крупности (до 0.1 мм). В ассоциации с золотом отмечается атенеит [24], С.А. Онищенко и Н.В. Повонской [4] установлены сростания золота с калаверитом. По составу золото весьма высокопробное (рис. 3е). Характерной примесью в золоте этого рудопроявления является медь (0.99–3.82 мас. %), реже отмечаются серебро (до 0.9 %) и палладий (до 1.4 %), спорадически ртуть (до 0.5 мас. %) [4].

Проявление Маяк расположено в верховьях р. Тельпос, у подножия горы Маяк, в южной части Щугорского района (рис. 1). Оно, также как и Нестеровское, приурочено к фукситовым прожилкам в гравелитах и конгломератах алькесвожской толщи, которая залегает на риолитах саблегорской свиты в зоне межформационного контакта уралид и доуралид [11, 12]. В делювии обнаружены глыбы песчаников и гравелитов, поверхность которых покрыта корочками и примазками темно-зеленого фуксита, наблюдались глыбы гравелитов с секущими ситовыми прожилками фуксита. Золото приурочено к фукситовой массе и находится в ассоциации с гематитом (табл. 1), минералов палладия и сульфидов не обнаружено. Оно относится к классам пылевидного и мелкого (20–150 мкм). Золотины имеют в основном комковатую форму, реже кристалломорфную, чешуйчатую, пластинчатую (рис. 5). По составу золото преимущественно высокопробное, с подчиненным количеством весьма и умеренновысокопробного (рис. 3ж). Из примесей в нем установлено серебро (до 8 мас. %), часто встречается медь (0.7–1.6 мас. %), редко палладий (до 1.5 мас. %) и ртуть (до 0.7 мас. %).

Проявление Озерное относится к золото-медно-палладиевому типу минерализации (табл.). Оно находится в северной части Полярного Урала на левобережье р. Малая Хараматалоу и локализовано в ультрабазитах Войкаро-Сынинского массива (рис. 1). Проявление представлено зонами сульфидной минерализации преимущественно борнит-халькопиритового состава, вытянутыми в северо-восточном направлении с падением на юго-восток под углом 60–70°. Они тяготеют к расслоенному базит-ультрабазитовому комплексу, при этом наиболее богатое оруденение приурочено к оливиновым разностям пород, слагающим основания ритмов. Здесь выделены две рудные зоны, которые имеют сложное строение с неравномерным распределением сульфидной минерализации. Сульфиды образуют тонкую вкрапленность в породах, реже гнездообразные скопления до 4–5 мм в поперечнике. Содержание меди в рудах составляет 0.1–1.4 мас.%, золота – до 2.2 г/т, палладия – до 1.7 г/т, платины – до 0.3 г/т.

Среди сульфидов преобладают халькопирит и борнит, нередко присутствующие в тесных субграфических сростаниях (рис. 6а) образовавшихся, вероятно, в результате распада твердого раствора. Реже в сростаниях с халькопиритом отмечаются пирротин, кубанит и пентландит, содержащий до 10 мас. % кобальта.

Минералы благородных металлов находятся в тесной ассоциации с сульфидами меди и образуют очень мелкие выделения, обнаруживаемые при больших увеличениях под электронным микроскопом. Они представлены группой интерметаллидов в системах Au–Cu, Au–Pd–Cu и Au–Ag, а также соединениями Pd с Te, Bi и Sb.

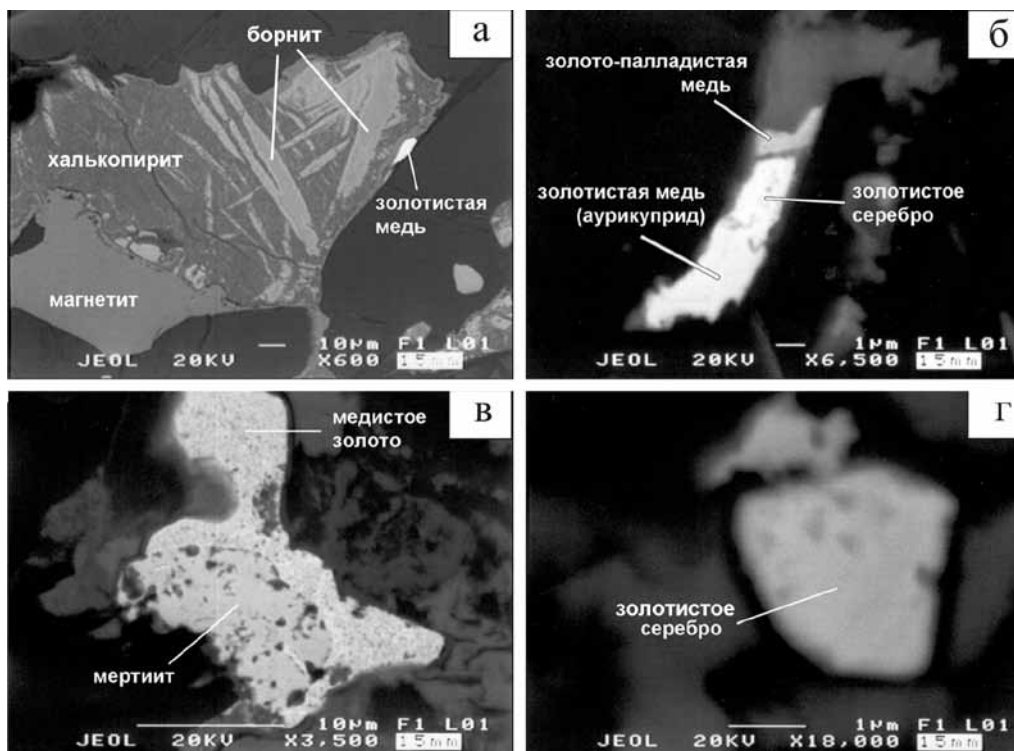


Рис. 6. Минералы меди (а), золота (б,в,г), палладия (в) и в медно-золото-палладиевых рудах проявления Озерного. Изображение в режиме обратнорассеянных электронов.

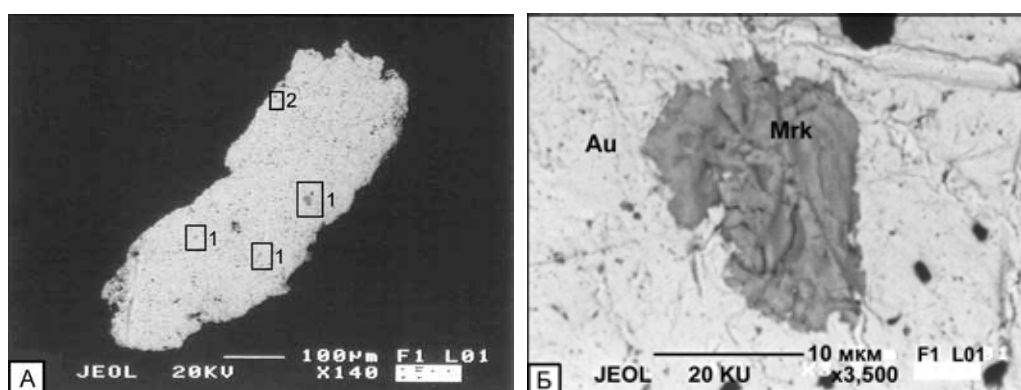


Рис. 7. Общий вид стержневидной золотины (А) с включениями меренскита (1), золотистой меди и кварца (2); самое крупное из микровключений меренскита (Mrk) в золотине (Б). Изображение в упругоотраженных электронах.

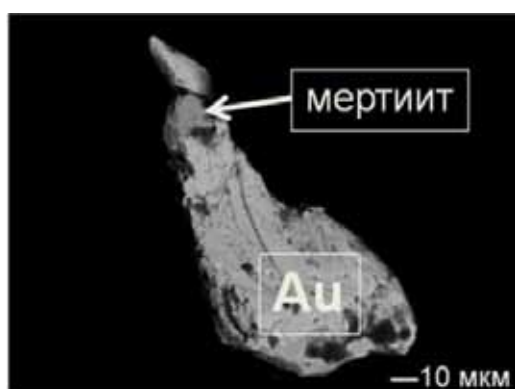


Рис. 8. Сросток мертиита с золотом (хребет Енганепэ). Изображение в упругоотраженных электронах.

Золото-медные, золото-палладий-медные и золото-серебряные фазы образуют зерна величиной до 10–15 мкм в сростаниях с сульфидами меди или в виде включений в них. Состав золото-медных минералов практически полностью перекрывает интервал от купроаурида (CuAu) до аурикуприда (Cu_3Au) (рис. 6а, б). Золото-палладистая медь (рис. 6б) имеет достаточно выдержанный состав (мас. %): Cu от 63.5 до 65.7, Pd от 16.2 до 17.2, Au от 5.5 до 9.1; Ag – до 2.2. Минералы системы Au–Ag (рис. 6г) представлены составами от золотистого серебра (содержание Ag составляет 81–83 мас. %, Au 15–16 мас. %, Cu и Pd – 1 мас. %) до кюстелита (Ag_3Au).

Пробность золото-медных и золото-серебряных фаз варьирует в широких пределах – от низкопробного золота до кюстелита (рис. 3з).

В сростании с медистым золотом в виде зерна размером около 10 мкм обнаружен мертиит (рис. 6в). В состав мертиита входят (мас. %): Pd – 62.1–66.9, Sb – 25.5–28.8, в незначительном количестве присутствует Cu (2.6–2.8 мас. %).

Отмечаются зерна микронной величины, имеющие сложное строение и неоднородный состав, отвечающий системе Pd-Te-Bi. Фиксируется наличие двух фаз, одна из которых, не содержащая висмута, является теллуридом палладия и соответствует минералу меренскиту, вторая, содержащая палладий, теллур и висмут в стехиометрических соотношениях, соответствует майченериту – PdBiTe. Обнаружен также самородный теллур с примесью палладия (табл.). Кроме того, установлены следующие минералы – брэггит, сперрилит, мончеит, палладоарсенид, атенеит, маякит, таркианит, соболевскит, фрудит, стибипалладинит [23].

Кроме уже известных, описанных выше проявлений, выявлены прямые признаки более широкого распространения золото-палладиевой минерализации вдоль западного склона Урала и на его восточном склоне. На Приполярном Урале в южной части Ляпинского антиклинория в бассейне реки Щугор обнаружено россыпное золото с микровключениями меренскита (рис. 7) [16]. На Полярном Урале, в южной части поднятия Енганепэ в зоне пиритизации пород енганепэской свиты (поздний рифей-венд) обнаружено коренное золото с микровключением мертиита $Pd_5(As_{0.53}Sb_{0.47})_{1.96}$ (рис. 8). В пределах Восточно-Войкарской площади на восточном склоне севера Урала в аллювии ряда водотоков установлено золото с примесью палладия (до 2 мас. %) и меди (до 20 мас. %) (озернинский тип), оконтурены участки, перспективные на этот тип оруденения.

Некоторые аспекты металлогении золоторудной минерализации

Наличие на севере Урала золоторудных проявлений различных минеральных и генетических типов, в том числе древних золотоносных конгломератов с кластогенным золотом (табл.), позволяет выделить два этапа проявления золотой минерализации – допалеозойский и палеозойский [4]. Здесь, как и во многих других золоторудных провинциях, основная рудогенерирующая роль отводилась гранитоидному магматизму, тем более, что многие золото-кварц-сульфидные проявления пространственно ассоциируют с гранитоидными массивами (располагаются в тектонических зонах вблизи них или на их контактах). На начальном этапе изучения золотоносности севера Урала основным рудогенерирующим комплексом считался кожимский гранитоидный средне-позднепалеозойский [5], определенная роль отводилась и гранитоидам докембрийского сальнерско-маньхамбовского комплекса [29].

Открытые в последние десятилетия на севере Урала проявления золото-палладиевой минерализации занимают другую геологическую позицию. Одни из них (Чудное, Нестеровское, г. Маяк) приурочены к зоне межформационного контакта уралид и доуралид и, по мнению ряда исследователей [11, 12, 21], имеют глубинный источник рудных компонентов, связанный с основной магмой. Золото-медь-палладиевое проявление Озерное локализуется в ультрабазитах.

Геохронологические данные последних лет свидетельствуют о наличии только одного этапа гранитоидного магматизма на Приполярном Урале – позднерифейско-позднекембрийского (695–498 млн. лет) [6, 8] и двух этапов на Полярном Урале – раннедевонского (400 млн лет) и раннекаменноугольного (~ 350 млн. лет) [2]. Вместе с тем, возраст золоторудной минерализации Приполярного Урала по геологическим данным и результатам изотопно-геохронологических исследований как позднепалеозойский – K/Ar метод по серициту 240–262 млн. лет [28], по фукситу 240 млн. лет [24], (U-Th)/He метод по золоту 283 и 297 млн. лет [25].

Большинство исследователей считают, что формирование собственно золотой и других типов гидротермальной минерализации на севере Урала связано с неоднократно проявлявшимися гидротермально-метасоматическими процессами, наиболее продуктивным из которых был позднепалеозойский этап рудообразования. В целом вопрос о соотношениях золотого оруденения и магматизма пока остается открытым и дискуссионным.

Список литературы

1. Аминев В.Б., Гранович И.Б., Набровенков О.С. Основные типы коренных источников россыпей в одном из районов Приполярного Урала // *Континентальные россыпи востока СССР*. Ч. 1. Благовещенск, 1982. С. 34–35.
2. Андреичев В.Л. Эволюция фундамента Печорской плиты по изотопно-геохронологическим данным: Автореф. дисс. д.г.-м.н. Екатеринбург, 2010. 45 с.
3. Артеева Т.А. Минералогия золота кор выветривания хр. Манитаньрд (Полярный Урал) // *Матер. XIV межд. совещ. «Россыпи и месторождения кор выветривания: современные проблемы исследования и освоения»*. Новосибирск: Изд-во ООО «Апельсин», 2010. С. 59–64.
4. Благородные металлы западного склона севера Урала и Тимана / С.К. Кузнецов, М.Б. Тарбаев, Т.П. Майорова и др. Сыктывкар: Геопринт, 2004. 48 с.
5. Геолого-геоморфологические основы поисков и прогнозирования россыпей на Урале / Л.В. Акимов, О.С. Набровенков, Н.М. Риндзюнская и др. Сыктывкар: Геопринт, 1998. 112 с.
6. Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1:1000000. Уральская серия – Лист Q-41 (Воркута). Объяснительная записка / М.А. Шишкин, А.П. Астапов, Н.В. Кабатов и др. СПб.: изд-во СПб картфабрики ВСЕГЕИ, 2005. 335 с.
7. Гранович И.Б., Тарбаев М.Б. Минерально-сырьевая база Республики Коми и пути ее освоения // *Руды и металлы*. 1996. № 4. С. 5–15.

8. Доордовикские гранитоиды Тимано-Уральского региона и эволюция протоуралид-тиманид / Н.Б. Кузнецов, А.А. Соболева, О.В. Удоратина и др. Сыктывкар: Геопринт, 2005. 100 с.
9. Душин В.А., Малюгин А.А., Шиятый И.Н. Металлогения и золотоносность Приполярного Урала // Тр. II Полярно-Уральской научно-практич. конф. «Полярный Урал – стратегия освоения». Тюмень-Салехард, 2004. С. 203–210.
10. Ефанова Л.И., Повонская Н.В., Швецова И.В. Золотоносность и типоморфные особенности минералов алькесвожской толщи на участке Нестеровский // Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 100. Геология европейского Севера России. Сыктывкар: Геопринт, 1999. С. 102–125.
11. Жарков В.А. Коренное золото г. Маяк и правобережья р. Кожымью (Приполярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Матер. XV Геол. съезда Республики Коми. Т. III. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2009. С. 188–190.
12. Золото-палладиевые проявления на Приполярном Урале / С.К. Кузнецов, О.А. Степанов, В.А. Жарков и др. // Тез. докл. Межд. горно-геол. форума «Золото северного обрамления Пацифика». Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2008. С. 186–187.
13. Золоторудная минерализация Верхнеиякутского месторождения на Полярном Урале / С.К. Кузнецов, Т.П. Майорова, Н.В. Сокерина и др. // Петрогенезис и рудообразование. XIV Чтения памяти А.Н. Заварицкого. Екатеринбург: ИГТ УрО РАН, 2009. С. 184–187.
14. Майорова Т.П. Минералогия россыпного золота Тимано-Североуральской провинции. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 148 с.
15. Майорова Т.П., Кузнецов С.К., Филиппов В.Н. Золото кварц-сульфидных руд Полярного Урала – от наночастиц до макроиндивидов // Геоматериалы для высоких технологий, алмазы, благородные металлы, самоцветы Тимано-Североуральского региона. Матер. Всерос. (с межд. участием) минер. семинара. Сыктывкар: Геопринт, 2010. С. 163–165.
16. Майорова Т.П., Филиппов В.Н. Первая находка теллурида палладия (меренскита) в россыпном золоте Приполярного Урала и ее прогнозное значение // Докл. АН. 2008. Т. 419. № 6. С. 813–815.
17. Малых О.Н. Новые типы платиноидного оруденения на территории Полярного Урала // Геология и минерально-сырьевые ресурсы европейского северо-востока России. Матер. XIV Геол. съезда Республики Коми. Т. IV. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 58–61.
18. Медно-золото-палладиевая минерализация в ультрабазитах Полярного Урала / С.К. Кузнецов, С.А. Онищенко, В.Г. Котельников и др. // Докл. РАН. 2007. Т. 414. № 1. С. 67–70.
19. Мезозойско-кайнозойские коры выветривания на хр. Манитанырд и Енганепэ / Л.И. Ефанова, Ю.С. Симакова, Т.А. Артеева и др. // Тр. Ин-та геологии Коми НЦ УрО РАН. Вып. 125. Геология европейского севера России. Сыктывкар, 2009. С. 29–38.
20. Мурзин В.В., Малюгин А.А. Типоморфизм золота зоны гипергенеза. Свердловск: изд-во УНЦ АН СССР, 1987. 80 с.
21. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала / М.Б. Тарбаев, С.К. Кузнецов, Г.В. Моралев и др. // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 38. № 1. С. 15–30.
22. Новый стратиформный тип золоторудной минерализации на хр. Малдынырд (Приполярный Урал) / Н.Ю. Никулова, Л.И. Ефанова, А.Ф. Карчевский и др. // Докл. АН. 2003. Т. 92. № 1. С. 92–95.
23. ПлатинOMETальная минерализация в рудах проявления Озерное (Полярный Урал) / А.М. Пыстин, Ю.И. Пыстина, И.Л. Потапов и др. // Структура и разнообразие минерального мира. Матер. межд. минерал. семинара. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2008. С. 176–177.
24. Проявление Нестеровское – новый представитель золото-палладиевой минерализации на хр. Малдынырд, Приполярный Урал / Г.В. Моралев, Л.И. Ефанова, М.Б. Тарбаев и др. // Минералогия Урала. Матер. III регионального совещ. Миасс, 1998. Т. 2. С. 30–32.
25. Прямое изотопное датирование самородного золота (U-Th)/He методом / Ю.А. Шуколюков, О.В. Якубович, С.З. Яковлева и др. // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. Матер. Всерос. (с межд. участием) конф., посв. 100-летию Н.В. Петровской. Т. II. М.: ИГЕМ РАН, 2010. С. 307–309.
26. Силаев В.И. Коренная золотоносность Полярноуральского региона // Руды и металлы. 1996. № 5. С. 5–17.
27. Тарбаев М.Б. Жильный тип золоторудной минерализации Приполярного Урала. Автореф. дисс. к.г.-м.н. Сыктывкар: Ин-т геологии Коми НЦ УрО РАН, 1991. 16 с.
28. Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К. Палеозойские золоторудные кварцевые жилы на Приполярном Урале // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 5. С. 658–660.
29. Фишман М.В., Симаков Г.В., Голдин Б.А. Гранитоидные интрузии верховьев Б. Патока, М. Патока и Торговой (Приполярный Урал) и связанное с ними оруденение. Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1960. 100 с.
30. Шумилов И.Х., Осташенко Б.А. Минералого-технологические особенности Au-Pd-TR оруденения на Приполярном Урале. Сыктывкар: Геопринт, 2000. 14 с.

СОВРЕМЕННЫЕ ТЕХНОЛОГИИ ИЗУЧЕНИЯ СОСТАВА И СТРОЕНИЯ ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Ожогина Е.Г., Рогожин А.А.
ВИМС, Москва, ozhogindenis@yandex.ru

В статье показано практическое значение нетрадиционных источников золота, среди которых – коренные и россыпные месторождения различных видов полезных ископаемых, отходы обогащения и продукты их передела, ранее не считавшиеся сырьём на золото вследствие его низкого содержания и тонкой размерности, но пригодные для попутного извлечения металла с применением новых технологий: комплексные золото-редкометальные, золото-платиноидно-редкометальные продуктивные минерализации, присутствующие в золоторудных, золото-серебряных, платиноидных, золото-медно-порфировых и собственно редкометальных месторождениях, железорудные месторождения (магматические, скарновые, метасоматические, осадочные, метаморфогенные и коры выветривания), титано-магнетитовые и марганцевые руды, титано-циркониевые россыпи, фосфориты, бокситы, угли, песчано-гравийные отложения, строительные пески, железомарганцевые руды океана и техногенные образования. На конкретных примерах рассмотрены технологическо-минералогические методы изучения руд.

The article shows practical application of non-traditional sources of gold, including primary and placer deposits of various minerals, enrichment and conversion by-products. Previously, the latter were not considered raw materials for gold due to its low content and small size, but appropriate for the parallel metal extracting using new technologies. These sources are complex Au-rare metal, Au-platinoid-rare metal productive mineralizations in Au, Au-Ag, platinoid, Au-Cu-porphyric and rare metal deposits, Fe deposits (magmatic, scarn, metasomatic, sedimentary, metamorphic ones and weathering crusts), Ti-magnetite and Mn ores, Ti-Zr placers, phosphorites, bauxites, coals, sandy-gravel sediments, building sands and Fe-Mn ores of the ocean ant anthropogenic formations. Technological-mineralogical methods of ores studying are observed on certain examples.

В последнее десятилетие наметилась явная тенденция добычи золота из коренных месторождений, освоение которых, прежде всего, связывают с золото-кварцевыми, золото-сульфидными, золото-сульфидно-кварцевыми рудами. Следует отметить, что достаточно интенсивно золото добывается и из комплексных руд, которыми традиционно считаются полиметаллические и медные руды. В то же время сегодня не вызывает сомнения практическая значимость нетрадиционных источников золота, к которым относятся «... коренные и россыпные месторождения различных видов полезных ископаемых, а также отходы обогащения и продукты их передела, ранее не считавшиеся сырьём на золото вследствие его низкого содержания и тонкой размерности, но пригодные с применением новых технологий для попутного извлечения металла» (Лушцаков др., 2004).

Нетрадиционными рудами являются комплексные золото-редкометальные, золото-платиноидно-редкометальные продуктивные минерализации, присутствующие в золоторудных, золото-серебряных, платиноидных, золото-медно-порфировых и собственно редкометальных месторождениях. Наиболее полная информация о них приведена в работе А.Ф. Коробейникова (2006), предложившего классификацию золото-платиноидно-редкометальных месторождений. Практический интерес, по мнению А.В. Лушцакова с соавторами (2004), могут представлять железорудные месторождения (магматические, скарновые, метасоматические, осадочные, метаморфогенные и коры их выветривания), титано-магнетитовые и марганцевые руды, титано-циркониевые россыпи, фосфориты, бокситы, угли, песчано-гравийные отложения, строительные пески, железомарганцевые руды океана, техногенные образования.

Разнообразие объектов, рассматриваемых в качестве источников золота, диктует необходимость глубокого минералогического изучения не только непосредственно золота (форм его нахождения, особенностей состава и строения), но и вмещающих пород, золотосодержащих ассоциаций и минералов, что позволяет решать генетические вопросы, следовательно, разрабатывать поисково-оценочные минералогические критерии золотого оруденения, а также в значительной степени определять технологии обогащения и переработки золоторудных объектов. При этом необходимо отметить, что сегодня практически нивелировались границы между поисковой и технологической минералогией руд благородных металлов. Разработка и внедрение минералогических методов поисков золоторудных месторождений, включающих не только прогнозирование запасов и протяжённости оруденения в недрах, обычно сопровождается оценкой технологических свойств руд. В большинстве случаев практически одновременно проводится определение качественных характеристик руд месторождений – их вещественного состава, выдержанности качества оруденения в геологических контурах, выявление свойств золотосодержащих минералов, влияющих на технологический процесс, прогнозирование экологических последствий освоения рудно-сырьевых объектов.

Особенности прикладных минералогических исследований руд благородных металлов обусловлены объективными факторами современного недропользования:

- постепенным истощением запасов богатых (преимущественно россыпных), все более широким вовлечением в переработку упорных, труднообогатимых руд, в т. ч. техногенного генезиса, отличающихся полиминеральным составом, сложными морфоструктурными характеристиками, высокой дисперсностью непосредственно золота, микро и наногетерогенностью содержащих его минералов;
- ужесточающимися требованиями к экологической безопасности горнодобывающих и горноперерабатывающих производств;

- возрастающей интеграцией России в мировую экономическую систему и как следствие необходимостью соблюдения международных стандартов и норм при выполнении измерений, сертификации продукции;
- существенным прогрессом в научном, методическом, техническом и инструментально-аппаратурном обеспечении минералого-аналитических исследований природных и техногенных золотосодержащих руд и технологий их переработки (развитием информационных компьютерных технологий, созданием новых поколений аналитической и технологической аппаратуры, развитием нанотехнологий и пр.).

В настоящее время в практике лабораторных минералого-аналитических исследований золотосодержащих минерализаций и руд в целом используются практически все методы минералогического анализа, но при этом чётко определились оптимальные методы, позволяющие получать необходимую и достаточную информацию об объекте и соответственно принимать оперативные решения на всех стадиях изучения и освоения месторождений.

К категории основных методов изучения золотосодержащих руд относятся оптическая микроскопия (оптико-минералогический, петрографический, минераграфический и оптико-геометрический анализы), позволяющая определять минеральный состав и морфоструктурные характеристики руд и пород, и рентгенография, являющаяся ведущим количественным минералогическим методом. При изучении тонкодисперсной золоторудной минерализации и особенностей состава и строения золотосодержащих минералов незаменима аналитическая электронная микроскопия, позволяющая выявлять и диагностировать фазы, в т. ч. нанометрической размерности, изучать их микронеоднородность и микростроение, определять размер и форму содержащихся в них включений. В последние годы широко применяется микрорентгеноспектральный анализ, предназначенный для определения элементного анализа минеральных и техногенных фаз и имеющий принципиальное значение, например, при определении стехиометричности состава пирита и изоморфного вхождения в структуру минерала никеля, кобальта и других металлов. В то же время необходимо отметить, что этот метод сегодня в большинстве случаев незаслуженно используется для идентификации фаз в результате расчёта кристаллохимических формул минералов на основе элементного состава минерала.

При решении конкретных задач, связанных преимущественно с решением генетических вопросов (определение последовательности выделения минералов, стадийности минералообразования, вертикальной и горизонтальной зональности и т.д.) перспективными могут быть спектроскопические методы. Например, методы электронного парамагнитного резонанса и мессбауэровской и люминесцентной спектроскопии иногда входят в комплекс методов, применяемых при поисково-оценочных работах на золотое оруденение. В практике работ Всероссийского научно-исследовательского института минерального сырья им. Н.М. Федоровского и Всероссийского научно-исследовательского института геологических, геофизических и геохимических систем, Международного университета «Дубна» сегодня широко применяется рентгеномографический анализ, позволяющий устанавливать и изучать морфоструктурные особенности непосредственно золота, а также ассоциирующих с ним минералов.

Особо следует остановиться на определении физических свойств минералов, содержащих золото, в первую очередь это сульфиды и, в частности, пирит. В многочисленных работах (Андреев, 1992, Викулова и др., 1980, Павлишин и др., 2004, Прохоров, 1980) приведены данные о микротвёрдости, отражении, термоЭДС, параметрах элементарной ячейки сульфидных минералов, используемые в поисковой минералогии в качестве типоморфных признаков.

Остановимся на примерах изучения особенностей состава и строения золоторудной минерализации комплексом современных минералого-аналитических методов с точки зрения поисковой и технологической минералогии.

В формировании золоторудной минерализации месторождения Сухой Лог, локализованного в черносланцевых толщах Байкало-Патомского нагорья (северное крыло Маракано-Тунгусской синклинали) и сложенного терригенно-карбонатными осадочно-метаморфическими породами верхнепротерозойского возраста, установлено три стадии: дорудная (кремнисто-карбонатный метасоматоз), рудная (образование прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд) и пострудная (карбонат-кварцевые жилы и прожилки). В рудной стадии выделено три подстадии: допродуктивная (ранняя), продуктивная и постпродуктивная (поздняя) и, соответственно, три парагенетические минеральные ассоциации (Викулова и др., 1980).

Комплексом современных физических методов проведено изучение главного рудного минерала прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд (рудная подстадия) с целью комплексной оценки его типоморфных свойств, содержащих ценнейшую информацию относительно процессов и условий рудообразования.

Парагенетические минеральные ассоциации рудной стадии (I – ранняя сидерит-кварц-сфалерит-халькопирит-пирротин-пиритовая с теллуридами золота, II – продуктивная – сидерит-анкерит-хлорит-кварц-пирротин-сфалерит-халькопирит-галенит-пиритовая с золотом, III – поздняя анкерит-кварц-пиритовая с дисперсным золотом) характеризуются своеобразным текстурно-структурным рисунком, постоянным набором минералов с четкими индивидуальными чертами, присущими только им, температурными условиями образования, а также их последовательностью, возрастными и пространственными взаимоотношениями (Ожогин, Викулова, 2007).

Пирит первой парагенетической минеральной ассоциации (пирит I генерации) – это сыпьевидный, пылевидный, сетчатый, послойный, глазковый. Электронно-микроскопическими исследованиями установлено, что для него типичны чётко выраженные грани и ступени роста, тонкая параллельная зональность и микродеформации. В нём присутствуют следующие микро- и нанофазы: микрофазы: миллерит, никелин, виаларит, бравоит, кобальтин, герсдорфит, саффорит, раммельсбергит, скуттерудит, смальтин, глаукоdot.

Пирит I генерации характеризуется дефицитом серы ($S:Fe = 1.95-1.98$), обусловленным, вероятно, низкой активностью серы в минерализующем растворе в обстановке высокой температуры (декрепитация $375-450^\circ C$), и избытком катионов (ранжированный спектр элементов-примесей очень высок), что соответствует устойчивым значениям электронной проводимости термоЭДС, определённым значениям микротвёрдости и отражения. Наличие дефектной кристаллической структуры с нарушением стехиометричности состава пирита I генерации подтверждено данными рентгенографии и ЯГР-спектроскопии. Изотопный состав серы пирита I генерации имеет очень узкий диапазон вариаций δS^{34} (от $+3.40$ до 3.75), смещённый в область положительных значений.

Пирит второй парагенетической минеральной ассоциации (пирит II генерации) является основным золотосодержащим минералом, присутствует в карбонат-кварцевых линзовидно-прожилковых выделениях, приуроченных к контакту контрастных пород различного литологического состава, часто образует гнездовидную вкрапленность. Для пирита II типичны сложные кристалломорфологические формы (комбинация октаэдра и пентагон-додекаэдра) и микростроение (изогнуто-ступенчатый прерывисто-волнистый рисунок пирамид). Электронно-микроскопическими исследованиями выявлен типоморфный микро- нанопарагенезис: петцит, гесит, буржежанит, берцелианит, умангит, науманнит, эвкайрит, маухерит, энаргит, коринит.

Высокая степень совершенства структуры пирита II генерации, стехиометричный состав ($S:Fe = 2$ при $Ni:Co < 1$), высокий разнообразный спектр элементов-примесей, переменный характер термоЭДС, температура образования $150-265^\circ C$ и δS^{34} , изменяющаяся от $+8.03$ до $+8.95$, свидетельствуют об его более позднем образовании.

Пирит поздней парагенетической минеральной ассоциации (пирит III генерации) представлен различными морфологическими формами, среди которых преобладают порфиробластические выделения. Он имеет ступенчатое микростроение, многочисленные микровключения всех пороодо- и рудообразующих минералов ранних парагенезисов. Микро-нанопарагенезис в пирите III генерации представлен алтаитом, галенобисмутом, жозеитом, араймайонитом, пиростильпнитом, овихиитом, гитерманитом, также идентифицированы аргентит, висмутин, молибденит, буланжерит, тетрадимит, дискразит и сложные соединения типа цилиндрита.

Пирит III генерации характеризуется высокими значениями параметра элементарной ячейки, дефектностью кристаллической структуры с нарушением стехиометричности состава ($S:Fe > 2$ при $Ni:Co < 1$). Геохимический спектр минерала представлен минимальными содержаниями кобальта, никеля, меди, цинка и максимальными – мышьяка, свинца, висмута, сурьмы. Температура образования равна $100-180^\circ C$. Изотопные исследования серы пирита III генерации показали, что её гомогенный состав варьирует в пределах δS^{34} от $+14.5$ до $+16.5\%$. Всё это указывает на образование пирита III в завершающую стадию рудообразования.

Проведённые исследования позволили выявить тонкие особенности состава и строения пирита, образовавшегося в рудную стадию. Установлено, что пирит разных генераций различается по своим типоморфным особенностям, что в свою очередь свидетельствует о принадлежности пирита к единой генетической группе, причём отмечается постепенный взаимный переход пирита I генерации к пириту II и далее к пириту III, что указывает на генетическую общность их образования.

Полученные результаты позволяют говорить о вертикальной и латеральной минералого-геохимической зональности рудообразовательного процесса, являющейся следствием полиасцендентного характера отложения. Это даёт основание предполагать о последовательной дифференциации рудообразующих растворов при постепенном падении температур на фоне достаточно интенсивно проявленной внутри рудной тектоники.

Изотопные исследования и выявленная зональность химизма минерализующих растворов (Левицкий и др., 1980) могут свидетельствовать о коровомантийной природе рудного вещества, преимущественно коровом генезисе рудообразующих растворов.

В настоящее время перспективы переработки упорных золотосодержащих руд связывают с биогидрометаллургической технологией. В комплекс задач, возникающих при создании таких технологий, входит минералогическое изучение руд, концентратов и продуктов микробиологической переработки, позволяющее определять форму нахождения золота, учитывать взаимовлияние минералов в технологических процессах и, следовательно, выбирать оптимальные режимы селективного выделения металла.

Эффективность технологии определяется, в первую очередь, раскрытием минералов, содержащих упорное золото. Под воздействием микроорганизмов происходит разрушение зёрен золотосодержащих сульфидов, выражающееся в изменении их природного облика и состава, корродировании поверхности зёрен, увеличении изрезанности их границ, повышении общей дисперсности концентрата и высвобождении тонких включений золота, содержащихся в сульфидах. Обычно ход этого процесса контролируется элементарным анализом продуктов биоокисления, реже – рентгенографическим. Применённые нами методы прямого наблюдения (световая и электронная микроскопия) за поведением минералов в процессе переработки руды в значительной степени способствовали разработке эффективных технологических режимов, что будет показано ниже на примере одного из золото-сульфидных месторождений Дальнего Востока.

Благороднометальное оруденение месторождения отнесено к золото-мышьяково-сульфидному типу к формации прожилково-вкрапленных золото-сульфидных руд в углеродисто-терригенных толщах (Гаврилов и др., 1986). В рудах преобладает (80 %) тонкодисперсное самородное золото, локализованное в сульфидных минералах. Результаты исследований изложены в статье коллектива авторов – сотрудников ВИМСа и ЦНИГРИ (Использование комплекса..., 2007).

Проба руды, изученная комплексом минералого-аналитических методов в процессе биотехнологических испытаний, представлена прожилково-окварцованными, серицитизированными, частично каолинитизированными породами, в основном углеродистыми алевролитами, сланцами и песчаниками с вкрапленностью и тонкими прожилками золотосодержащих сульфидов, на долю которых приходится 6–8 %. Среди сульфидов преобладают пирит и арсенопирит, в подчинённом количестве присутствуют антимонит, сфалерит, халькопирит, галенит, редко встречаются пирротин и сурьмяные сульфосоли меди и свинца. В рудах постоянно присутствует углистое вещество, локализованное вдоль сланцеватости пород. Содержание золота в руде – 8 г/т.

Минералого-аналитические исследования проводились на коллективном сульфидном концентрате, полученном при флотационном обогащении руды, а также на твёрдых продуктах его биоокисления и кислотной обработки методом автоматического морфоструктурного анализа с использованием систем анализа изображений Leica QWin Standart (Германия) и Tom-Analysis (Россия,) совмещенных с оптическим и электронным растровым микроскопами.

Применение оптико-геометрического метода с использованием светового микроскопа в значительной степени было осложнено малыми размерами зёрен минералов и близкими оптическими константами пирита и арсенопирита. Тем не менее, удалось выявить морфоструктурные характеристики минеральных зёрен, подтверждающих действенность биоокисления и кислотной обработки твёрдых продуктов этих процессов. Так, по мере увеличения времени обработки концентрата в реакторах средний размер зёрен уменьшается (от 5.8 мкм в исходном концентрате до 4.0 мкм после 80 часового биоокисления). Наиболее диспергированный материал отмечался в продукте кислотной обработки пробы, выщелоченной в течение 80 часов.

Более интересные и практически значимые результаты были получены при электронно-микроскопическом изучении. Методом растровой электронной микроскопии удалось изучить и оценить морфоструктурные характеристики золотосодержащих минералов, установить признаки их коррозии и гетерогенность, в т.ч. выявить микровключения других минеральных фаз, включая золото.

Методом просвечивающей электронной микроскопии во многих зёрнах арсенопирита из исходной руды и концентрата удалось выявить и идентифицировать значительное количество высокодисперсных выделений самородного золота в виде контрастных структурно слабо упорядоченных ступков размером первые десятки нанометров (рис. 1). Содержание золота с экстрагированного на реплику участка согласно рентгеновскому характеристическому спектру – 21%. Вероятно, именно такое золото и составляет основную часть неизвлекаемого металла упорной руды, поскольку для его высвобождения из минералов-концентраторов золотосодержащий концентрат необходимо измельчить до коллоидной крупности.

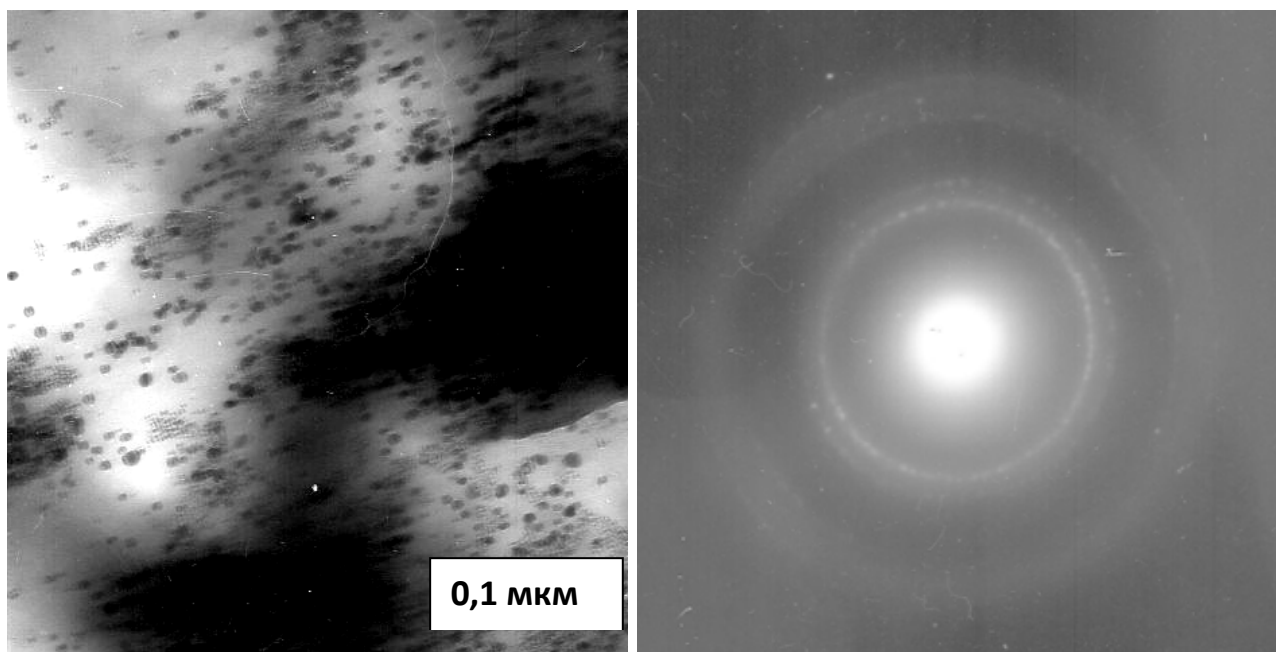


Рис. 1. Арсенопирит с включениями самородного золота и микродифракционная картина золота. ПЭМ-фото.

Также установлено, что крупные зёрна арсенопирита практически не содержат золота, в отличие от мелких (рис. 2). Тем самым подтверждена ранее отмеченная золотоносность арсенопирита второй генерации, представленного более мелкими кристаллами удлинённой призматической формы и почти полная стерильность (Минералогия и генетические..., 1992).

Необходимо отметить, что в процессе биоокисления в значительной степени изменяются и зёрна пирита. При этом более крупные трещиноватые и кавернозные зёрна пирита подвержены более интенсивному разрушению, выражающемуся в изменении их морфологии и состава. Мелкие фрагменты зёрен при выщелачивании ведут

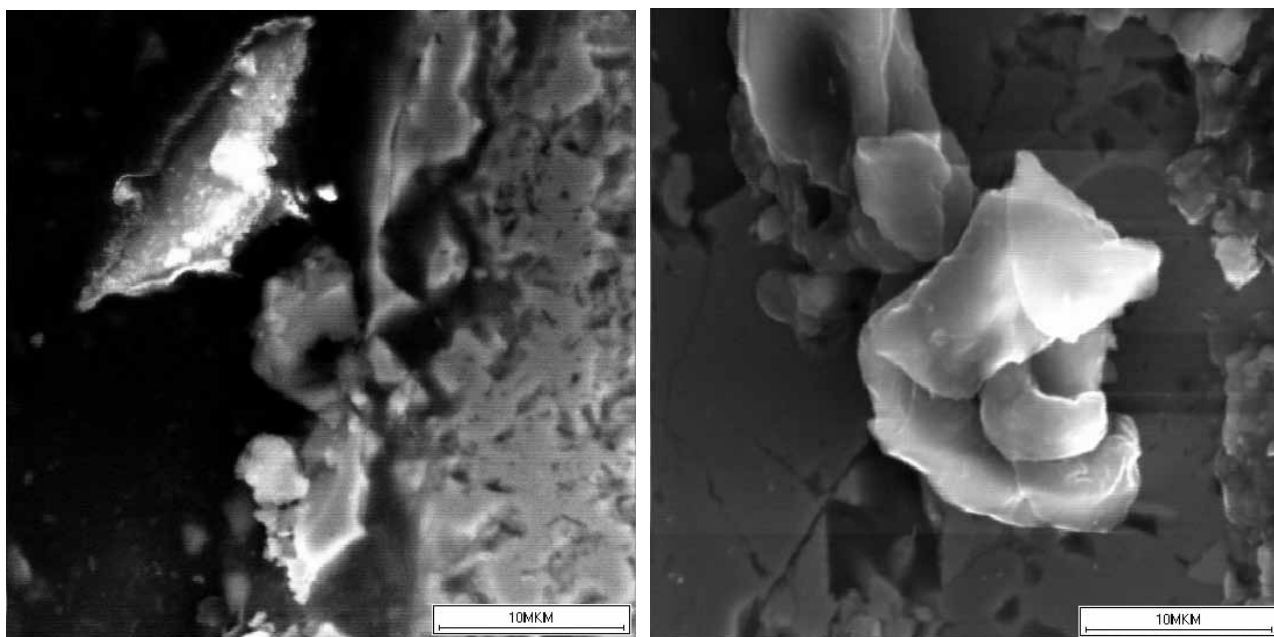


Рис. 2: а – повышенная золотоносность мелких зёрен арсенопирита (слева) по сравнению с крупными (справа) в брикете из флотационного концентрата; б – относительно крупный листоватый агрегат золота в арсенопирите. РЭМ-фото.

себя различно, но обычно разрушаются в меньшей степени. При этом остаются практически не затронутые разрушением мелкие зёрна пирита, содержащие золото.

Проведённые исследования комплексом физических методов упорной золотосодержащей руды и продуктов её биотехнологической переработки позволяют говорить о перспективности применения подобных исследований в общем комплексе работ. Ценность получаемой информации в данном случае окупает высокую стоимость используемых минералого-аналитических методов исследования и может способствовать созданию эффективных технологий переработки упорных золото-сульфидных руд.

Список литературы

1. Луцаков А.В., Быховский Л.З., Тигунов Л.П. Нетрадиционные источники попутного получения золота: проблемы и пути решения // Мигнеральное сырьё. Серия геолого-экономическая. М.: ФГУП ВИМС, 2004. 82 с.
2. Коробейников А.Ф. Комплексные месторождения благородных и редких металлов. Томск: изд-во ТПУ, 2006. 327 с.
3. Андреев Б.С. Пирит золоторудных месторождений. М.: Наука, 1992. 143 с.
4. Викулова Л.П., Новикова А.Н., Котельников В.П. Пирит – индикатор золото-сульфидного оруденения // Разведка и охрана недр. 1980. № 9. С. 58–61.
5. Павлишин В.И., Жабин А.Г., Китаенко А.Э. Типоморфизм и поисково-оценочное значение пирита. К.: УКР ГГРИ, 2004. 160 с.
6. Прохоров В.Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию). Красноярск: Красноярское кн. изд-во, 1970. 198 с.
7. Ожогин Д.О., Викулова Л.П. Наноминералогические особенности пирита месторождения Сухой Лог (Иркутская обл.) // Докл. VIII Межд. конф. «Новые идеи в науках о Земле». Т. 3. М.: 2007. С. 224–225.
8. Левицкий В.В., Викулова Л.П., Дёмин Б.Г. и др. Сравнительный анализ золото-углеродисто-сульфидно-кварцевых руд и металлоорганических соединений // Докл. АН. 1980. Т. 255. № 6. С. 1471–1474.
9. Гаврилов А.М., Новожилов Ю.И., Сидоров А.А. О принадлежности золото-мышьяково-сурьмяной минерализации к формации «вкрапленных сульфидных руд с тонкодисперсным золотом» // Тихоокеанская геология. 1986. № 3. С. 108–111.
10. Использование комплекса минералого-аналитических методов при оценке эффективности биогидрометаллургической технологии переработки труднообогатимых золотосодержащих руд / В.Т. Дубинчук, Д.Х. Ким, Н.Н. Кривошёков и др. // Руды и металлы. 2007. № 1. С. 60–70.
11. Минералогия и генетические особенности золото-серебряного оруденения СЗ части Тихоокеанского обрамления / Н.А. Шило, М.С. Сахарова, Н.Н. Кривицкая и др. М.: Наука, 1992. 201 с.

ТОНКОДИСПЕРСНОЕ ЗОЛОТО В ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНЫХ И ЗОЛОТО-СУЛЬФИДНО-КВАРЦЕВЫХ РУДАХ

Ожогин Д.О.¹, Орлова Н.И.¹, Власов Н.Г.²

¹Всероссийский научно-исследовательский институт минерального сырья им. Н.М. Федоровского

²ЗАО «Покровский рудник»

Освоение коренных месторождений золота в первую очередь связывают с золото-сульфидными рудами, в которых золото связано с сульфидами (пиритом, арсенопиритом, пирротиним, халькопиритом). Сегодня существует две точки зрения на форму нахождения золота в сульфидных минералах: самородное золото, образующее включения в минералах микро-нанометрического размера и химически связанное золото, т.е. золото, входящее в структуру пирита и арсенопирита в виде изоморфной примеси. На примере золото-сульфидных руд Маоломырского месторождения показано, что самородное золото присутствует исключительно в виде самостоятельной фазы в рудных минералах (пирите и арсенопирите), кварце и слоистых алюмосиликатах.

Processing of native gold deposits is first connected with gold-sulphide-quartz ores, wherein gold is connected with sulphides (pyrite, arsenopyrite, pyrrhotite, chalcopyrite). Nowadays there are two points of view on the form gold occurs in sulphide minerals, i.e. native gold producing inclusions in micro-nanometric minerals and fixed gold, which occurs in the pyrite and arsenopyrite structure as an isomorphic impurity. On example of the gold-sulphide ores of the Maolomyrskoye deposit the authors show that native gold occurs exclusively as a separate phase in ore minerals (pyrite and arsenopyrite), quartz and lamellar aluminosilicates.

Среди стратегических видов минерального сырья золото традиционно занимает лидирующее положение. Сегодня Россия находится на третьем месте в мире по запасам золота после ЮАР и США и долгое время являлась практически единственной страной, получающей более половины металла из россыпей. Из учтённых балансом запасов более 5800 золоторудных месторождений на долю россыпных и коренных соответственно приходится 94 % и 4 % [1]. В тоже время 53 % отечественных запасов золота (4.3 тыс. т) сосредоточено в России в коренных месторождениях [2, 3].

Начиная с 2001 г. добыча золота явно сдвинулась в сторону коренного. Следует отметить, что промышленное освоение коренных месторождений золота связано с разведанными ещё в СССР месторождениями (Покровское, Олимпиадинское и др.). Сегодня в России разведано 243 коренных месторождения с балансовыми запасами, из которых разрабатывается и подготавливается к освоению – 131, разведываемых – 34 и находится в государственном резерве (нераспределённый фонд) – 78 [4].

Перспективы освоения коренных месторождений золота, прежде всего, связывают с золото-кварцевыми, золото-сульфидными и золото-сульфидно-кварцевыми рудами. При этом на первом месте стоят золото-сульфидные руды, в которых сосредоточено более 40 % мировых запасов металла [5], присутствующего в основном в тонкодисперсной форме в сульфидах (пирите, пирротине, арсенопирите, халькопирите и т. д.). Сегодня, как и сто лет назад, вопрос о форме нахождения тонкодисперсного золота в сульфидных минералах остаётся дискуссионным и имеет практическое значение при создании современных технологий обогащения руд. Следует отметить, что потери металла при технологической переработке золото-сульфидных руд до сих пор остаются весьма значительными. Руды однозначно относятся к категории труднообогатимых, а некоторыми специалистами – к необогатимым.

Вопрос о форме нахождения тонкодисперсного золота в сульфидах впервые возник в середине XIX в., когда появились предположения о существовании в них «невидимых» частиц золота [6]. Сегодня благодаря интенсивному развитию прецизионных физических методов исследования существует несколько точек зрения о форме нахождения золота в сульфидных минералах.

Прежде всего, необходимо определиться, какое золото следует относить к тонкодисперсному. Согласно классификации самородного золота по размерам частиц и скоплений Н.В. Петровской [6], к тонкодисперсному золоту отнесено коллоидно-дисперсное (менее 0.1 мкм), ультрадисперсное (0.1–1 мкм) и тонкодисперсное (1–10 мкм) золото, присутствующее в зёрнах и агрегатах минералов. Современные данные позволили сотрудникам ЦНИГРИ [7] внести в эту классификацию некоторые изменения, в частности, выделить субмикроскопическое (менее 0.0005 мм), тонкодисперсное (0.0005–0.001 мм), пылевидное (0.01–0.05 мм) и тонкое (0.05–0.1 мм). Мы считаем, что к категории тонкодисперсного золота должны быть отнесены зёрна размером менее 10 микрометров.

Н.В. Петровская считает, что тонкодисперсное золото в рудах распространено значительно шире, чем видимое. Оно присутствует не только во всех золоторудных месторождениях, но и в рудах других металлов, в которых видимое золото не встречается, а также рассеяно в гидротермально изменённых породах. Поэтому, по её мнению, изучение тонкодисперсного золота позволит решить кардинальный вопрос минералогии золота – о его форме нахождения (изоморфная примесь в структуре минералов, сернистые соединения, самородная форма и пр.).

В целом сегодня можно принять за основу классификацию В.А. Нарсеева [8], который в рамках «новой минералогии золота» выделяет макрозолото (размер частиц от 0.15 до 8 и более мм), микрозолото, кластерное и коллоидное золото, нанозолото и атомарный газ.

В настоящее время большинство исследователей основной формой нахождения «невидимого» золота в сульфидах, в частности, в пирите и арсенопирите, считают самородное золото, присутствующее в виде самостоятельной фазы.

Наряду с самородным золотом рассматриваются и другие формы его нахождения. В связи с этим, по мнению А.Д. Генкина с соавторами [9], понятие «невидимое» золото должно включать «...не выявленное оптическими методами тонкодисперсное металлическое золото, возможно, коллоидальное или кластерное, и химически связанное золото в сульфидах».

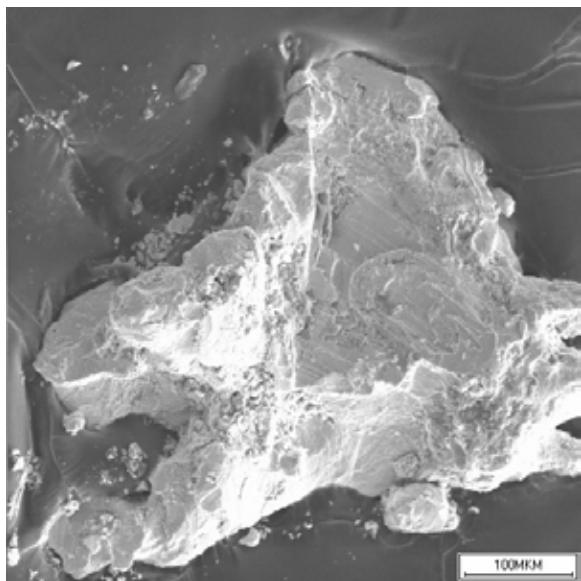


Рис. 1. Пластинчатое самородное золото. РЭМ.

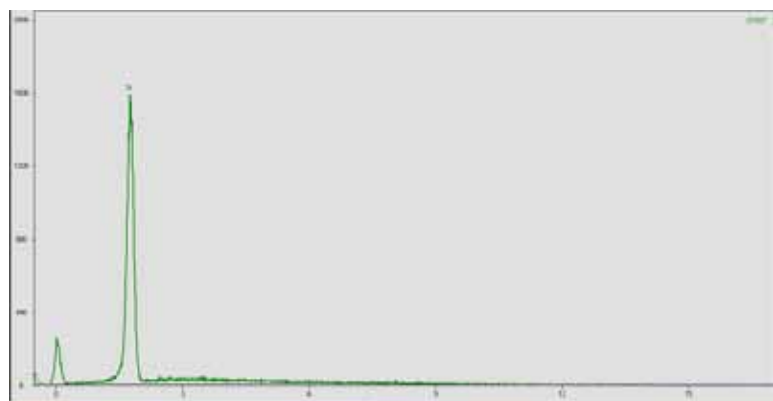
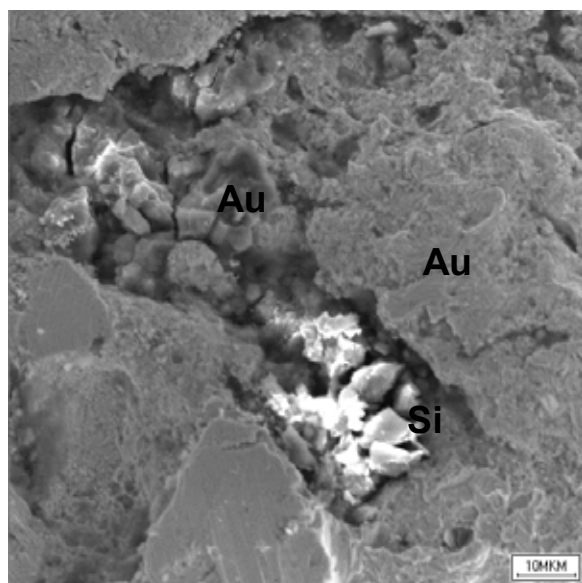


Рис. 2. Микровключения кварца в самородном золоте. РЭМ.

В работах ряда российских и зарубежных исследователей доказывается, что в пирите и арсенопирите золото может присутствовать в изоморфной форме [10, 11]. Поэтому сегодня можно говорить о двух основных точках зрения на форму нахождения золота в пирите и арсенопирите – самородном золоте, присутствующем в виде самостоятельных минеральных фаз, и изоморфном, входящем в структуру минералов. Проведённые нами исследования золотосодержащих минералов руд ряда месторождений Приамурья позволяют говорить исключительно о присутствии в них самородного золота в виде микро- и нановключений. Ниже остановимся на форме нахождения золота и особенностях его локализации в минералах золото-сульфидных руд Маломырского месторождения, которые были определены впервые.

Относительно более крупные выделения золота в рудах месторождения присутствуют в незначительных количествах. Основная часть золота представлена рассеянными тонкодисперсными выделениями, имеющими размер преимущественно менее 100 нм, что предопределило применение для его изучения комплекса высокоразрешающих методов электронной микроскопии.

Пылевидное и тонкое (0.01–0.1 мм) золото большей частью ассоциирует с породообразующими минералами, в первую очередь, с кварцем и слоистыми алюмосиликатами. Значительно реже оно встречается в сульфидных минералах. Изучение отдельных зёрен золота, выделенных вручную под бинокулярным стереоскопическим микроскопом, показало, что они имеют пластинчатую форму иногда с неровными очертаниями (рис. 1).

Как правило, индивидуализированных (раскрытых) зёрен золота не наблюдается, практически всегда отмечаются сростки (рис. 2), в которых преобладает золото.

В породообразующих минералах тонкодисперсное золото установлено в слоистых алюмосиликатах, кварце и углеродистом веществе. Самородное золото обнаружено как между чешуйками иллита, так и непосредственно в нём. Золотины имеют каплевидную, округлую и пластинчатую со сглаженными очертаниями форму (рис. 3).

Научный интерес представляют впервые обнаруженные в кварце золото-сульфидных руд Маломырского месторождения дискообразные выделения самородного золота размером от 1 до 10 нм, образующие цепочки и хаотические скопления (рис. 4). Дискообразные выделения имеют неоднородное строение, что выражается в концентрации плотных – контрастных участков преимущественно в центральных частях и присутствии системы наноразмерных округлых выделений, тяготеющих также к центру. Полученные с дискообразных обособлений, характеризующихся неоднородным строением, текстурированные кольцевые микродифракционные картины дают

основание диагностировать их как сростания относительно хорошо раскристаллизованного самородного золота с очень слабо раскристаллизованным кварцем. На присутствие последнего указывают отдельные слабо проявленные на микродифракционной картине диффузные отражения кварца.

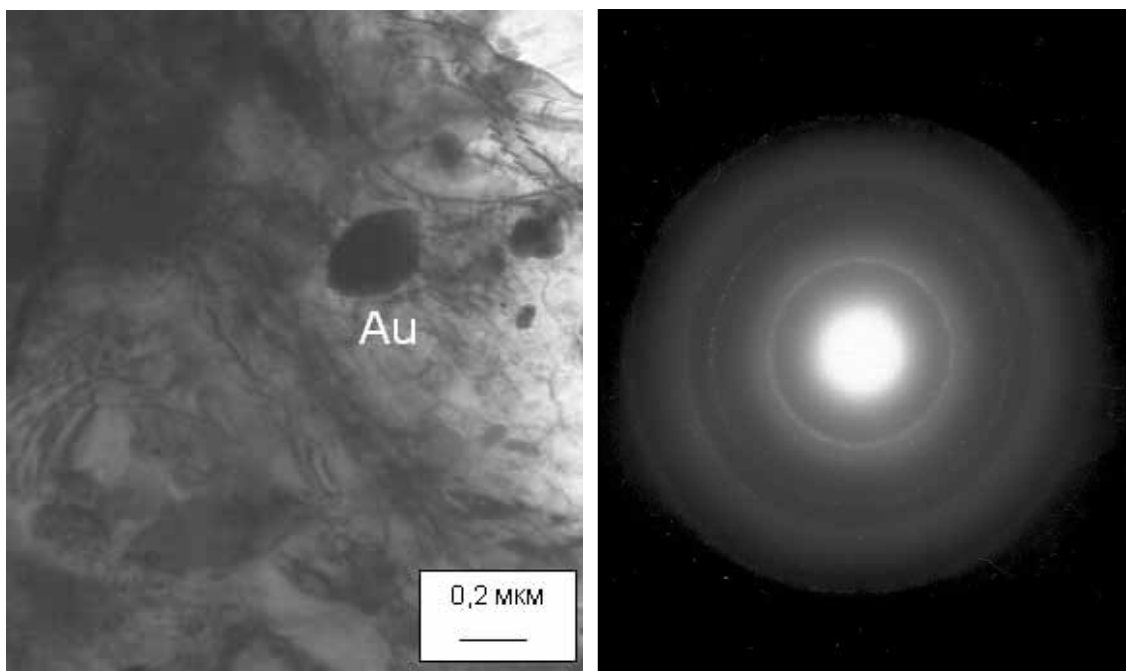


Рис. 3. Самородное золото в слоистом алюмосиликате. ПЭМ.

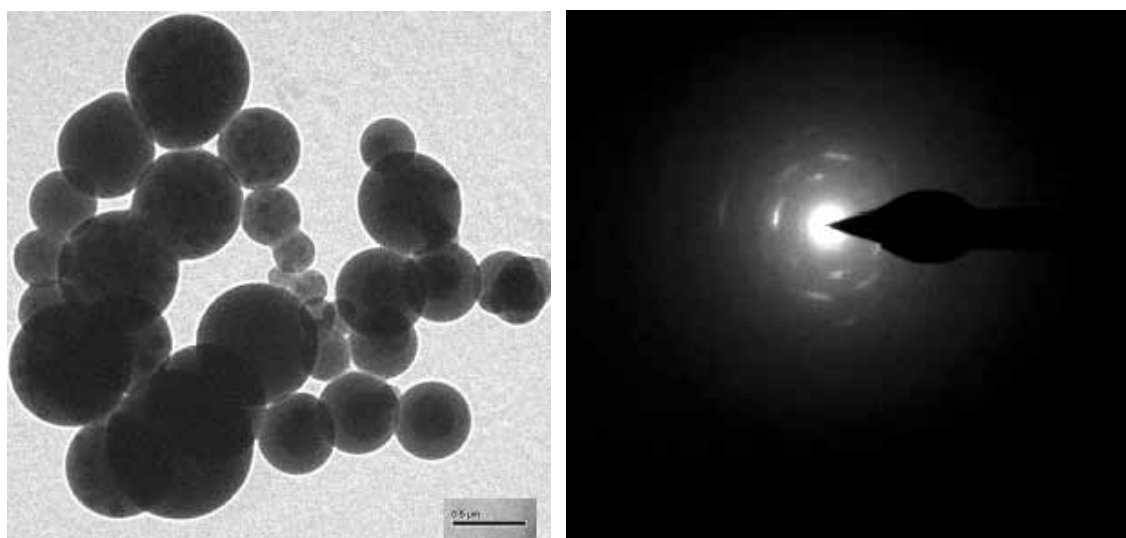


Рис. 4. Скопление дискообразных неоднородных обособлений на поверхности скола кварца, представляющих сростания относительно хорошо раскристаллизованного самородного золота с очень слабо раскристаллизованным кварцем. МДК.

В ассоциации с углеродистым веществом отмечаются контрастные высокодисперсные выделения округлой и слабо удлинённой формы, образующие скопления. Кольцевые микродифракционные картины (рис. 5), полученные с этих скоплений, позволили диагностировать их как самородное золото. На микродифракционной картине помимо чётких кольцевых рефлексов самородного золота, характеризующегося хорошей раскристаллизацией, фиксируются слабые диффузные отражения графитизированного углеродистого вещества.

В главных рудных минералах (пирите и арсенопирите) обнаружено золото. Однако его содержание и форма выделения не одинаковы. Отмечается явная приуроченность золота к границам зёрен или к микротрещинам и микродислокационным нарушениям. На рис. 6 чётко прослеживается, что в матрице пирита присутствуют кристаллы арсенопирита призматической формы и самородное золото, имеющее округлую изометричную и неправильную форму.

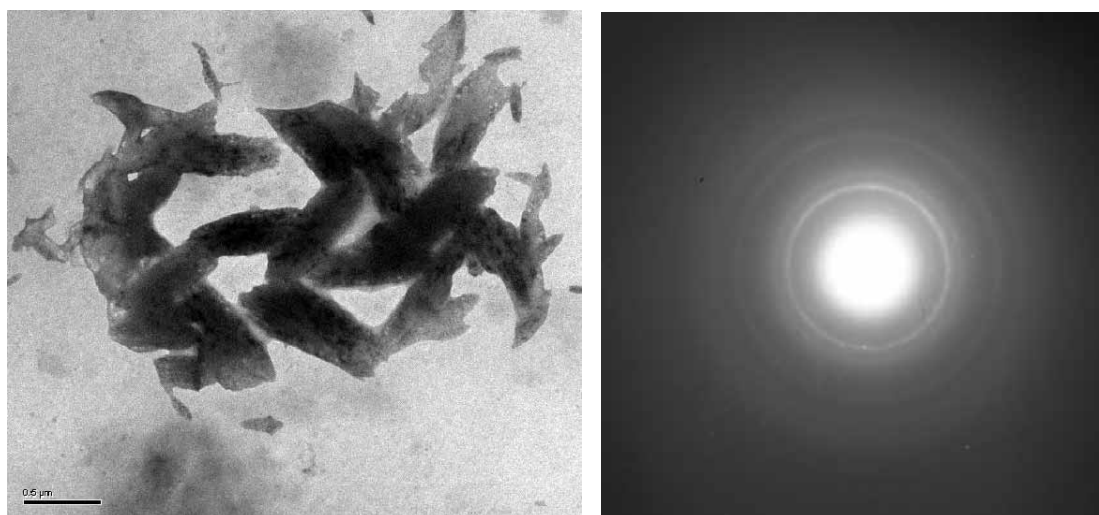


Рис. 5. Углеродистое вещество (удлиненные веретеновидные выделения и полупрозрачные плёночные образования) в кварце, в котором фиксируются округлые и слабо удлиненные выделения самородного золота, образующие скопления. Кольцевая микродифракционная картина хорошо раскристаллизованного самородного золота, на которой присутствуют слабые диффузные отражения графитизированного углеродистого вещества.

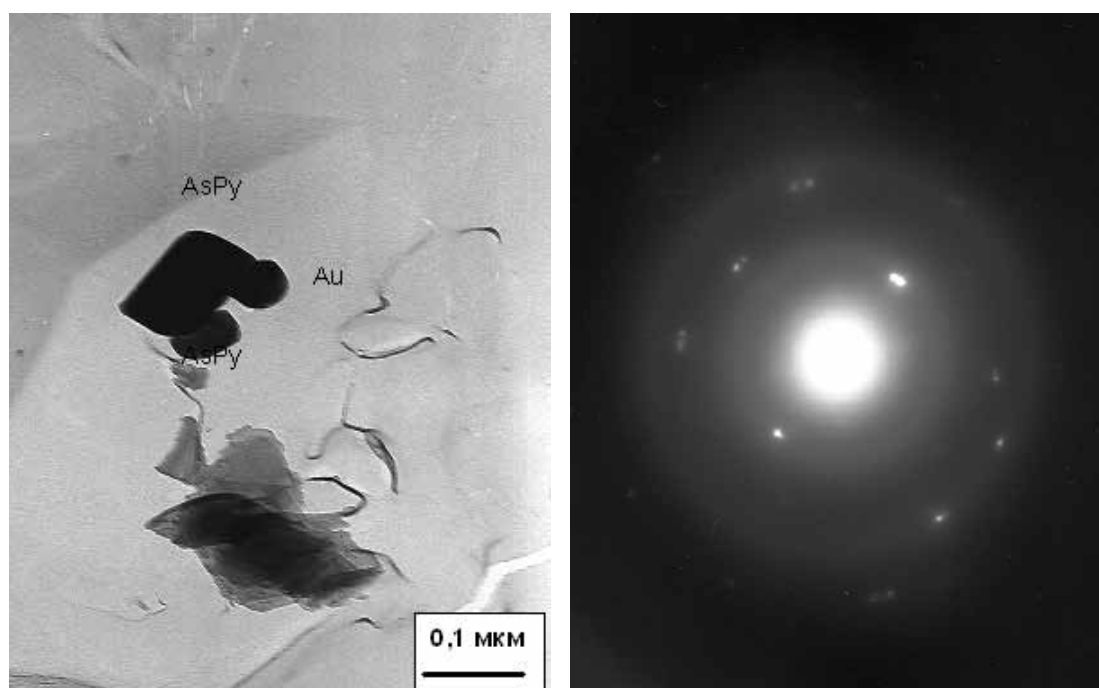


Рис. 6. На поверхности крупного зерна пирита наблюдаются зёрна арсенопирита и самородное золото. Микродифракционная картина золота, полученная с этой частички.

Особо следует остановиться на локализации самородного золота на поверхности зёрен пирита. Как показали электронно-микроскопические исследования, на сколе зёрен пирита фиксируются тончайшие округлые образования, нередко приобретающие подобие огранки (рис. 7).

Проведённые исследования комплексом минералогических методов, среди которых основную роль играли методы аналитической электронной микроскопии, в прожилково-вкрапленных золото-сульфидных рудах Мало-мырского месторождения установили, что золото присутствует в самородной форме и, вероятно, представлено несколькими генерациями. Оно обнаружено в главных минералах ассоциаций рудной стадии – пирите, арсенопирите, кварце, слоистых алюмосиликатах и углеродистом веществе в виде выделений микро- и нанометрической размерности. Тонкодисперсное самородное золото в пирите присутствует в виде кристаллов кубического габитуса, округлых изометричных и неправильных, слабо удлиненных и эллипсоидальных зёрен, иногда приобретающих подобие огранки, плёночных островковых образований. Самородное золото имеет различную степень раскристаллизации. Тонкодисперсные минеральные фазы самородного золота, обнаруженные в пирите, приурочены в основном к микротрещинам, микродислокационным нарушениям, интратрудным разрывам, границам зёрен и ослабленным зонам, обусловленным дефектами структуры минерала и, возможно, микропримесями. Нередко золото присутствует на границе зёрен пирита и арсенопирита.

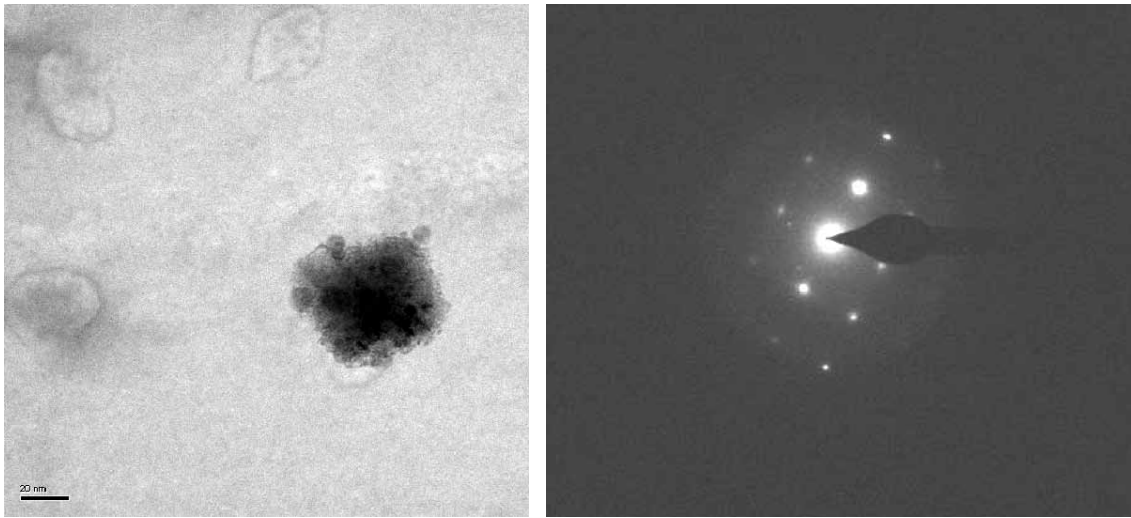


Рис. 7. Тончайшие округлые образования самородного золота. Реплика с поверхности скола зерна пирита. Монокристаллическая микродифракционная картина самородного золота с извлечённой на реплику частицы.

В породообразующих минералах и углеродистом веществе встречается самородное золото пластинчатой со сглаженными и неровными очертаниями формы. В кварцевых агрегатах обнаружены скопления округлых дискообразных выделений золота нанометровой размерности.

В связи с тем, что золото имеет микро-нанометрическую размерность и, следовательно, является упорным, оно практически не может быть извлечено механическими методами обогащения (тонким измельчением руды, флотацией), перспективным следует считать методы биохимического обогащения.

Список литературы

1. Бежанов С.К., Бежанова М.П. Современные минерально-сырьевые проблемы мира и Российской Федерации. М.: ООО «Геоинформмарк», 2004. 312 с.
2. Беневольский Б.И. Сырьевая база золота России на пути развития – проблемы и перспективы // Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2006. № 2. С.8–14.
3. Мировая минерально-сырьевая база благородных и цветных металлов: 1970-2000-2025. Обзор-анализ / А.И. Кривцов, И.Ф. Мигачев, Б.И. Беневольский и др. М.: ЦНИГРИ, 2003. 136 с.
4. Бавлов В.Н., Михайлов Б.К. Об основных результатах ГРП на твёрдые полезные ископаемые в 2007 г. и перспективах их развития в 2008 г. // Разведка и охрана недр. 2008. № 3. С. 3–10.
5. Матвеева Т.Н., Недосекина Т.В., Иванова Т.А. Теоретические аспекты селективной флотации золотосодержащих сульфидов // Горный журнал. 2005. № 4. С. 56–59.
6. Петровская Н.В. Самородное золото (общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса). М.: Наука, 1973. 347 с.
7. Типоморфизм самородного золота. Методические рекомендации для геологоразведочных работ / Л.А. Николаева, А.М. Гаврилов, А.Н. Некрасов и др. М.: ЦНИГРИ, 2003. 70 с.
8. Нарсеев В.А., Яновский В.М. Новейшая геохимия золота, практические следствия для металлогении, прогноза и оценки месторождений // Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений – достижения и перспективы. Тез. докл. научно-практич. конф. М.: ЦНИГРИ, 2008. С. 142–143.
9. Золотоносный арсенопирит и условия его образования на золоторудных месторождениях Олимпиада и Ведуга (Енисейский край, Сибирь) / А.Д. Генкин, Ф.Е. Вагнер, Т.Л. Крылова и др. // Геология рудных месторождений. 2002. Т. 44. № 1. С. 59–76.
10. Невидимое золото в сульфидах из современных подводных гидротермальных построек / Н.С. Бортников, Л. Кабри, И.В. Викентьев и др. // Докл. АН. 2000. Т. 372. № 6. С. 804–807.
11. Викентьев И.В., Винокуров С.Ф., Молошаг В.П. Формы нахождения благородных металлов в минеральном веществе колчеданных месторождений // Прогноз, поиски, оценка рудных и нерудных месторождений – достижения и перспективы. Тезис. докл. научно-практич. конф. М.: ЦНИГРИ, 2008. С. 43.

АНАЛИЗ ТОЧЕЧНЫХ ДЕФЕКТОВ В ЗОЛОТОСОДЕРЖАЩЕЙ ГОРНОЙ ПОРОДЕ НА ПРИМЕРЕ ПИРРОТИНОВ РУДНИКА «БЛАГОДАТНЫЙ»

Онуфриёнок В.В., Сазонов А.М.

Институт горного дела, геологии и геотехнологий Сибирского федерального университета,
Красноярск, VOnufriynok@yandex.ru

На основе комплексного анализа кристаллической структуры, химического и фазового состава природных пирротинов рудника «Благodatный» (Красноярский край) получено аналитическое выражение для расчёта концентрации дефектов в нестехиометрических минералах. Сделан расчёт концентрации точечных дефектов в кристаллической структуре природных пирротинов различного химического состава и сопоставлен с содержанием золота в образцах. Концентрация точечных дефектов рассчитывалась отдельно по дефектам включения (Co, Ni, Cu, Zn, Sb и т.д.) и катионным вакансиям в кристаллической структуре. Предложена химическая формула для представления состава нестехиометрических минералов, содержащих в кристаллической структуре атомы, отличные от атомов образующей матрицы.

On the basis of the complex analysis of the crystal, chemical and phase structure of the natural pyrrhotites from the «Blagodatny» mine (Krasnoyarsk region, Severo-Yeniseisk), an analytical expression to calculate the defect concentration in non-stoichiometric minerals has been elaborated. The calculation of point defect concentration in the crystal structure of the natural pyrrhotites with different chemical composition has been made. It has been compared with the gold content in samples. The concentration of point defects has been calculated separately according to interstitial defects (Co, Ni, Cu, Zn, Sb, etc.) and cation vacancies in the crystal structure. Suggested is a chemical formula of the non-stoichiometric structure of the minerals with atoms in the crystal structure, which differ from those of a forming matrix.

Актуальность. Практически все природные минералы в кристаллической структуре содержат точечные дефекты различной природы [1, 3, 4]. Их концентрация может достигать 10 % и более. Например, пирротин состава Fe_7S_8 может содержать в среднем 0.125 катионных вакансий на одном узле кристаллической структуры. Относительно высокая концентрация точечных дефектов в структуре влияет на свойства этих минералов [2–6], но это изучено не достаточно. Заметим, что концентрация катионных вакансий в структуре пирротина определяется его химическим составом $Fe_{1-n}S$, где n – концентрация катионных вакансий.

Зависимость процентного содержания золота в горных породах от различных физико-химических свойств сопутствующих минералов являются объектов пристального внимания. Хотя и установлены сопутствующие золоту минералы, влияние их физико-химических свойств на содержание золота в породах исследовано недостаточно. Эти вопросы приобретают особую актуальность в связи с поиском, разведкой и прогнозированием золотоносных месторождений. Пирротин различного химического состава, а значит и с различной концентрацией точечных дефектов, часто встречается в золотосодержащей горной породе. Интерес представляет сопоставление концентрации точечных дефектов, их упорядочение в кристаллической структуре с процентным содержанием золота в породе. Заметим, что кроме катионных вакансий в структуре пирротина обычно встречаются атомы включения, отличные от основной кристаллической матрицы. Их влияние на свойства минералов также исследовано недостаточно.

Уровень развития современной геологии и геофизики с учётом выдвижения на первый план нанотехнологий требует детального анализа точечных дефектов прежде всего в нестехиометрических минералах, сопутствующих золоту, хотя, несомненно, круг научных проблем, связанных с точечными дефектами в минералах, несравненно шире (например, влияние их на фазовые равновесия и фазовые переходы [7–13]).

Цель работы. Разработать методику расчёта концентраций различного рода наноразмерных дефектов в структуре нестехиометрических минералов типа пирротина; сопоставить расчётную концентрацию дефектов с процентным содержанием золота в породах; установить, какого рода дефекты имеют определяющее влияние на содержание золота в породе.

Образцы. Исследовались пирротины рудника «Благodatный» (Красноярский край, Россия). Химический и фазовый состав минералов определялся обычными лабораторными методами. Результаты расчёта точечных дефектов в структуре пирротинов, входящих в исследуемую золотосодержащую породу, представлены в таблице 1, где определено их процентное содержание на один узел элементарной ячейки.

Анализ результатов. Для анализа различного рода точечных дефектов в пирротине необходимо рассмотреть его кристаллическую структуру. Пирротин обладает структурой типа NiAs (B-8). Базисная элементарная ячейка такой структуры содержит два катиона и два аниона (структура с базисной элементарной ячейкой 1C). Отличие от стереометрического состава объясняется тем, что часть катионных позиций вакантна. Катионные вакансии могут иметь различного рода упорядочения в кристаллической структуре, в результате этого могут возникать различные сверхструктуры [7, 11–13]. Рассмотрение сверхструктур выходит за рамки данной работы. В дальнейшем при расчётах будем брать во внимание или базисную элементарную ячейку, или нормировать число точечных дефектов на один узел.

Расчётное содержание серы и железа в стехиометрическом составе FeS составляет 63.53 и 36.47 % соответственно. Отношение S/Fe в случае стехиометрического состава равно 1. На один атом железа в данном случае приходится один атом серы. При этом в кристаллической структуре нет катионных вакансий или точечных дефектов включения других отличных от железа металлов.

Если пирротин имеет соотношение S/Fe = 1.106 (например, образец п/п 1 в табл. 1), то его химический состав можно представить как FeS_{1.106}. Его расчётное содержание серы и железа составляет 61.16 и 38.84 %. Таким образом, на один атом железа в данном случае приходится 1.106 атомов серы или на один атом серы приходится 0.904 атома железа (п/п 1 в табл. 1). Следовательно, число точечных дефектов, нормированных на один узел, равно 0.0958 (№ 1 в табл. № 1). Поскольку в базисной элементарной ячейке содержится два катиона, то число точечных дефектов, нормированное на элементарную ячейку, равно уже удвоенному значению. Таким образом, зная процентное содержание железа и серы, можно рассчитать концентрацию точечных дефектов в базисной элементарной ячейке или среднее значение их на узле. Если в структуре пирротина не содержатся атомы внедрения, отличные от атомов образующей матрицы, то все точечные дефекты суть катионные вакансии. Различное расположение точечных дефектов в кристаллической структуре приводит к образованию различного типа сверхструктур с различным типом элементарной ячейки [8]. Например, пирротин состава Fe₇S₈, в структуре которого содержатся катионные вакансии, обладает элементарной ячейкой 4C, размер которой вдоль оси «с» в 4 раза больше, чем в элементарной ячейке базисной структуры 1C типа В-8 [6, 13].

Таблица 1. Результаты расчёта дефектов в структуре пирротинов рудника «Благодатный».

No	Fe	Co	Ni	Си	Zn	Точечные дефекты	Катионные вакансии
1	0.904	0	0.002178	0.000209	0	0.095841	0.092787
2	0.903	0	0.002914	0	0	0.096658	0.093744
3	0.852	0.00105	0.00015	0	0.000137	0.147485	0.146148
4	0.899	0	0.001427	0.000167	0	0.100719	0.099125
5	0.868	0	0.001474	0.000126	0	0.131944	0.130344
6	0.862	0.001199	0.000602	0.00042	0	0.137187	0.134966
7	0.892	0	0.001578	0.000321	0	0.107143	0.105244
8	0.860	0	0.001128	0.000042	0	0.139415	0.138000
9	0.858	0	0.002046	0.000182	0	0.141631	0.139403
10	0.881	0	0.001563	0	0	0.118943	0.117380
11	0.871	0.001349	0.000752	0	0.000136	0.128160	0.125923
12	0.867	0.002700	0.003461	0.000841	0	0.151824	0.144822
13	0.867	0.003897	0.003609	0.00126	0	0.132697	0.123931
14	0.861	0.000300	0.00015	0	0	0.138674	0.138224
15	0.857	0.004798	0.00361	0.00098	0	0.142367	0.132979
16	0.851	0.004199	0.005266	0.001261	0	0.148936	0.138210
17	0.877	0.001348	0.00015	0	0.000136	0.122037	0.120403
18	0.882	0.000749	0.00015	0	0.000136	0.117387	0.116352
19	0.872	0.00015	0.00015	0	0	0.127400	0.127100
20	0.854	0.001349	0.001204	0.00028	0	0.145299	0.142466

Как правило, природные пирротины имеют не только вакантные катионные позиции, но и различные включения в кристаллическую структуру, например, атомы Co, Ni, Cu, Zn и т. д. (табл. 1). Атомы включения обычно занимают вакантные катионные позиции. Если известны процентное содержание никеля в пирротине и концентрация вакантных катионных позиций, то принимая во внимание, что вакансии не имеют массы, можно рассчитать, какая часть катионных вакантных позиций занята атомами никеля. Так, в рассмотренном примере № 1 в табл. 1 никеля 0.145 %. Если бы все катионные вакансии были заняты никелем, то его процентное содержания в образце составляло бы 6.38 %. Поскольку его содержание составляет 0.145 %, никелем занято всего 2.27 % вакантных позиций. Это соответствует концентрации точечных дефектов никеля в элементарной ячейке 1C кристаллической

структуры пирротина 0.00435. При нормировке на один узел кристаллической структуры получаем 0.02178. Максимальная концентрация вакантных катионных позиций в базисной элементарной ячейке 1С кристаллической структуры пирротина равнялась бы в этом случае 0.1916. После внедрения атомов никеля оставшиеся вакантными позиции (0.0928) могут быть заняты атомами другого металла, например, хрома. Если установить его процентное содержание в пирротине, то можно вычислить, сколько вакантных позиций занято им и, следовательно, сколько катионных позиций вакантно, и т. д. В табл. 1 представлены расчёты концентраций точечных дефектов и вакантных катионных позиций в кристаллической структуре пирротинов различного химического состава рудника «Благодатный».

Как видно из табл. 1, если химический состав пирротина отличается от рассмотренного выше примера ($S/Fe = 1.106$), то и концентрация катионных вакансий будет другая. Следовательно, если все вакантные позиции займут атомы никеля, то его процентное содержание также изменится. На основе представленного выше алгоритма и с учётом метода, предложенного в работе [5], процентное содержание никеля в пирротине при внедрении его во все вакантные позиции кристаллической структуры можно рассчитать по формуле:

$$Ni = \frac{(5.200x - 5.200) \cdot 10^3}{(84.064x + 3.847)}$$

где x – отношение серы к железу в образце. Кривая 2 на рис. 1 представляет эту зависимость для $1 < x < 1.2$. Вместо никеля кристаллическая структура пирротина может содержать, например, атомы хрома или цинка. В этом случае при их расположении во всех вакантных позициях процентное содержание в образце этих элементов можно рассчитать по формулам:

$$Cr = \frac{(6.537x - 6.537) \cdot 10^3}{(97.434x - 9.523)} \quad Zn = \frac{(5.871x - 5.871) \cdot 10^3}{(90.774x - 2.863)}$$

На рис. 1 кривые 2 и 3 представляют эти зависимости. Отметим, что ионы железа имеют близкие радиусы Гольшмидта с Cr и Zn.

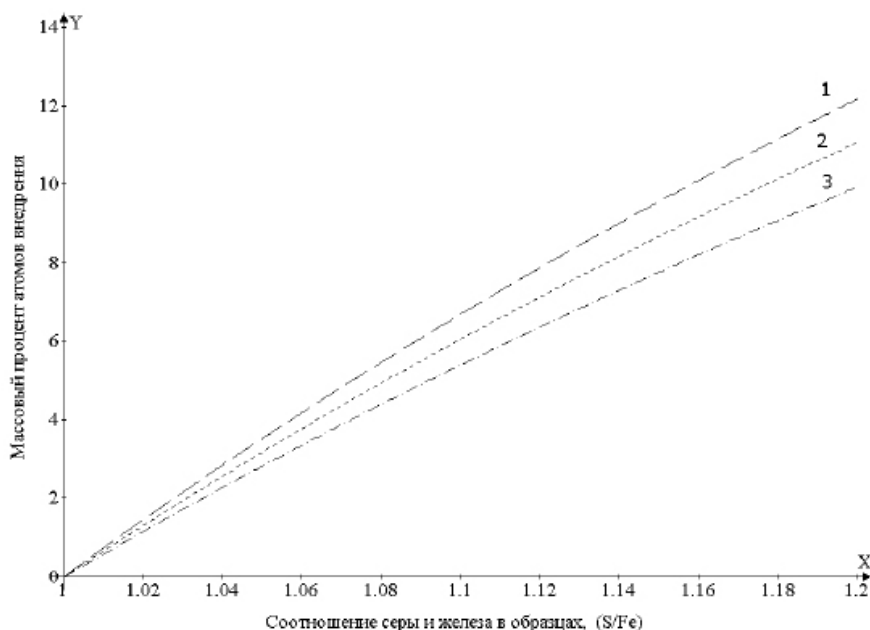


Рис. 1. Процентное содержание (ат. %) цинка (кривая 1), никеля (2) и хрома (3) в пирротине при их внедрении во все вакантные позиции кристаллической структуры пирротина различного химического состава ($x = S/Fe$).

Для благородных металлов радиусы Гольшмидта значительно отличаются от радиусов ионов железа. Расчётные формулы для этого случая при аналогичной схеме внедрения представляются в следующем виде:

$$Cu = \frac{(6.3546x - 6.3546) \cdot 10^3}{(96.610x - 7.699)} \quad Ag = \frac{(10.787x - 10.787) \cdot 10^3}{(139.934x - 52.023)} \quad Au = \frac{(19.697x - 19.697) \cdot 10^3}{(229.034x - 141.123)}$$

На рис. 2 зависимости представлены кривыми 1–3.

В общем случае для нестехиометрических минералов, содержащих катионы с атомным весом M_k и анионы с атомным весом M_a , максимальное процентное содержание атомов внедрения при заполнении всех вакантных позиций в структуре можно рассчитать по формуле:

$$Z = \varphi = \frac{(x-1)y10^2}{y(x-1) + (M_a x + M_k)}$$

где y – атомный вес катионов внедрения.

График этой функции дан на рис. 3. Отношение $x = A/K$ выбрано такое же, как у пирротинов, т.е. $1 < x < 1.2$. Для пирротинов A – сера, K – железо. В общем случае A и K могут быть другими элементами с другим же соотношением в минерале.

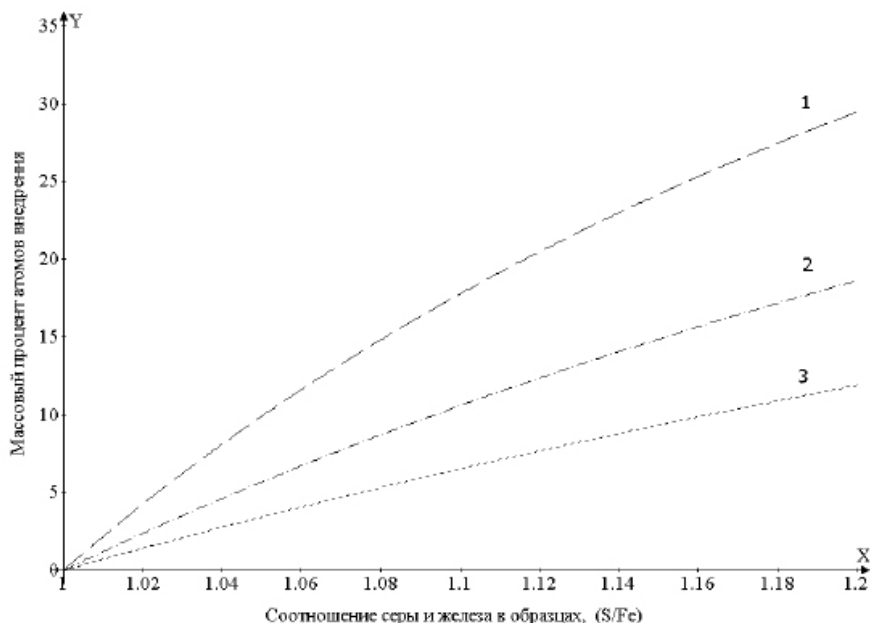


Рис. 2. Процентное содержание (ат. %) золота (кривая 1), серебра (2) и меди (3) в пирротине при внедрении этих атомов во все вакантные позиции кристаллической структуры пирротина различного химического состава ($x = S/Fe$).

Вес атомов внедрения выбран вблизи атомов железа, т.е. y изменяется на рис. 2 от 50 до 75. Таким образом, выбор y включает наиболее часто встречаемые элементы внедрения в пирротинах. Поскольку в данном случае A – сера, K – железо, то кривые на рис. 1 и 2 являются сечением перпендикулярной плоскостью 3D-графика на

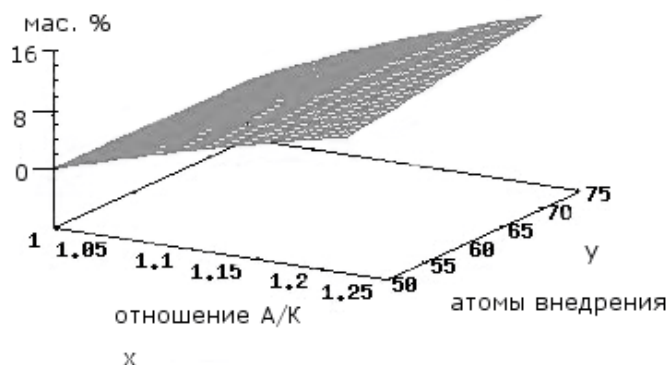


Рис. 3. Максимальное процентное содержание (ат. %) атомов внедрения (y) в нестехиометрических минералах, содержащих катионы с атомным весом M_k и анионы с атомным весом M_a , при заполнении всех вакантных позиций в кристаллической структуре.

рис. 3, при этом y принимает значение, равное атомным весам Ni, Cr, Zn, Ag, Au, Cu. В общем случае, атомами кристаллической матрицы могут быть хром и никель, никель и селен, сера и хром и т.д. На основе анализа химического состава природных минералов установлено, что атомы внедрения занимают не все вакантные позиции. Тогда для расчёта концентрации атомов внедрения необходимо знать массовый процент внедрённых элементов, определяемый в химических лабораториях. В этом случае концентрацию атомов внедрения можно рассчитать по формуле $\beta = \alpha_{\text{табл}} [(1-1/x)/\varphi(x)]$. Из представленной схемы расчёта точечных дефектов следует, что любое нестехиометрическое соединение может быть записано в виде $K_y V_\beta A$, где A и K – анионы и катионы основной кристаллической матрицы, V – катионы внедрения в вакантные позиции матрицы, $\gamma = 1/x$. Число вакантных по-

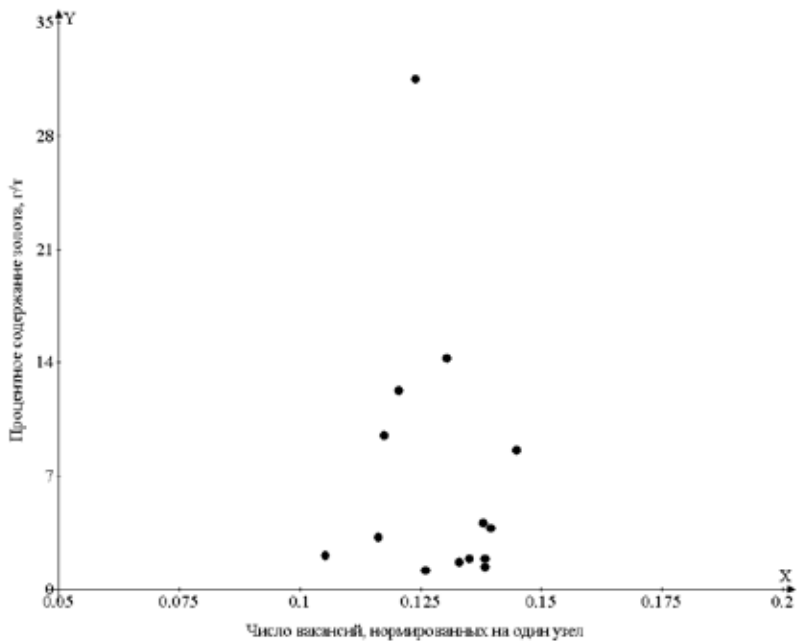


Рис. 4. Зависимость концентрации катионных вакансий от содержания золота в породе.

дефектов рассчитана отдельно по дефектам включения (Co, Ni, Cu, Zn, Sb и т.д.) и катионным вакансиям в кристаллической структуре. Предложена химическая формула для представления состава нестехиометрических минералов, содержащих в кристаллической структуре атомы, отличные от атомов матрицы.

Список литературы

1. Вотяков С.Л., Куприянова И.И., Кукушкина О.А. и др. Точечные дефекты структуры парагенных кальциевых минералов бериллиевых месторождений: типоморфизм и сопряжённость спектроскопических свойств // Зап. РМО. 2003. Т. 132. № 4. С. 78–95.
2. Гусев А.А. Превращения порядок-беспорядок и фазовые равновесия в сильно нестехиометрических соединениях // Успехи физ. наук, 2000. Т. 170. № 1. С. 3–40.
3. Доливо-Добровольский В.В. Дефекты кристаллической структуры минералов // Зап. РМО. 2002. Т. 131. № 6. С. 111–112.
4. Ивановский А.Л., Медведева Н.И., Окатов С.В. Влияние вакансий на электронное строение и межатомное взаимодействие в нитриде циркония // Неорг. материалы. 2001. Т. 37. № 5. С. 552–559.
5. Кузьмин Е.В., Онуфриёнок В.В. Намагниченность нестехиометрических соединений типа пирротина с различной концентрацией вакансий в структуре // Физика твёрдого тела. 1983. Т. 25. № 8. С. 2321–2325.
6. Машуков А.В., Онуфриёнок В.В. Физические свойства минералов, индуцированные точечными дефектами. Красноярск: СФУ, 2007. С. 224.
7. Онуфриёнок В.В. Магнитные превращения в пирротине в районе точки Кюри // Физика твёрдого тела. 1981. Т. 23. № 10. С. 3193–3196.
8. Онуфриёнок В.В. Фазовые соотношения сульфидов железа в метастабильном состоянии // Физика твёрдого тела. 1991. Т. 33. № 7. С. 2213–2215.
9. Онуфриёнок В.В. Взаимодействие между катионными вакансиями в нестехиометрических ферромагнетиках. Матер. VI Межд. конф. АПЭП–2002. Т. 2. С. 46. Н.: НГТУ, 2002.
10. Онуфриёнок В.В. Метастабильные сульфиды железа // Изв. РАН. Сер. Неорг. матер. 2005. Т. 41. № 6. С. 744–747.
11. Румпель А.А. Эффекты атомно-вакансионного упорядочения в нестехиометрических карбидах // Успехи физ. наук. 1996. Т. 166. № 1. С. 33–62.
12. Mashukov A.V., Onufrienok V.V., Mashukova A.E. The influence of the cation vacancies on the minerals formation process // Geochim. Cosmochim. Acta. 2008. V 72. P 601.
13. Ward J.C. Interaction between cation vacancies in pyrrhotite // Solid State Comm. 1971. V 9. P 357–361.

зиций, нормированных на один узел кристаллической структуры, легко определить из уравнения $v = 1 - \gamma - \beta$. Поскольку $\gamma = 1/x$, где x – отношение А/К, то предыдущие формулы можно представить как функции от концентрации вакансий v . В этом случае на рис. 1–3 вместо ось абсцисс будет представлять v вместо А/К. На основе анализа полученных результатов на рис. 4 дана зависимость концентрации катионных вакансий от содержания золота. Анализировались только те образцы, которые содержали золото.

Выводы. Получено аналитическое выражение для расчёта концентрации дефектов в нестехиометрических минералах. Сделан расчёт концентрации точечных дефектов в кристаллической структуре природных пирротинов различного состава и сопоставлен с содержанием золота в образцах. Концентрация точечных

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИИ И ПРОГНОЗ ЭНДОГЕННОГО ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ КОЛЬСКОГО РЕГИОНА

Предовский А.А., Войтеховский Ю.Л., Борисов А.Е., Басалаев А.А., Скуфьин П.К.
ГИ КНЦ РАН, Апатиты, woyt@geoksc.apatity.ru

Представлены результаты обобщения современных данных по размещению и процессам образования эндогенных месторождений золота, которые позволяют выделить в иерархическом порядке их основные черты и факторы формирования. На базе этих обобщений и новых геотектонических идей, в т.ч. авторских, предлагается принципиальная схема прогноза эндогенного золота на примере Кольского региона, в пределах которого намечено 19 перспективных структурных узлов, заслуживающих первоочередного изучения и проведения поисковых работ.

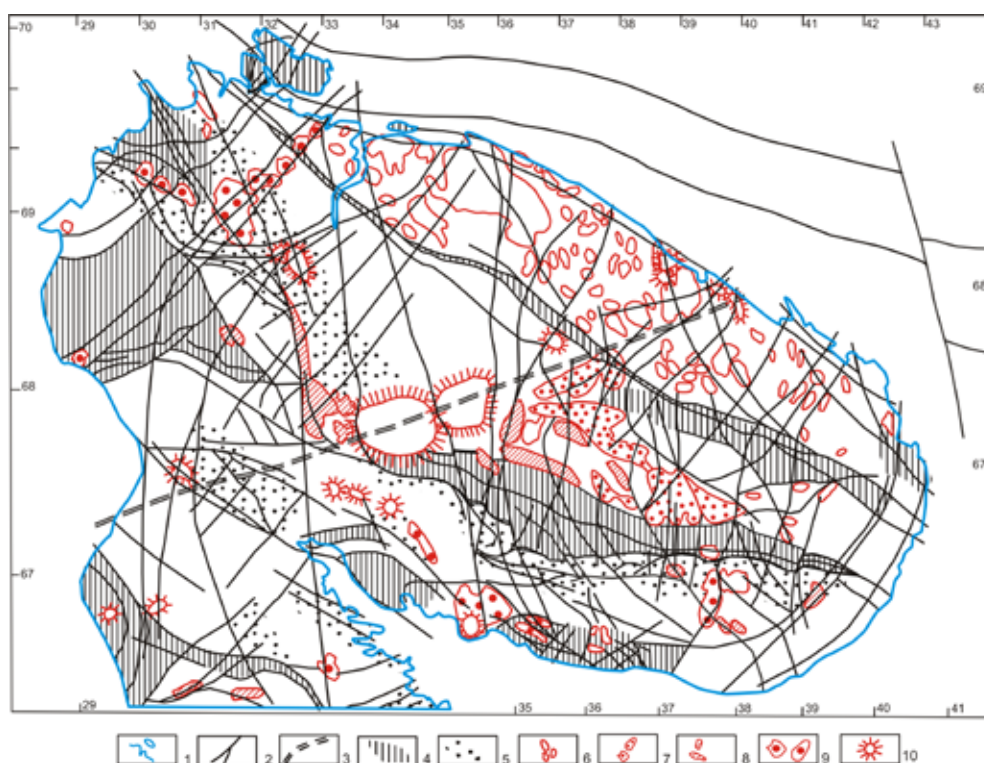


Рис. 1. Обобщённая геологическая схема Кольского региона как основа прогноза эндогенного золотого оруденения.

1 – топографические контуры; 2 – разломы; 3 – линейная зона, контролирующая главные вулканоплутонические комплексы палеозойской щелочной формации; 4 – супракрустальные толщи основных поясов позднего архея, раннего протерозоя и рифея; 5 – площади развития пород, благоприятных для накопления золота; 6 – позднеархейские гранитоиды; 7 – щелочные гранитоиды Кейвского блока; 8 – основные интрузивы конца архея-начала раннего протерозоя; 9 – позднекарельские граниты (орогенный тип); 10 – палеозойские щелочные магматиты.

В связи с недостаточной эффективностью существующих методов прогноза и поисков эндогенного золота авторами предпринят анализ литературных и фондовых материалов, в т.ч. обобщающих исследований [2, 4]. В данном сообщении освещаются основные результаты исследования. В более полном виде все полученные выводы предполагается издать в 2011 г. Итог анализа доступных сведений по пространственно-временным закономерностям размещения, формирования, факторам контроля эндогенных золоторудных месторождений суммирован в табл. 1.

Анализ проводился на основе представлений, альтернативных неомобилизму и заключающихся в признании глобальной системы долгоживущих глубинных линейных зон (ДЛЗ) [5]. Эта система – важная часть тепловой и тектонической жизни Земли. Она обеспечивает радиальный транспорт теплоносителей и сопровождающих веществ из глубин в верхнюю мантию и кору, определяя все геологические процессы, о чём первым сказал W.H. Hobbs в начале XX в. и что позже поддержала Г.Ф. Макаренко. Существует иерархия разломных структур во внешней твёрдой оболочке – от глобальных ДЛЗ до региональных и локальных систем. Намеченные в табл. 1 минерагенические черты эндогенного Au оруденения позволили разработать алгоритм регионального прогноза эндогенного Au оруденения (табл. 2) и реализовать его применительно к Кольскому региону, что далее кратко поясняется и отражено на рис. 1, 2.

Из современных материалов следует, что главный источник эндогенного золота глубинный, по крайней мере – мантийный. В связи с этим предполагается, что управляющий фактор транспорта золота из глубин – система ДЛЗ. Поэтому первый шаг в региональном прогнозировании – изучение и анализ разломных структур с вы-

делением районов пересечения региональных линейных зон и крупных разломных структур (как контролирующей возможный привнос Au из глубин) в виде перспективных структурных узлов (ПСУ). Это и было сделано для Кольского региона, что привело к выделению 19 перспективных районов (рис. 2).

Таблица 1. Главные особенности эндогенной минерализации Au, существенные для прогноза и поисков.

1	Источники Au и сопровождающих компонентов, механизмы их мобилизации.	Главный источник эндогенного Au глубинный, по крайней мере, мантийный. Причины мобилизации Au и сопровождающих веществ – периодическая активизация долгоживущих глубинных линейных зон – ДЛЗ.
2	Процессы, этапы и пути транспорта Au и сопровождающих веществ.	Для золотоносных геологических формаций Au минерализация всегда эпигенетична, т.е. сами эти формации – не источник Au. Исключением являются осадочные или метаосадочные толщи, для которых проявились конседиментационные процессы привноса в осадочные бассейны глубинных флюидов и растворов с Au (пример – SEDEX – процессы по А.А. Кременецкому и др.). Для вулканитов подобны процессы, когда в очаги магмообразования Au поступает со сквозьмагматическими флюидами и теплоносителями на поздних этапах их развития.
3	Благоприятные тектонические режимы и признаки их проявления.	Это режимы, когда активизируется верхняя мантия и происходит вздымание разуплотнённого мантийного вещества, ведущее к возникновению линейных и сводовых морфоструктур (рифтогенных или орогенных поднятий). Рифтогенные и орогенные формации и есть показатели благоприятных режимов, отражающих активизацию ДЛЗ и потоков глубинных флюидов.
4	Условия концентрации (осаждения) и локализации промышленного Au оруденения.	Наличие геохимически благоприятных для осаждения горных пород – сульфидоносных, карбонатсодержащих, углеродистых, закисно-железистых. Развитие разнообразных структурных сложнопостроенных ловушек.
5	Наиболее распространённые типы пород, вмещающих Au минерализацию.	Разнообразные приразломные метасоматиты как самостоятельные образования формационного уровня и сопровождающие их жильные гидротермальные проявления.
6	Особенности миграции и накопления Au во времени.	Все имеющиеся данные по крупным и сверхкрупным эндогенным рудным полям и месторождениям Au указывают на два важнейших фактора их образования и размещения: 1). Весьма большую длительность и многоэтапность процессов их формирования (подобно тому, что давно было показано А.И. Тугариновым для U); 2). Неизменную преемственность в пространственной привязке к глубинным и сверхглубинным структурам (прежде всего – ДЛЗ), т.е. к стационарным глобальным структурам Земли.

ПСУ выделялись по комплексу признаков. Кроме структурных, это благоприятные рифтогенные и орогенные формации (супракратальные и плутонические), указывающие на режимы активизации вещества верхней мантии под влиянием глубинных флюидов и растворов, а также на породы, оптимальные по геохимическим свойствам для осаждения и накопления золота.

Перспективы выделенных ПСУ были оценены и прямым путём: на схему размещения ПСУ нанесены независимо и иными методами выявленные точки проявления эндогенной и экзогенной (рассыпной) золотой минерализации по данным Геологического института КНЦ РАН и по материалам производственной организации КГИЛЦ, г. Апатиты. Совпадение оказалось обнадеживающим: более 80 % всех точек попали в контуры выделенных ПСУ. Обнаружилось лишь одно исключение – точки коренного Au между ПСУ №№ 12 и 13, которые следует объединить.

По-видимому, ещё рано говорить о сравнительной значимости для Кольского региона тех или иных этапов накопления эндогенного золота во времени. Здесь имеется в виду не изотопный возраст вмещающих золотую минерализацию комплексов пород, а возраст самих минеральных парагенезисов с золотом. Таких данных пока недостаточно. Благоприятных этапов в геологической истории Кольского региона намечается пять: позднеархейский, ятулийский, позднекарельский, позднерифейский и палеозойский (время щелочного магматизма). Перспективные признаки пространственного совмещения флюидно-гидротермальных процессов разных временных этапов.

Главный носитель промышленного эндогенного золотого оруденения – разнообразные приразломные метасоматиты и сопровождающие жильные образования. Они могут проявляться как безрудные, т.к. они – продукт самостоятельного процесса порообразования – регионального приразломного метасоматизма. Они заслуживают специального петрологического и онтогенического изучения для формационного деления и разработки признаков золотоносности. Такие работы начаты нашими коллегами из С.-Петербурга [1]. Серьёзное значение для прогноза и поисков эндогенного Au имеет то, что все крупные эндогенные месторождения и золоторудные поля обнаруживают большую длительность развития (до первых сотен млн. лет) и характеризуются многократностью

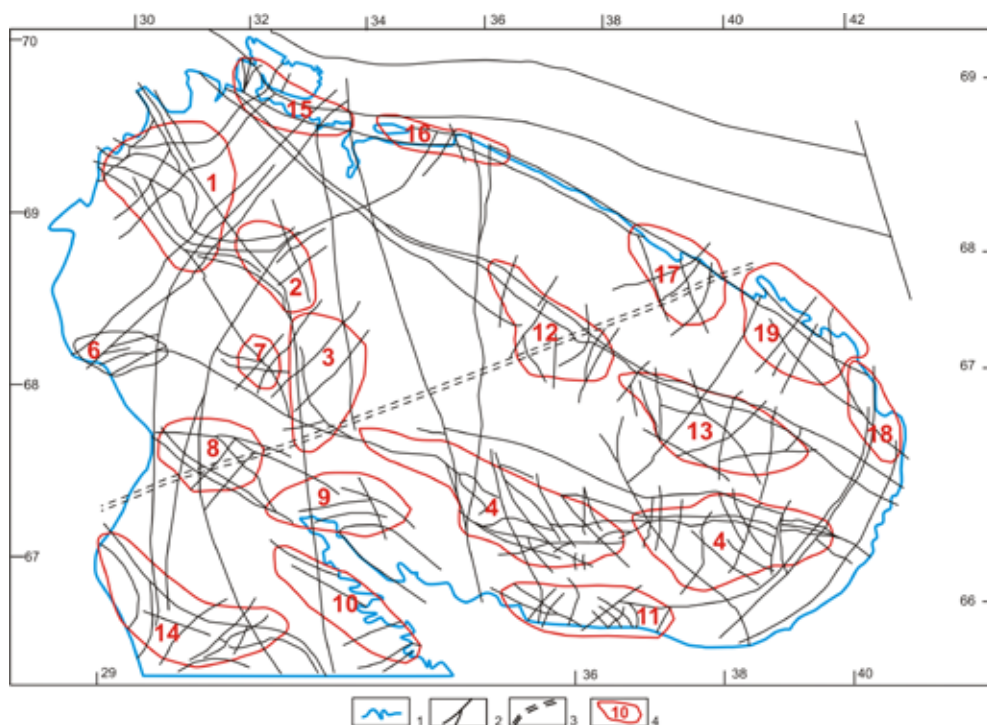


Рис. 2. Перспективные узлы (ПСУ), выделенные на основе принципов, предлагаемых авторами.

1 – топографические контуры; 2 – разломы; 3 – линеамент, контролирующий главные вулcano-плутонические комплексы палеозойской щелочной формации; 4 – перспективные структурные узлы, их номера и границы (показанные красным цветом) и известные золотые проявления (показанные чёрными точками и цифрами).

и тектонических деформаций, и импульсов минералообразования, наличием перерывов, иногда с проявлениями низкотемпературных изменений и даже выветривания. По-видимому, прямолинейное понятие о «рудных формациях» нуждается в пересмотре. Возникновение эндогенных месторождений сложнее, чем обычное породообразование. Его понимание требует применения комплекса структурных, формационных и иных подходов. Иначе говоря, данная проблема по сути имеет надформационный характер.

Таблица 2. Иерархия и последовательность применения критериев регионального прогноза и поисков эндогенного Au.

1	Выявление основных перспективных структурных узлов (ПСУ) как районов пересечения региональных линеаментных зон и крупных разломных структур, возможно, контролирующих глубинный привнос Au и сопутствующих компонентов.
2	Выделение площадей распространения геологических формаций (и их рядов), указывающих на длительное проявление эндогенных режимов, благоприятных для глубинного транспорта и накопления золота, формирования перерывов и несогласий с уровнями выветривания и проницаемости.
3	Выделение площадей распространения горных пород, геохимически благоприятных для осаждения и концентрации Au из эпигенетических гидротермальных растворов.
4	Выявление площадей развития процессов регионального метасоматизма в форме приразломных метасоматитов различного состава с выделением среди них потенциальных носителей Au оруденения.
5	Установление в разрезах наличия супракрустальных толщ с признаками синхронных с седиментацией эксгальационно-гидротермальных процессов и связанной с ними рудной минерализации.
6	Определение по совокупности признаков площадей для первоочередных работ и выявление среди них участков развития неоднократных складчатых и напряжённых разрывных деформаций с повторяющимися этапами наложенных гидротермально-метасоматических процессов и проявления эндогенной минерализации варьирующего состава с минералогическими и геохимическими признаками глубинного привноса рудного вещества.
7	Применение комплекса поисковых горно-буровых, геофизических и ореольно-геохимических работ для обнаружения и изучения золоторудных проявлений и выбора дальнейшего направления действий.
8	Иметь в виду, что все значимые месторождения золота неповторимы по своим особенностям и чем они крупнее, тем более уникальны. Поэтому прогноз и поиск по принципу полной аналогии неплотодворен.

Список литературы

1. Астафьев Б.Ю., Воинова О.Н., Воинов А.С. и др. Регионально распространённые метасоматиты раннего докембрия Кольского п-ова (современное картографическое обобщение м-ба1:100 000 // Петрография XXI века. Т. 4. Апатиты: Изд-во ГИ КНЦ РАН, 2005. С. 29–31.

2. Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 272 с.
3. Кременецкий А.А., Максимюк А.Е., Юшко А.А. Минералого-геохимические критерии седиментационно-эксталяционного генезиса золотоносных конгломератов Витватерсранда // Разведка и охрана недр. 2006. № 9. С. 1–25.
4. Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2004. 430 с.
5. Предовский А.А. К проблеме основных элементов тектонического развития Земли: какова альтернатива новой глобальной тектоники литосферных плит // Тр. научно-техн. конф. «Наука и образование 2003». Мурманск: МГТУ, 2003. С. 223–227.

GEOLOGICAL FEATURES AND FORECAST OF ENDOGENOUS Au MINERALIZATION ON THE KOLA PENINSULA

**Predovsky A.A., Voytekhovskiy Yu.L., Borisov A.E., Basalaev A.A., Skufjin P.K.
Geological Institute of the Kola Science Centre RAS, Apatity, voyt@geoksc.apatity.ru**

1. Due to the insufficient efficiency of the existing prediction techniques for exploration of endogenous gold, we have analyzed huge volumes of published data. In this presentation we would like to highlight main results of this investigation. The complete research and its findings and results are planned to be published in early 2011 since these seem to have a principal meaning for the region in terms of gold resources.
2. The research was based on the general ideas that present an alternative to the neomobilism and consist in admitting the facts of the existing global long-lived deep-seated lineament (DLZ) system. This system is a crucial part of the thermal and tectonic live of the Earth. It ensures radial transportation of heat-carrying agents and accompanying substances from the Earth's depth to the upper mantle and crust, specifying all the geological processes. This was initially reported by W.H. Hobbs in the beginning of the XX century, afterwards supported by G.F. Makarenko, and now being developed by us. There is a hierarchy of fault structures in the external solid envelope from global DLZ to regional and local systems.
3. The modern publications state that the main source for endogenous gold is deep-seated, or at least mantle-derived. In this connection, we suppose that the governing factor of gold migration from the depth is a DLZ system. Thus, the first step in the regional prediction of gold resources should be taken in studying and analyzing fault structures to sort out crossing of the regional lineaments with large faults as a factor that controls possible upward migration of gold from the depth in the form of promising ore nods. This is exactly what was made for the Kola Peninsula to reveal 19 promising areas.
4. There was a complex of features used to find these promising areas. In addition to the structural ones these include favourable geological settings such as rift and orogenic geological (supracrustal and plutonic) assemblages that indicate regimes of activating upper mantle substance under the influence of DLZ, inflow of deep fluids and solutions, as well as presence of rocks optimal in geochemical properties to settle and accumulate gold.
5. Probable availability of the revealed ore nods was also estimated directly, i.e. the layout of the ore nods was coated independently, or using other methods, with the particular points of endogenous and exogenous gold placer mineralization on the basis of the data collected by the Geological Institute (KSC RAS) and industrial Geological Investigation and Laboratory Centre. The compliance was quite encouraging. Over 80 per cent of all the points hit the contours of the revealed ore nods. There was only one exception noted that points of native gold occurrence fell between ore nods NoNo. 12 and 13 which seems to be wise to unite.
6. Economic endogenous gold-bearing mineralization is mainly associated with various fault-related metasomatic rocks and accompanying veins. Such metasomatic rocks may be barren since these represent products of an independent process of rock formation, or regional fault-related metasomatism. These should be minutely studied in terms of petrology and ontogeny of individual minerals to subdivide them into units and elaborate indicators of gold presence. At present, such investigations have been initiated by our young colleagues from Saint-Petersburg (Astafjev, Yu., Voinova, O.A., et al.). Their attempts should be supported, and we would really appreciate cooperation with them, especially in the context of investigations of the DLZ activity.
7. The prediction and search of endogenous gold is seriously affected by the fact that all large-scale endogenous deposits and gold-bearing fields have a long history of evolution (up to first hundreds of millions of years), and display repeated style and diversity of tectonic deformations and pulses of mineral-forming events, and breaks in such events which can be related with low-temperature modifications and even weathering.
8. All the important deposits of endogenous gold are unique in their features, and often the larger the more specific. That is why the prediction and exploration of gold deposits on the principle of similarity is not applicable here.
9. It seems to us that the definition of ore formations went out of date, and needs to be revised. The formation of endogenous deposits is much more complicated in terms of logistics than common rock formation, and comprehension of this process requires application of structural, compositional, and other approaches when studying mineral genesis issues.

АРХЕЙСКИЙ И ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЙ ЭТАПЫ ЗОЛОТОГО РУДОГЕНЕЗА В ИСТОРИИ КАРЕЛЬСКОГО БЛОКА: ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ТИПЫ, ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ И ПОТЕНЦИАЛЬНАЯ ПРОДУКТИВНОСТЬ

Самсонов А.В.¹, Ларионова Ю.О.¹, Носова А.А.¹, Ручьёв А.М.²

¹ ИГЕМ РАН, Москва, samsonov@igem.ru

² ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

В статье охарактеризованы главные тектоно-магматические циклы формирования раннедокембрийской континентальной коры Карельского блока. Для архейского и палеопротерозойского этапов указаны специфические черты рудогенеза, приведшего к накоплению золота в различных геологических формациях.

В истории формирования раннедокембрийской континентальной коры Карельского блока выделяется несколько крупных тектоно-магматических циклов, каждый из которых обладал своей спецификой золотого рудогенеза [3].

Архейский цикл, ответственный за формирование гранит-зеленокаменных поясов и становление примитивной континентальной коры Карельского блока, согласно тектоническим реконструкциям, был связан с обстановками конвергентных границ плит с присущими для этих обстановок Au-рудными генетическими типами минерализации.

Наиболее ранний и хорошо распознаваемый вулканогенный тип включает Cu-Zn-Pb(Au) колчеданную и рассеянную сульфидную «стратиформную» минерализацию, отвечающую метаморфизованным эксгальционно-осадочным накоплениям рудного вещества. Колчеданы имеют устойчивую пространственную и, вероятно, генетическую связь со средними – кислыми вулканитами базальт-андезит-дацит-риолитовой (БАДР) серии, формирование которых происходило в разновозрастных зеленокаменных поясах всех террейнов Карельской провинции в интервале времени от 2940 до 2750 млн. лет в обстановках океанических островных дуг и активных окраин. Аналогичную возрастную позицию, по-видимому, занимает рассеянная золото-сульфидная минерализация стратиформного типа, поскольку вмещающие эту минерализацию туфогенно-осадочные и хемогенно-осадочные комплексы повсеместно сопряжены с БАДР вулканитами зеленокаменных поясов. Устанавливаемые для этого типа содержания золота составляют от 0.001 до 0.10 г/т, не превышают 1 г/т и не образуют в Карельском блоке промышленно значимых концентраций.

Плутоногенный Cu-Mo(Au) порфиновый тип минерализации связан с поздне-тектоническими диорит-гранодиоритовыми гранитоидами санукитоидной серии, внедрение которых в Карельской провинции происходило в сравнительно узком интервале времени с 2745 до 2705 млн. лет назад. Эти гранитоиды маркируют пост-субдукционный (коллизийный или орогенный) этап формирования архейской коры Карельского блока. Золото в этом типе минерализации является второстепенным элементом, а его низкие содержания (< 1 г/т) и резкая неоднородность распределения в изученных объектах с учётом опыта других кратонов [5] не даёт оснований предполагать связанных с ним промышленно значимых концентраций в Карельском блоке.

Гидротермально-метаморфогенный (мезотермальный) Au-кварц-сульфидный тип минерализации рассматривается рядом исследователей как доминирующий в архейских комплексах Карельской провинции [1, 4] и связывается с заложением крупных сдвиговых зон при распаде неоархейского коллизийного орогена. Согласно реконструкциям, во внутренней части Карельского блока, где ороген был сформирован при закрытии небольшого океанического бассейна, перспективы обнаружения крупных мезотермальных золоторудных объектов невелики [6]. Более перспективным является северо-восточная часть Карельского блока, где корообразующие процессы в мезо- и неоархейское время были связаны с последовательной аккрецией островодужных террейнов, формировавшихся в обширном океаническом бассейне на месте нынешнего Беломорского подвижного пояса. Следует подчеркнуть также, что при оценках перспектив архейской мезотермальной золоторудной минерализации необходимо учитывать тот факт, что многие Au-рудные объекты этого генетического типа, локализованные в архейской раме, были сформированы в палеопротерозойское время [2].

Сформированная к концу неоархея примитивная континентальная кора Карельского блока в начале палеопротерозоя в сумийское время (около 2.45 млрд. лет назад) подверглась воздействию крупного глубинного плюма. Это привело к формированию рифтогенных прогибов, выполненных бимодальными вулканическими толщами и терригенными осадками, и внедрению крупных расслоенных базит-гипербазитовых интрузивов. Для этого этапа повышенные концентрации золота устанавливаются только в магматогенных Cu-Ni сульфидных рудах, связанных с интрузивами.

В середине палеопротерозоя (2.10–1.98 млрд. лет) Карельская провинция представляла стабильный сегмент континентальной коры. В начале этого этапа (ятулийское время) преобладали процессы осадконакопления, в ходе которых архейский кристаллический фундамент Карельского блока и сформированные на нем сумийские рифтогенные структуры были перекрыты эпиплатформенным чехлом. К концу этапа в людиковийское время Карельский блок попал в зону влияния мантийного плюма. Это привело к формированию в вулканогенных толщ и дайковых роев базальтов, которые по составам являются аналогами базальтов трапповых провинций фанерозоя. На этом этапе устанавливается несколько сингенетических типов золоторудной минерализации, связанной с терригенно-осадочными толщами (золотоносные конгломераты), чёрносланцевыми толщами и Ti-Fe-V(Au) оксидными и Cu-Ni(Au) сульфидными залежами, связанными с долеритовыми силлами.

В итоге эндогенная активность среднего палеопротерозоя привела к расколу континентальной коры около 1.98 млрд. лет назад юго-восточной части Балтийского щита и переходу от тектоники внутриплитных обстановок к обстановкам конвергентных границ плит, ареной которых служили два океанических бассейна, Лапландско-Кольский и Свекофеннский, окаймлявшие Карельский блок с северо-востока и юго-запада.

Конец палеопротерозоя (1.97–1.70 млрд. лет) знаменовался субдукционными и коллизионными процессами в океанических бассейнах, завершение которых привело к формированию крупного раннедокембрийского корового сегмента. Магматические продукты субдукционной и коллизионной стадий этого этапа имеют ограниченное распространение в Карельском блоке, будучи локализованными вдоль его западного края в Свеко-Карельской зоне. Закрытие океанов и последующие процессы распада двух крупных коллизионных орогенов (Свекофеннского и Лапландско-Кольского) привели к значительной структурно-тектонической переработке зажатого между этими орогенами Карельского эпиплатформенного блока. В ходе этой переработки Карельский блок был исполосован системой крупных тектонических зон, которые рассекают и архейские, и палеопротерозойские комплексы, включая эпиплатформенные осадки и траппы Онежской структуры.

С этим этапом связана эпигенетическая золоторудная минерализация мезотермального типа, которая повсеместно фиксируется на всей территории Карельского блока и представлена в виде рудопроявлений в архейских комплексах, сумийских вулканогено-осадочных структурах, а также многочисленными рудопроявлениями и небольшими месторождениями среди лудиковийских вулканогенно-осадочных толщ Онежской структуры. Время формирования этих рудных объектов, по геологическим данным – конец палеопротерозоя, по результатам изотопного датирования оценивается возрастными около 1.7 млрд. лет назад на всей территории Карельского блока. Рудогенерирующий потенциал этого тектоно-метаморфического мезотермального этапа, вероятно, был резко ограничен, поскольку процесс происходил в условиях уже полностью консолидированной и в значительной мере остывшей и дегидратированной коры. Связанная с этим этапом мезотермальная Au-рудная минерализация в архейских и палеопротерозойских комплексах, вероятно, образовалась при ремобилизации ранее образованных золоторудных концентраций, на что указывают данные о полиэтапности золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карельского блока.

Работы поддержаны Программой 23 Президиума РАН, РФФИ ОФИ-М № 09-05-12037 и ФЦП «Научные и научно-педагогические кадры инновационной России», № 02.740.11.0021.

Список литературы

1. Геология и полезные ископаемые России. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России // Б.В. Петров и В.П. Криков (ред.). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 522 с.
2. Ларионова Ю.О. Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии // Автореф. дисс. уч. ст. к.г.-м.н. М., 2008. 29 с.
3. Михайлов В.П., Леонтьев А.Г., Голованов Ю.Б. и др. Минерально-сырьевая база республики Карелия. Кн. 1. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.
4. Eilu P., Sorjonen-Ward P., Nurmi P. et al. A review of gold mineralization styles in Finland // *Econ. Geol.* 2003. V 98. P 1329–1353.
5. Herrington R.J., Evans D.M., Buchanan D.L. Greenstone belts: Metallogenic aspects // *Greenstone belts*. Eds M. J. DeWit, L.D. Ashwal. Oxford: Clarendon Press, 1997. P 176–220.
6. Kerrich R., Goldfarb R., Groves D. et al. The characteristics, origin and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces // *Sci. in China. Ser. D.* 2000. P 1–66.

ARCHAEOAN AND PALAEOPROTEROZOIC STAGES OF Au OCCURRENCES IN THE HISTORY OF THE KARELIAN BLOCK: GENETIC TYPES, TECTONIC SETTINGS AND POTENTIAL PRODUCTIVITY

Samsonov A.V.¹, Larionova Yu.O.¹, Nosova A.A.¹, Ruchiyov A.M.²

¹ IREM RAS, Moscow, samsonov@igem.ru, ² IG KarSC RAS, Petrozavodsk

The history of the Early Precambrian continental crust of the Karelian block includes a few large tectono-magmatic cycles, each of which possessed its specific nature of gold ore genesis.

The Archaean cycle responsible for the formation of granite-greenstone belt and evolution of primitive continental crust of the Karelian block was, in accordance with tectonic reconstruction, related with the settings of convergent plate margins with inherent Au ore genetic types.

The earliest and best detectable volcanogenic type includes Cu-Zn-Pb(Au) sulphide disseminated stratiform mineralization that corresponds to metamorphosed exhalation-sedimentary accumulation of ore substance. It has a constant spatial and, possibly, genetic relationship with intermediate and acid volcanics of the basalt-andesite-dacite-rhyolite (BADR) series formed in greenstone belts of different age in the Karelian province 2940 to 2750 Ma under the conditions of oceanic island arcs and active margins. The same position in terms of time seemingly is occupied by the disseminated gold-sulphide stratiform mineralization since it is encompassed by tufogene-sedimentary and chemogenic-sedimentary complexes that associate with BADR volcanics of the greenstone belts. Gold content varies from 0.001 to 0.10 ppm, and does not exceed 1 ppm.

Plutogenic Cu-Mo(Au) porphyry type of mineralization associates with late-tectonic diorite-granodiorite granitoids of sanukitoid series that intruded into the Karelian province 2745 to 2705 million years ago. These granitoids mark post-subduction (collision or orogenic) stage of the Archaean crust formation in the Karelian block. Gold in this mineralization type is a secondary element, and its low content (<1 ppm) along with sharp heterogeneity of distribution hardly implies their economic significance.

Hydrothermal-metamorphogenous (mesothermal) Au-quartz-sulphide type of mineralization is considered to prevail in the Archaean complexes of the Karelian province and is related with the initiation of large fault zones in the course of the Neoarchaean collision orogen break-up. In accordance with reconstructions in the internal part of the Karelian block where the orogen formed when closing a small oceanic basin large mesothermal gold potential is quite low. The north-eastern part of the Karelian block is more promising where crust-forming processes in the Meso- and Neoarchaean was tightly related with subsequent accretion of island arc terrains formed in a wide oceanic basin at the place of present Belomorian mobile belt. It should be noted that when estimating the potential of the Archaean mesothermal gold mineralization it is important that many Au mineralized complexes of this genetic type locate in the Archaean frame and formed in the Palaeoproterozoic time.

The primitive continental crust of the Karelian block that formed towards the end of the Neoarchaean underwent influence of a large deep-seated plume in the Sumi (Early Palaeoproterozoic; 2.45 Ga ago). It resulted in formation of riftogene depressions filled with bimodal volcanic rocks and terrigenous sediments, and in emplacement of large layered mafic-ultramafic intrusions. For this stage, enhanced concentrations of gold tend only to the magmatogene Cu-Ni intrusion-related sulphide ores.

In the Middle Palaeoproterozoic (2.10–1.98 Ga) the Karelian province represented a stable segment of the continental crust. At the beginning of this stage (Jatuli) sedimentation processes prevailed to cover the Archaean crystalline basement of the Karelian block and Sumi riftogene structures with a epiplatform rocks. In the Ludi the Karelian block was influenced by a mantle plume activity. It resulted in formation of volcanic rocks and basalt dike swarms which are similar to the Phanerozoic basalts of the trap provinces in terms of composition. At this stage there were a few syngenetic types of gold mineralization related to the terrigenous-sedimentary rocks (gold-bearing conglomerates), black schists and Ti-Fe-V(Au) oxide and Cu-Ni(Au) sulphide ores associated with dolerite sills.

The endogenous activity of the Middle Palaeoproterozoic resulted in a break-up of the continental crust about 1.98 billion years ago in the south-eastern part of the Baltic Shield, and to the transition from tectonics of intraplate settings to the settings of convergent plate borders with the background represented by two oceanic basins (Lapland-Kola and Svecofennian) which framed the Karelian block from north-east to south-west.

The Palaeoproterozoic (1.97–1.70 Ga) finished to be marked up with subduction and collision processes in the oceanic basins which resulted in a large Early Precambrian crustal segment. Igneous subduction and collision stage derivatives were limitedly distributed in the Karelian block, being located along the western margin in the Sveco-Karelian zone. Ocean closing and subsequent break-up processes of two collision orogens (Svecofennian and Lapland-Kola) resulted in significant structural and tectonic processing of the sandwiched Karelian epiplatform block. In the course of this processing the Karelian block was cut-to-ribbons by a system of large shear zones which cleaved both Archaean and Palaeoproterozoic complexes, including epiplatform sediments and traps of the Onega structure.

This stage is related with epigenetic mesothermal type gold mineralization which is all around recorded on the whole territory of the Karelian block, and represented in the form of ore prospects in the Archaean complexes, in the Sumi volcano-sedimentary structure, as well as multiple ore prospects and small deposits among Ludi volcano-sedimentary rocks of the Onega structure. In accordance with geological data, ore formation took place at the end of the Palaeoproterozoic (ca. 1.7 Ga, isotope dating). The ore generating potential of this tectono-metamorphic mesothermal stage was sharply limited since the process took place under the conditions of the completely consolidated and mostly cooled and degraded crust. The associated mesothermal Au mineralization in the Archaean and Palaeoproterozoic complexes probably were generated in the course of remobilization of the earlier formed gold concentrations. This is indicated by the data on the polystage style of ore mineralization in the Archaean and Palaeoproterozoic complexes of the Karelian block.

References

1. Геология и полезные ископаемые России. Т. 1. Запад России и Урал. Кн. 1. Запад России // Б.В. Петров и В.П. Криков (ред.). СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2006. 522 с.
2. Ларионова Ю.О. Изотопная геохимия и геохронология золоторудной минерализации в архейских и палеопротерозойских комплексах Карелии // Автореф. дисс. уч. ст. к.г.-м.н. М., 2008. 29 с.
3. Михайлов В.П., Леонтьев А.Г., Голованов Ю.Б. и др. Минерально-сырьевая база республики Карелия. Кн. 1. Петрозаводск: Карелия, 2005. 280 с.
4. Eilu P., Sorjonen-Ward P., Nurmi P. et al. A review of gold mineralization styles in Finland // *Econ. Geol.* 2003. V 98. P 1329–1353.
5. Herrington R.J., Evans D.M., Buchanan D.L. Greenstone belts: Metallogenic aspects // *Greenstone belts*. Eds M. J. DeWit, L.D. Ashwal. Oxford: Clarendon Press, 1997. P 176–220.
6. Kerrich R., Goldfarb R., Groves D. et al. The characteristics, origin and geodynamic settings of supergiant gold metallogenic provinces // *Sci. in China. Ser. D.* 2000. P 1–66.

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ДОКЕМБРИЙСКОГО ЩИТА

Сафонов Ю.Г.

ИГЕМ РАН, Москва, safonov@igem.ru

В статье рассмотрены общие геотектонические закономерности распространения месторождений золота; систематика геолого-генетических типов – рудных формаций месторождений золота со специальным анализом понятия «орогенные месторождения»; возраст представительных месторождений, основные эпохи, цикличность их образования, основные тренды в эволюции процессов рудообразования; Р-Т-параметры развития рудообразующих систем месторождений золота с акцентом на специфике докембрийских месторождений. На этом фоне дана положительная оценка перспектив золотоносности Карело-Кольского региона.

Оценка причин известной ограниченной золотоносности Фенноскандии, особенно Карело-Кольского региона, зависит как от разработанности общих проблем металлогении золота, так и от уровня знания о соотношениях общих и частных закономерностей развития процессов рудообразования в разномасштабных золотоносных металлогенических доменах, в соответствии с современным развитием геодинамики, геотектоники, геохимии. Представления о докембрийской металлогении золота в основном складывались на основе размещения и условий образования золоторудных месторождений Канадского и Австралийского щитов, а также Каапвальского кратона с уникальным Витватерсрандом. Значительно меньшее внимание уделялось исследованиям Дарварского кратона (Ю. Индия – месторождение Колар и др.) и кратонам Ю. Америки, Западной Африки и других провинций.

К настоящему времени информация по закономерностям образования и размещения месторождений в докембрийских доменах сильно выросла и продолжает возрастать, особенно по протерозойским провинциям. Эта информация заставляет принимать известные генетические концепции о металлогенической специализации определенных геодинамических режимов, геотектонических обстановок как правомерные гипотезы, находящиеся в стадии разработки. Такие гипотезы построены на основе современных представлений о тектонике плит, плюм-тектонике, рифтогенезе, геодинамике бассейнов, областей-провинций вулканизма и интрузивного магматизма с естественными их сочетаниями и различными степенями автономии.

Общими проблемами для всех известных теоретических построений в металлогении золота, а соответственно, и в общей металлогении, являются время и условия проявления процессов концентрации золота, обуславливающие металлогеническую специализацию определенных геоструктур и обстановок, вплоть до локализации золоторудных и комплексных золотосодержащих месторождений. Изложенные исходные положения базируются на обширных опубликованных данных и результатах исследований автора. В докладе показаны:

- общие геотектонические закономерности распространения месторождений золота;
- систематика геолого-генетических типов – рудных формаций месторождений золота со специальным анализом понятия «орогенные месторождения»;
- возраст представительных месторождений, основные эпохи, цикличность их образования, основные тренды в эволюции процессов рудообразования;
- Р-Т-параметры развития рудообразующих систем месторождений золота с основным вниманием к специфике докембрийских месторождений.

В качестве характерных примеров месторождений различного возраста и иллюстрации определённых закономерностей их образования приведены данные по месторождениям: бассейна Витватерсранд (ЮАР), пояса Абитиби (Канада), Калгурли (Австралия), Колар, Хатти (Индия), Эль-Кальяо, Ля Камора (Венесуэла), Хоумстейк (США), Олимпик Дэм (Австралия). Эти месторождения относятся к позднеархейской и раннепротерозойской металлогеническим эпохам, проявленным в разномасштабных зеленокаменных поясах. Проблема мезоархейских золоторудных месторождений – источников «россыпного» золота Витватерсранда остаётся одной из наиболее острых в металлогении золота. Проблема «редуцированной» золотоносности верхнепротерозойских доменов, благодаря открытиям в северной Австралии, в северо-восточной Африке и в поясе байкалит Южной Сибири, находится в стадии активной разработки.

Выводы об общих закономерностях образования месторождений золота и о специфике докембрийских месторождений базируются в основном на данных по крупным-сверхкрупным месторождениям. Это не противоречит практике детального изучения мелких-средних месторождений и рудопроявлений. Без таких исследований невозможна их оценка как составляющих крупных месторождений, как спутников последних или как производных малопродуктивных автономных одинарных рудообразующих систем. Трудности разграничения таких объ-

ектов при практически обязательной региональной специфике однотипных металлогенических доменов и рудных полей, месторождений, заключаются, в основном, в выборе эталонных моделей и конкретных месторождений-эталонов. Такие трудности свойственны прогнозированию и оценке объектов Карело-Кольского региона, в пределах которого установленные золоторудные проявления и мелкие-средние месторождения связаны с позднеархейской и раннепротерозойской металлогеническими эпохами.

Данные по «золотоносным конгломератам», представленным в Карельской субпровинции, крайне ограничены. Золотоносные архейские зеленокаменные пояса представлены в обеих субпровинциях.

В Кольской субпровинции при общем минералого-геохимическом многообразии золоторудных проявлений только некоторые из них характеризуются минералого-геохимическими признаками, свойственными типоморфным месторождениям зеленокаменных поясов. Б.В. Гавриленко, изучавший эти проявления и общую золотоносность Кольского п-ова, выделяет здесь следующие формационные типы золотого оруденения: 1) золотоносные вторичные кварциты, 2) золотоносные колчеданные руды, 3) золото-сульфидные штокверки и зоны метасоматитов, 4) золото-(сульфидно)-кварцевые жилы, включая карбонат-кварцевые и кварц-альбитовые. Золотоносными являются и магматические медно-никелевые и хромитовые месторождения региона, в которых золото ассоциируется с металлами платиновой группы либо не имеет таких связей. Известно золото и в апатит-магнетитовых, титано-магнетитовых месторождениях. По совокупности данных наиболее перспективными из этих позднеархейских проявлений представляются Пеллапахк, Оленинское, Няльм-1, 2 в зоне Колмозеро-Воронья, относящиеся к различным указанным типам, но в целом образующие рудный район, контролируемый региональной тектонической зоной. Золото-сульфидная, в основном арсенопирит-пиритовая, минерализация здесь локализуется в линейных и площадных штокверках среди метавулканитов (Оленинское, Няльм-2), метатерригенных пород (Пеллапахк) и диоритов (Няльм-1), в изменённых кварцевых порфирах. По геологической позиции золотого оруденения различных структурно-морфологических типов, их совмещению в пределах крупной рудоносной зоны интенсивных сколовых деформаций, этот район сходен с районом Тимминс (Поркьюпайн, Канада). Примечательно сонахождение в пределах последнего основного – собственно золотого оруденения (золото-кварцевого, золото-сульфидно-кварцевого) и подчинённого – золотоносного медно-порфирового, как и в зоне Колмозеро-Воронья. Но интенсивность развития продуктивной золоторудной минерализации в канадских крупных-сверхкрупных месторождениях, выраженная как в степени минерализованности рудовмещающих блоков пород – зон скальвания, так и в их площадном распространении, значительно большая. Развитие золотоносной медно-порфировой минерализации, одновозрастной с основной золоторудной, может рассматриваться как признак малого эрозионного среза последнего, что увязывается и со значительным вертикальным диапазоном его распространения (> 1 км). Исходя из этих позиций, эрозионный срез рудоносной зоны Колмозеро-Воронья также можно оценивать как ограниченный, а относительно слабое выражение рудоносных зон скальвания и «бедность» минерализации объяснять их формированием в верхней части рудообразующей системы, характеризующейся рассредоточенной золоторудной минерализацией. Зоны выклинивания крутопадающих рудоносных тектонических зон, как показывает практика освоения глубоко вскрытых месторождений (Колар, те же канадские месторождения), представлены чётко выраженными рудоконтролирующими тектоническими нарушениями с ограниченными по мощности зонами минерализованных деформированных пород при преимущественном развитии жильных минералов (кварц, карбонат, биотит, полевые шпаты) и рассеянной сульфидной минерализации. На отдельных интервалах здесь устанавливаются мелкие скопления, гнезда рудных минералов, содержащие золото.

Оценка степени эрозионного среза рудоносных территорий, естественно, проводится не только по приведённым признакам, а включает их совокупность – применительно к конкретным объектам – по данным геохимических, геофизических и других исследований. Известна определённая специфика оценки глубинности рудопоявлений золота в зеленокаменных поясах трогового типа. Её необходимо дополнить в части минералого-геохимических индикаторов. Рядом авторов показано и подтверждается нашими исследованиями – для крупных месторождений золота, располагающихся в подобных геологических условиях, характерна вертикальная зональность рудной и жильной минерализации. Более контрастно она проявляется в месторождениях с оруденением жильного типа, в пределах которых с глубиной изменяются рудные и жильные минеральные ассоциации, уровень содержания золота, текстуры руд, структура и свойства основного жильного минерала – кварца и т.д. Подчёркнём лишь два обстоятельства. Обычно вертикальная зональность анализируется исходя из векторной модели, т.е. при восприятии сечения рудоносного контура в виде усечённого конуса. Выше, на примере месторождения Хоумстейк, было показано, что конкретные рудоносные зоны характеризуются ромбическими сечениями, отвечающими рудообразующим системам центрального типа с ориентацией длинной оси по склонению зон. При этом «центроиды» (области наиболее интенсивного развития золотого оруденения) в различных зонах месторождения располагаются на различных гипсометрических уровнях (при относительном «смещении» в сотни метров), а их

сечения асимметричны. Минералого-геохимическая зональность при этом проявляется аналогичным образом в пределах каждой зоны, что, естественно, не позволяет пользоваться данными по одному сечению для оценки эрозионного среза месторождения. Другим неоднозначным признаком проявления зональности оруденения является установление «эпитермальной» рудной минерализации в проявлениях мезо-, гипотермального золотого руденения в зеленокаменных поясах. «Эпитермальная» золоторудная минерализация, выявленная на рудопроявлении Олень, рассматривается нами как положительный признак возможного нахождения значительных золоторудных концентраций в зоне Колмозеро-Воронья, в совокупности с другими такими признаками, включая приуроченность к тектонической зоне глубинного заложения. Этим не исчерпываются площади перспективные на обнаружение крупных месторождений золота в Кольской субпровинции, но изученность их, в частности, в юго-восточной части провинции, недостаточна для более определённых оценок.

На территории Карелии при многочисленности находок золоторудных проявлений в архейских поясах выявлено 4 месторождения с прогнозными ресурсами до 10–15 т золота, в протерозойских – 3, аналогичных по параметрам. Следует отметить, что время образования позднеархейских месторождений отвечает периоду массового образования крупных золоторудных месторождений в основных золотоносных кратонах мира (2.8–2.7–2.5 млрд. лет). Карельские зеленокаменные пояса этого периода заметно отличаются от канадских, западноавстралийских значительной ролью кислых-средних магматитов на разных стадиях их становления, что увязывается с развитием в Карельской субпровинции колчеданно-полиметаллических руд, а также Cu-W-Mo минерализации, с которыми часто ассоциирует и золото. Собственно золоторудные месторождения относятся к золото-кварцевым жильным и золото-сульфидным (пирит, арсенопирит) с прожилково-вкрапленным распределением минерализации. Подобные структурно-морфологические типы золотого оруденения представлены и в раннепротерозойских поясах, отличаясь в целом более значительной ролью мышьяка, меди в их составе. Наряду с ними были образованы и комплексные руды – биметалльные Au-U и многометалльные (U, V, МПГ, Au, Mo). Геохимическое многообразие золотоносных проявлений Карелии, данные по их геологической позиции позволяют классифицировать выявленные месторождения и рудопроявления золота как относящиеся к различным геолого-генетическим типам: 1) ассоциированным с интрузивами (Таловейс, Пайозеро); 2) связанным с глубинными базальтоидными флюидно-магматическими системами (Майское, Пякюля); 3) полигенным. К последним относится Южно-Костомукшское рудопроявление, локализованное в Костомукшском рудном районе, в южной части одноимённого железорудного месторождения (по данным карельских исследователей). Это рудопроявление представлено протяжённой зоной тектонических нарушений, содержащей золоторудные тела с прожилково-вкрапленной золото-сульфидной минерализацией. Зона локализована в позднеархейских метатерригенных породах, представленных железистыми кварцитами, слюдястыми и углеродистыми сланцами, полимиктовыми конгломератами. Сульфидная (арсенопирит, пирротин, пирит, реже встречающиеся леллингит, халькопирит) вкрапленность и мелкие сульфидно-кварцевые прожилки развиваются по тонкополосчатым магнетитовым кварцитам и сланцам, подвергшимся окварцеванию, эпидотизации, альбитизации, калишпатизации. Золото ассоциируется в основном с арсенопиритом.

Золоторудная минерализация в Южно-Костомукшской зоне, как и на других рудопроявлениях района, связывается с двумя этапами, соотносящимися с проявлениями гранитного (2.75 млрд. лет) и габбро-долеритового (2.56–2.45 млрд. лет) магматизма, а также с метаморфическим преобразованием пород, мобилизацией рассеянного золота. Следует отметить заметное отличие рудопроявления от известных крупных месторождений в зеленокаменных поясах, в т. ч. от размещающихся в породах железистой формации, по условиям локализации заключающимся в приуроченности рудной минерализации к отдельной зоне трещиноватости, а не к системе зон скальвания-рассланцевания, типичных для масштабных золоторудных концентраций. На площади рудопроявления слабо проявлена карбонатизация, не выявлены признаки участия в рудообразовании глубинных флюидов. Возможно, это объясняется недостаточным вскрытием месторождения и его ограниченной изученностью, что относится и к подавляющему большинству золоторудных проявлений в пределах Карело-Кольской субпровинции. В Карелии особый интерес вызывают среднепротерозойские месторождения золото-кварцевого жильного типа. Наиболее изученным среди них является месторождение Майское, расположенное в краевой восточной зоне центрального сектора Лапландско-Карельского зеленокаменного пояса. Золоторудные ассоциации, околорудные метасоматиты этого мелкого месторождения наиболее близки к таковым месторождения Колар, отличаясь малой мощностью и слабой выражённостью рудоконтролирующих зон скальвания. Возможно, здесь представлена верхняя часть скрытой на глубине значительной золоторудной зоны.

ISSUES OF THE PRECAMBRIAN Au METALLOGENY

Safonov Yu.G.

IGEM RAS, Moscow, safonov@igem.ru

The presentation deals with the following:

- general geotectonic rules of gold distribution;
- systematics of geological and genetic types gold deposits with a specific analysis of the definition «orogenic deposits»;
- age of representative deposits, principal epochs, cyclicity of formation, main trends in evolution of ore formation;
- P-T parameters of gold ore-forming evolution, paying attention to the specific feature of Precambrian deposits.

Typical examples of deposits with different ages are as follows: Witwatersrand (SAR), Abitibo belts (Canada), Kalgurli (Australia), Kolar, Hatti (India), El-Kalyao, La Camora (Venezuela), Homestead (USA), Olympic Dam (Australia). These deposits belong to the Late Archaean and Early Proterozoic metallogenic epochs manifested in greenstone belts. The issue of the mesoarchaean gold deposits (placer gold of Witwatersrand) remains one of the most acute in metallogeny of gold. The issue of reduced gold content of the Upper Proterozoic domains is being actively studied due to discoveries in Northern Australia, NE Africa, and Southern Siberia. Data on gold-bearing conglomerates represented in Karelia are quite scarce.

On the Kola Peninsula there are the following formational types of gold mineralization: 1) gold-bearing secondary quartzites, 2) gold-bearing sulphide ore, 3) gold-sulphide stockworks and metasomatic zones, 4) gold-(sulphide)-quartz veins including carbonate-quartz and quartz albite varieties. Igneous Cu-Ni and chromite deposits are also gold-bearing. Gold is known in apatite-magnetite, and Ti-magnetite deposits. The Late Archaean Pellapakhk, Oleninskoe, Nyalm-1,2 in the Kolmozero-Voronya belt are most promising. Gold-sulphide mineralization locates in the linear and areal stockworks of the metavolcanic rocks (Oleninskoe, Nyalm-2), metamorphic terrigenous rocks (Pellapakhk), and diorites (Nyalm-1), in the altered quartz porphyry. These are similar to the Timmins region (Pork'yupain, Canada). The erosion shear of the Kolmozero-Voronya ore-bearing zone can be estimated as limited; and relatively slight manifestation of ore-bearing shear zones, and poverty of mineralization is explained by their formation in the upper part of the ore-forming system with dispersed gold mineralization.

Trough-type greenstone belts are characterized by vertical zoning of ore and veined mineralization. It is more contrast in veined deposits where ore and veined mineral assemblages, gold content, ore textures, structure, and properties of quartz. Another ambiguous feature of mineral zoning lies in finding of epithermal ore mineralization in the prospects of meso-, and hypothermal gold mineralization in greenstone belts. This is seen in the Olenye ore prospect, and indicates a possibility of finding significant gold concentrations in the Kolmozero-Voronya in conjunction with other signs including its association with deep tectonic zone.

In Karelia there are 4 Archaean deposits with predicted resources of up to 10–15 t Au, and 3 t in the Proterozoic complexes. The Late Archaean greenstone belts of Karelia strongly differ from Canadian, West-Australian deposits in a significant role of acid and intermediate magmatic rocks at the stages of their evolution that is linked to the development of sulphide-polymetallic ores of the Karelian subprovince, and with Cu-W-Mo mineralization to which gold is related. Proper gold deposits belong to Au-quartz veined and Au-sulphide (pyrite, arsenopyrite) with veinlet-disseminated ore distribution. Geochemical variety and geological settings of gold occurrences in Karelia allow classifying revealed gold deposits and prospects that are ascribed to different geological and genetic types: 1) intrusion-related (Taloveis, Paioero); 2) deep basaltic fluid-magmatic related (Mayskoe, Pyakyulya); 3) polygenous types (South-Kostomuksha). This prospect is represented by an elongated shear zone with gold-sulphide veinlets and dissemination. The zone is located in the Late Archaean metamorphosed terrigenous rocks (Fe-quartzite, micaceous and carboniferous schists, polymict conglomerates). Sulphide dissemination and fine sulphide-quartz veinlets develop after thinly-banded magnetite quartzites and schists underwent to alteration. Gold associates mainly with arsenopyrite.

Gold mineralization in the South-Kostomuksha zone is related to two stages associated with granite (2.75 Ga) and gabbro-dolerite (2.56–2.45 Ga) magmatism, and metamorphic rock alteration, and dispersed gold mobilization. Carbonatization is slightly manifested in the prospect, but no deep fluids were proven to contribute to the ore-forming process. It can be explained by insufficient penetration of the deposit and poor level of knowledge. In the Karelia Middle Proterozoic gold-quartz veined type deposits are of specific interest (e.g. Mayskoe located in the very east of the Lapland-Karelian greenstone belt). Gold assemblages, near-ore metasomatic rocks of this deposit are closer to those of the Kolar deposit with only differences in minor thickness and slight manifestation of ore controlling shear zones. It seems that here is the upper part of the deep-seated significant gold ore.

ОЦЕНКА ПЕРСПЕКТИВ КАРЕЛО-КОЛЬСКОГО РЕГИОНА НА ЭНДОГЕННОЕ БЛАГОРОДНОМЕТАЛЬНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ПО ГЕОХИМИЧЕСКИМ ДАННЫМ

Соколов С.В., Шевченко С.С., Беляев Г.М., Макарова Ю.В., Ладыгина М.Ю.,
Юрченко Ю.Ю., Марченко А.Г., Арестов Ю.А., Савичева О.А.
ФГУП «ВСЕГЕИ», Санкт-Петербург,
Sergey_Sokolov@vsegei.ru

Составлена принципиально новая прогнозно-геохимическая карта масштаба 1:1 000 000 на территорию Карело-Кольского региона (листы Q-35, 36, 37, R-35, 36, 37). При её составлении использовались элементы технологии нового эффективного метода поисков на закрытых и полузакрытых территориях – метода анализа сверхтонкой фракции (МАСФ) и прецизионные аналитические данные (ICP OES, ICP MS), обеспечивающие получение значимых содержаний таких важных для металлогении региона рудных элементов, как Au, Pt, Pd, Ag, Sb, As, Bi, Te и др. Разработана схема структурно-геохимического районирования территории, уточнены границы известных минерагенических зон, выделены 43 аномальных геохимических узла. Последние дифференцированы по рудноформационной принадлежности (Au, Pt, Pd, Cu, Ni, Mo, U, Sn, Cr, Ti) предполагаемых коренных рудных источников и по масштабу ожидаемой рудной благороднометалльной и медно-никелевой минерализации.

A principally new forecast-geochemical map of the Karelia-Kola region (Q-35, 36, 37, R-35, 36, 37), scale 1:1 000 000, has been compiled. At the stage of its preparation a novel effective method of prospecting on private areas and those of restricted admission has been partially applied. It is a method of analysis of the hyperfine fraction (MASF) and high precision analytical data (ICP OES, ICP MS) providing a considerable content of such important in terms of the regional metallogeny ore elements as Au, Pt, Pd, Ag, Sb, As, Bi, Te, etc. A scheme of structural-geochemical zoning of the territory has been elaborated. Boundaries of known mineragenic zones have been identified in much detail. 43 anomalous geochemical sites have been defined. The latter are differentiated according to the ore affiliation and formations (Au, Pt, Pd, Cu, Ni, Mo, U, Sn, Cr, Ti) of prospective indigenous ore sources and extent of expected ore noble- and copper-nickel mineralization.

С 1991 по 1994 гг. и с 1999 по 2001 гг. в Карело-Кольском регионе (ККР) на площади листов Q-35, 36, R-35, 36 ФГУП «ВСЕГЕИ» и ФГУП «ИМГРЭ» проведено многоцелевое геохимическое картирование масштаба 1:1 000 000 (МГХК-1000) с плотностью 1 пункт пробоотбора на 100 км² с опробованием различных компонентов природной среды – коренных пород, почв горизонтов «А₀» и «С», донных осадков речной сети и ягеля. Близко по времени в пределах Мурманской обл. был осуществлён Международный эколого-геохимический проект (МП) с сопряжённым опробованием нескольких горизонтов почв, поверхностных вод и мхов с плотностью 1 пункт на 300 км². При несомненно высокой научной и практической значимости полученных результатов оба указанных проекта имели общий существенный недостаток: неудовлетворительный порог обнаружения в пробах Au, As, Sb, Bi, отчасти Ag при полном отсутствии данных о распределении содержаний элементов платиновой группы (ЭПГ). Надёжность прогнозно-поисковых построений снижалась и тем, что технология МГХК нацелена на выявление открытых (механических) вторичных ореолов и потоков рассеяния, которые в условиях широкого развития на территории водно-ледниковых отложений повышенной мощности резко ослаблены.

Для оценки перспектив ККР на благороднометалльное оруденение авторами были использованы дубликаты проб МГХК и МП, обработанные по методу анализа сверхтонкой фракции (МАСФ). Он разработан во ВСЕГЕИ (патент № 2330259 от 27.07.2008) и представляет собой инновационную технологию геохимических поисков месторождений, перекрытых рыхлыми отложениями повышенной мощности.

Суть метода анализа сверхтонкой фракции заключается в выделении из проб рыхлых отложений сверхтонкой фракции с последующим переводом в раствор сорбционно-солевых форм нахождения элементов и анализом их количественными методами (ICP OES, ICP MS и др.).

Камеральная обработка аналитических данных включала следующие основные операции:

- оценка параметров местного геохимического фона и определение минимально аномальных содержаний;
- выделение геохимических аномалий;
- геометризация аномальных геохимических полей (АГХП) рангов минерагенической зоны ($n \times 10^4$ км²) и рудного узла ($n \times 10^2$ км²);
- оценка формационной принадлежности и минерагенического потенциала прогнозируемых рудных объектов;
- составление прогнозно-геохимической карты.

Геометризация АГХП применительно к масштабу 1:1 000 000 была ориентирована на выделение структурно-геохимических зон (СГХЗ) и аномальных геохимических узлов (АГХУ). СГХЗ как геохимические эквиваленты минерагенических зон ($n \times 10^4$ км²) выделялись в обобщённом контуре мозаично расположенных ореолов рудных элементов, оконтуренных по первой градации аномальных содержаний (минимально-аномальное содержание) и приуроченных к выделяемым предшественникам или предполагаемым по геохимическим данным конкретным структурно-формационным зонам. АГХУ как геохимические эквиваленты рудных узлов ($n \times 10^2$ км²) выделялись в обобщённом контуре пространственно совмещённых контрастных ореолов рудных элементов, оконтуренных по второй-третьей градациям аномальных содержаний, приуроченных к конкретным геохимически специализиро-

ваным геологическим образованиям или предположительно рудоконтролирующим тектоническим структурам. В результате геометризации АГХП выделено 6 СГХЗ, а в их контурах – 43 АГХУ (рис.).

АГХУ с учётом геохимических данных дифференцированы по формационной принадлежности предпо-

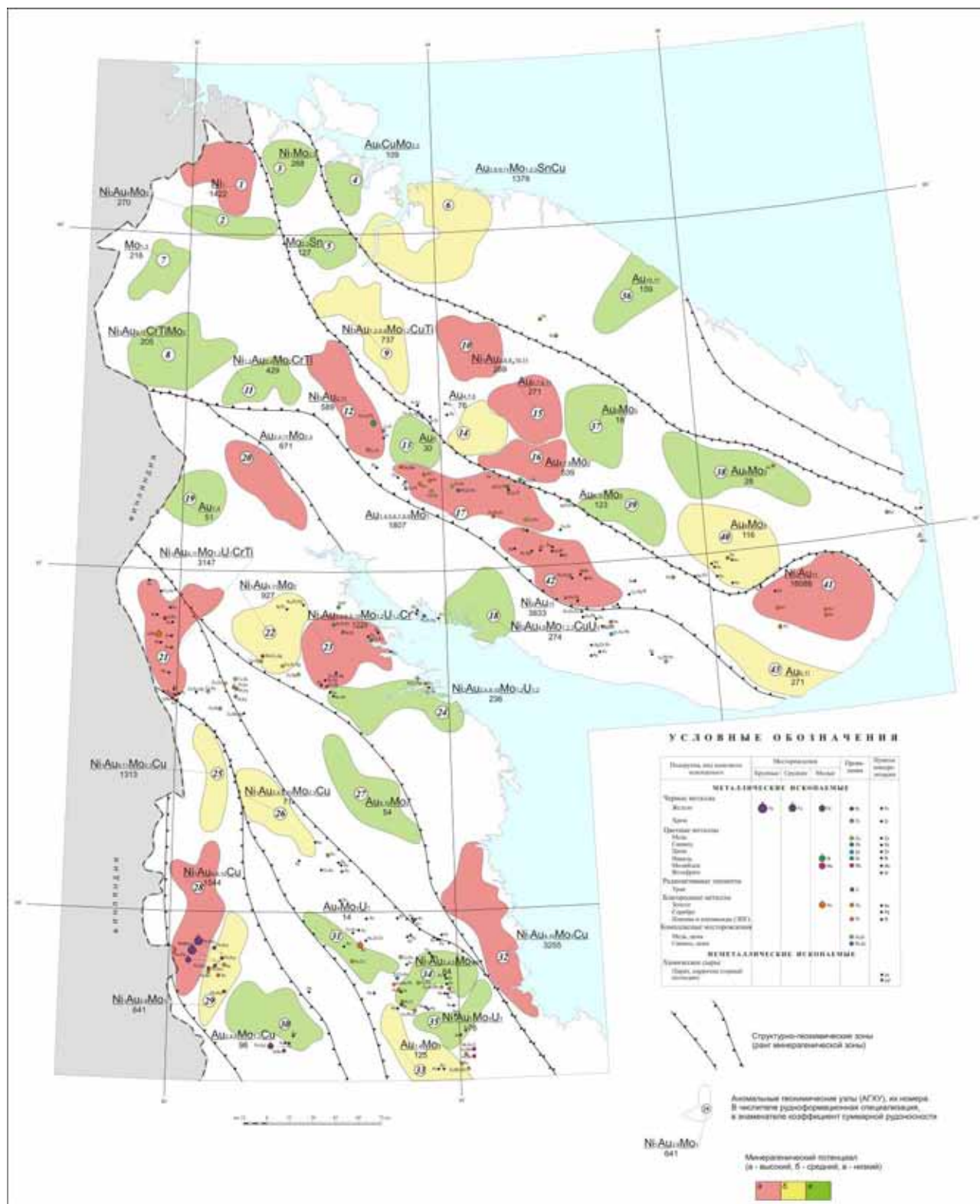


Рис. Прогнозно-геохимическая карта Карело-Кольского региона.

лагаемых коренных рудных объектов, типоморфных для ККР металлических полезных ископаемых (Au, Pt, Pd, Cu, Ni, Mo, U и др.), и по прогнозируемому масштабу рудной минерализации (минерагеническому потенциалу). Среди них 8 АГХУ (№№ 1, 2, 8, 12, 17, 21, 29, 31) соответствуют известным рудным узлам (РУ) с выявленным оруденением промышленных масштабов (Cu, Ni, Au, Pt, Pd, Mo). При этом существенно расширена комплекс-

ность оруденения указанных узлов: медно-никелевых и железорудных – за счёт Au и ЭПГ, золоторудных – за счёт Cu, Ni, U, Mo, молибденовурудных – за счёт Au и U. 5 АГХУ (№№ 28, 30, 33–35) пространственно сближены с перспективными площадями ранга РУ, выделяемыми предшественниками, 30 АГХУ – это прогнозируемые рудные узлы и участки развития рудной минерализации. Среди последних геометризованы 10 наиболее перспективных высокопродуктивных потенциально рудных узлов (№№ 10, 15–17, 20, 23, 28, 32, 41, 42) с нереализованным минерагеническим потенциалом.

Определение формационной принадлежности прогнозируемых рудных объектов производилось применительно к аномальным геохимическим узлам. Эта операция осуществлялась путём построения ранжированных по фоновым содержаниям рядов химических элементов (т.е. их геохимических спектров, построенных по коэффициентам концентрации) с последующим их сравнением со спектрами эталонных объектов, а также известных на площади ККР месторождений.

Спектр прогнозируемых по геохимическим данным и установленных в пределах ККР формационных типов благороднометалльного оруденения приведён в таблице.

Таблица. Формационная принадлежность прогнозируемых рудных объектов.

Полезное ископаемое	Рудная формация	Геохимический тип	Знак на карте
AuPtPd	Золото-кварцевая (жильного типа)	AuAs	Au ₁
		AuCu	Au ₂
		AuAsCu	Au ₃
	Золото-палладий-кварцевая в низкотемпературных метасоматитах	AuPdSb	Au ₄
	Золото-кварцевая в черносланцевых толщах	AuFe	Au ₅
	Золото-палладий кварц-сульфидная (золото-кварцево-сульфидная, палладий-кварц-сульфидная)	AuPm*	Au ₆
	Золото-платинометаллическая в щелочных метасоматитах	AuPtUBe	Au ₇
		AuPtBePm*	Au ₈
	Золото-платинометаллическая-медная, связанная с железными рудами	AuPtCuVTi	Au ₉
	Платино-золото-кварцевая в низкотемпературных метасоматитах	PtAuSb	Au ₁₀
AuCuNi(Pt)	Золото-сульфидная в медно-никелевых рудах, связанных с интрузиями базитов-гипербазитов	AuCuNiCo	Au ₁₁
NiCu(PtPd)	Медно-никелевая магмагенная печенгского типа	CuNuCoPt	Ni ₁
	Медно-никелевая магмагенная аллареченского типа	NiCuPd	Ni ₂
	Медно-никелевая магмагенная мончегорского типа	NiCuPt	Ni ₃
Mo	Кварц-молибденитовая (жильного типа)	MoAs	Mo ₁
	Кварц-молибденитовая в грейзенах	MoBiW	Mo ₂
Mo (Au, Pd)	Молибден-порфировая с золотом и палладием	MoZnPbAgAuPd	Mo ₃
MoU	Молибденит-уранинитовая	MoUPm*	U ₁
U	Уранинит-арсенидная (уранинит-сульфидная?)	UPmSd**	U ₂
Sn	Оловоносных скарнов	SnMoPm*	Sn
MoCu	Медно-молибден-порфировая	CuMoAgPm*	Cu
Cr	Позднемагматическая в связи с ультра-основными массивами	CrTi	Cr
Ti	Магматическая	TiV	Ti

Примечание: Pm* – полиметаллический, Sd** – сидерофильный типы.

Основные перспективы на выявление благороднометалльного оруденения связаны с новыми для территории рудноформационными типами, а именно:

- золото-палладий-кварцевой (AuPdSb геохимического типа) и платино-золото-кварцевой (PtAuSb геохимического типа) формациями в низкотемпературных метасоматитах;
- золото-платинометаллической формации AuPtUBe и AuPtBePm геохимических типов в щелочных метасоматитах;
- золото-кварцевой (с платиноидами) формации AuFe геохимического типа в черносланцевых толщах;
- золото-платинометаллической формации AuPtCuVTi геохимического типа, связанной с железными рудами.

КАРБОНАТЫ НЕКОТОРЫХ ЗОЛОТОПРОЯВЛЕНИЙ ПРИПОЛЯРНОГО УРАЛА

Сорока Е.И.¹, Галеев А.А.², Леонова Л.В.¹, Рябинин В.Ф.¹, Галахова О.Л.¹

¹ ИГГ УрО РАН, Екатеринбург

² Казанский (Приволжский) Федеральный университет, Казань

Изучение карбонатов в породах рудных месторождений физико-химическими методами расширяет возможности палеорекострукции процессов пороодо- и рудообразования. Рентгеноструктурные исследования карбонатов из вмещающих пород золотопроявлений Амфитеатр и Чудное (Кожимский рудный район, Приполярный Урал) позволили рассчитать параметры элементарных ячеек, которые несколько отличаются от эталонных значений. У кальцита параметр «а» несколько ниже, что может быть связано с входжением в структуру кальцита Mn^{2+} , Fe^{2+} ; у доломита параметры оказались немного выше, что может быть связано с присутствием примесей кальцита и кварца. Полученные методом ЭПР спектральные характеристики карбонатов показали, что карбонаты золотопроявления Амфитеатр содержат ископаемое рассеянное органическое вещество и относятся к двум генерациям: осадочным морским и гидротермальным околорудным. Гидротермальный карбонат имеет более широкие линии ЭПР спектра. В породах Au-Pd-проявления Чудное присутствует только гидротермальный кальцит. Он относится к жильным фациям, которые характеризуются высокой степенью дефектности структуры. Предполагается, что на золотопроявлении Амфитеатр гидротермальные карбонаты образовались в раннещелочную дорудную стадию, а на Au-Pd-проявлении Чудное – в позднещелочную пострудную.

Studying carbonates in rocks of ore deposits using physical-chemical methods expands abilities of the Palaeoreconstruction of rocks and ores formation. The X-ray structure research of carbonates from country rocks of the Amphitheatre and Chudnoye gold localities (Kozhimsky ore region, Pripolyarny Ural) allowed calculating the parameters of elementary cells that slightly differ from the etalon parameters. Parameter «a» of calcite is a little bit lower, which may be due to the presence of Mn^{2+} , Fe^{2+} in the calcite structure. Parameters of dolomite proved larger a bit, which may be due to the presence of the calcite and quartz impurities. Spectral characteristics of carbonates gathered via EPR method testified to carbonates of the Amphitheatre gold locality containing a fossil disseminated organic matter and relating to the generations to follow: sedimentary marine and hydrothermal ones adjacent to ores. Hydrothermal carbonate has wider lines of the EPR spectrum. In the Chudnoye Au-Pd locality rocks only hydrothermal calcite is present. It relates to the vein facies with highly defected structure. Presumably, hydrothermal carbonates of the Amphitheatre gold locality formed in the early alkaline pre-ore stage, and those of the Chudnoye Au-Pd locality in the late alkalike post-ore stage.

Реконструкция условий минерало- и рудообразования – актуальная научная и практическая задача. Карбонаты и карбонатные породы распространены на многих рудных месторождениях Урала. Изучение карбонатов в породах физико-химическими методами даёт возможность использовать в палеорекострукциях некоторые рентгено- и спектроскопические характеристики.

Объекты исследований. С целью уточнения условий рудообразования были изучены карбонаты в породах золотопроявления Амфитеатр и Au-Pd-проявление Чудное (Кожимский рудный район, Приполярный Урал) (рис. 1).

Золотоносные отложения Au-проявления Амфитеатр (левобережье р. Пелингичей, правого притока р. Балбанью) представлены кембрий-ордовикскими конгломератами, гравелитами, алевропесчаниками и алевросланцами, залегающими на брекчии мраморизованных известняков мороинской свиты верхнего рифея и перекрывающимися кварцито-песчаниками обеизской свиты нижнего ордовика [13]. Наиболее золотоносными являются рассланцованные серицитизированные, хлоритизированные и магнетитизированные гравелиты и алевропесчаники. Самородное золото наблюдается в цементе пород и скоплениях магнетита, а также в сростках с магнетитом, хлоритом и слюдой. Большая часть золотин относится к мелким и тонким фракциям. Пробность золота 890–995 [13].

Брекчированная зона мраморизованных известняков в основании золотоносного разреза имеет мощность до 1 м. В ней присутствуют обломки доломитизированных известняков (рис. 2, а), цемент брекчий полностью перекристаллизован. В нём представлены минеральные ассоциации: кварц-хлорит-биотит-кальцит и кварц-хлорит-серицит-кальцит (доломит). В валунно-галечных конгломератах (крупнообломочных конглобрекчиях) (рис. 2, б), залегающих над брекчированной зоной мраморов, появляется ассоциация кварц-хлорит-биотит-эпидот (альбит). Аксессуарные минералы: сфен, турмалин, апатит. Рассеянная рудная минерализация представлена магнетитом (частично гематитизированным), гематитом и пиритом. Слюдистые минералы образуют чешуйки и лейсты крупностью до 1 мм. Хлорит зелёного цвета в цементе брекчии относится к диабантиту с железистостью 46.0. Биотит зеленовато-коричневый с плеохроизмом по Ng – зелёным, по Np – светло-жёлтым. Серицит фенгитового типа относится к политипу $2M_1$. В цементе брекчий также обнаружены перекристаллизованные остатки палеозойской палеобиоты [8]. Мраморизованный известняк ниже зоны брекчирования представляет мелкозернистую породу, сложенную зёрнами доломита и кварца, в которой присутствует кальцит с полисинтетическими двойниками деформации по двум направлениям.

На площади Au-Pd-проявления Чудное (приводораздельная часть и юго-восточный склон хребта Малыднырд, левобережье р. Балбанью) на дневную поверхность выходят изменённые породы кислого и основного состава, которые исследователи относят к вулканическим образованиям саблегорской свиты рифей-вендского возраста [12].

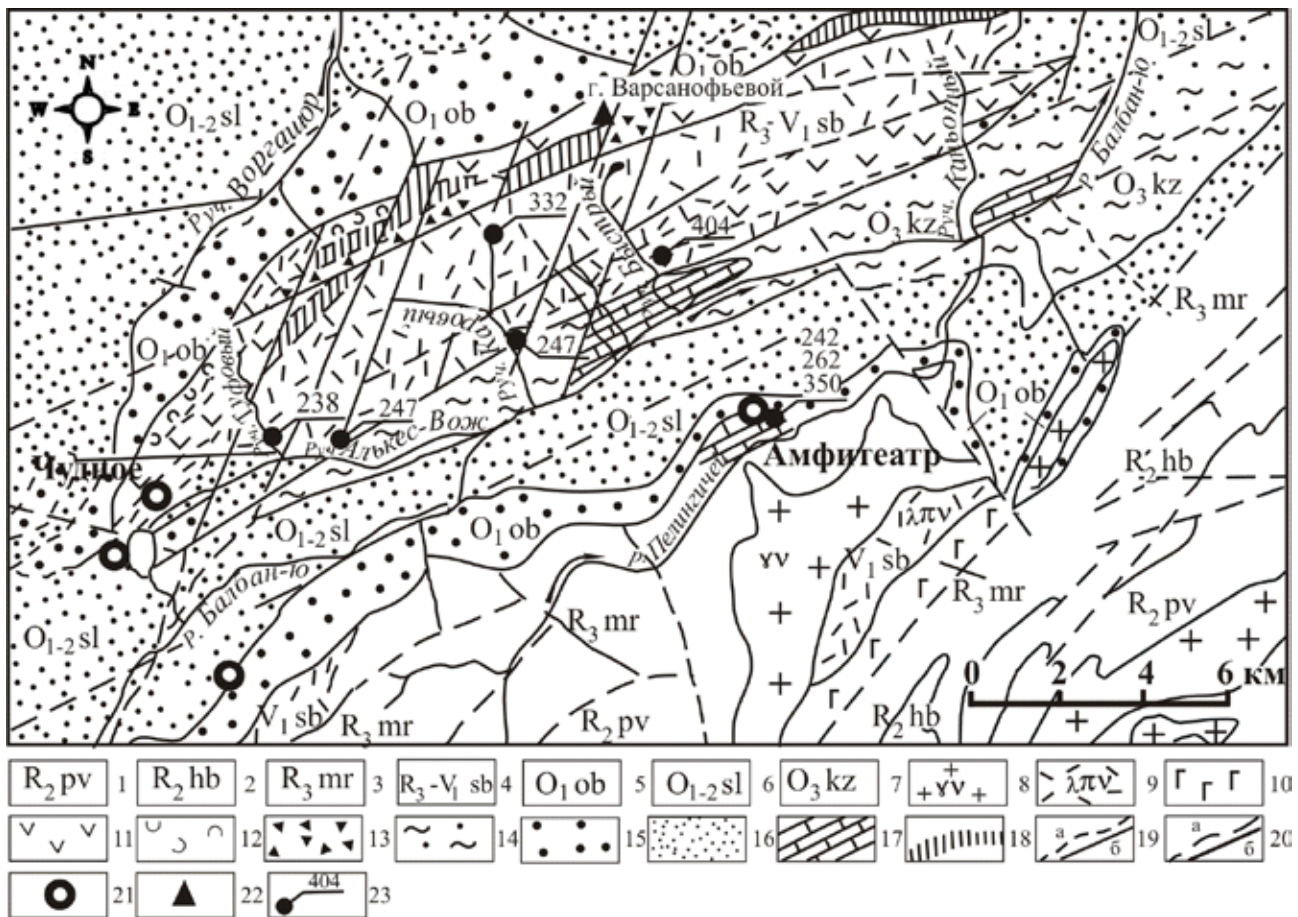


Рис. 1. Геологическая схема изучаемого района бассейна р. Балбанью, западный склон Приполярного Урала (по материалам Л.Т. Беляковой, 1963-1970 гг.).

Условные обозначения: 1 – средний рифей, пуйвинская свита (R_2pv), филлитовидные, серицит-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы; 2 – верхний рифей, хобеинская свита (R_2hb), кварциты, кварцито-песчаники, серицит-хлоритовые сланцы; 3 – верхний рифей-венд, мороинская свита (R_2mr), базальтовые, андезит-базальтовые порфириты, их туфы, зелёные сланцы, филлиты с линзами известняков; 4 – верхний рифей-венд, саблегорская свита (R_3-V_1sb), кварцевые порфиры, фельзиты, их туфы, базальты; 5 – кембрий-нижний ордовик, тельпоская (обеизская) свита (O_1ob), полимиктовые, кварцевые конгломерты, гравелиты, песчаники, алевропесчаники, алевролиты; 6 – нижний-средний ордовик, хьдейская (салединская) свита (O_{1-2sl}), серицит-хлорит-кварцевые сланцы, алевролиты, алевропесчаники; 7 – средний-верхний ордовик, шугорская (кожимская) свита (O_3kz), известковистые сланцы, известняки, мраморы; 8 – кварцевые порфиры, субвулканическая фация; 9 – фельзиты, фельзитовые порфиры, туфы фельзитовых порфиров, туфопесчаники; 10 – туфолавы, лавовые брекчии; 11 – базальтовые и андези-базальтовые порфириты; 12 – вулканомиктовые алевропесчаники, алевросланцы; 13 – кремнистые туфиты; 14 – мелкогалечные конгломераты, песчаники, серицит-хлорит-кварцевые сланцы; 15 – кварцевые конгломераты, гравелиты; 16 – песчаники, алевропесчаники; 17 – мраморизованные известняки; 18 – кварц-серицит-альбит-карбонат-хлоритовые, кварц-хлорит-серицитовые сланцы; 19 – стратиграфические границы, а – предполагаемые, б – достоверные; 20 – разрывные нарушения, а – предполагаемые, б – достоверные; 21 – Au-Pd-проявления Чудное и Нестеровское на левобережье р. Балбанью, Au-проявление Амфитеатр, месторождение кварца Желанное (правобережье р. Балбанью); 22 – вершины; 23 – точки отбора проб на определение K-Ar – возраста.

Рудные тела представлены штокверковыми зонами прожилковой минерализации северо-восточного простирания с углами падения $60-70^\circ$ на северо-запад в породах кислого состава, в зонах рассланцевания и брекчирования осветлённых и пронизанных сетью фукситовых, кварцевых, кварц-альбитовых, кварц-альбит-карбонатных и серицит-гематитовых прожилков [14]. Рудоносными являются преимущественно фукситовые прожилки (рис. 2, в). Их мощность колеблется от 0.1 мм до 5–7 см. Кроме Au и PЗЭ, в рудах встречается самородный Pd и ряд его собственных минералов – арсенидов, антимонидов, стибноарсенидов, а также самородная Pt. Золото находится в ассоциации с фукситом и алланитом. Оно относится к весьма мелкому и тонкому. Пробность 726–880. В фукситовых прожилках в незначительном количестве присутствуют сульфиды. Отмечались находки Fe-Cr и Fe-Cr-Ni сплавов, а также в единичных случаях – Zn-Fe хромшпинелидов в виде мелких зёрен в фуксите [14].

На рудопроявлении Чудном карбонаты встречаются как в кислых породах в виде кварц-альбит-карбонатных прожилков, так и в миндалинах, пропластках и прожилках пород основного состава, которые изучались по керну скважины 106, пробуренной на границе кислых и основных пород, выходящих на дневную поверхность. Скважиной до глубины 45 м вскрыты породы тёмно-зелёного цвета амфибол-эпидот-альбит-хлоритового состава с

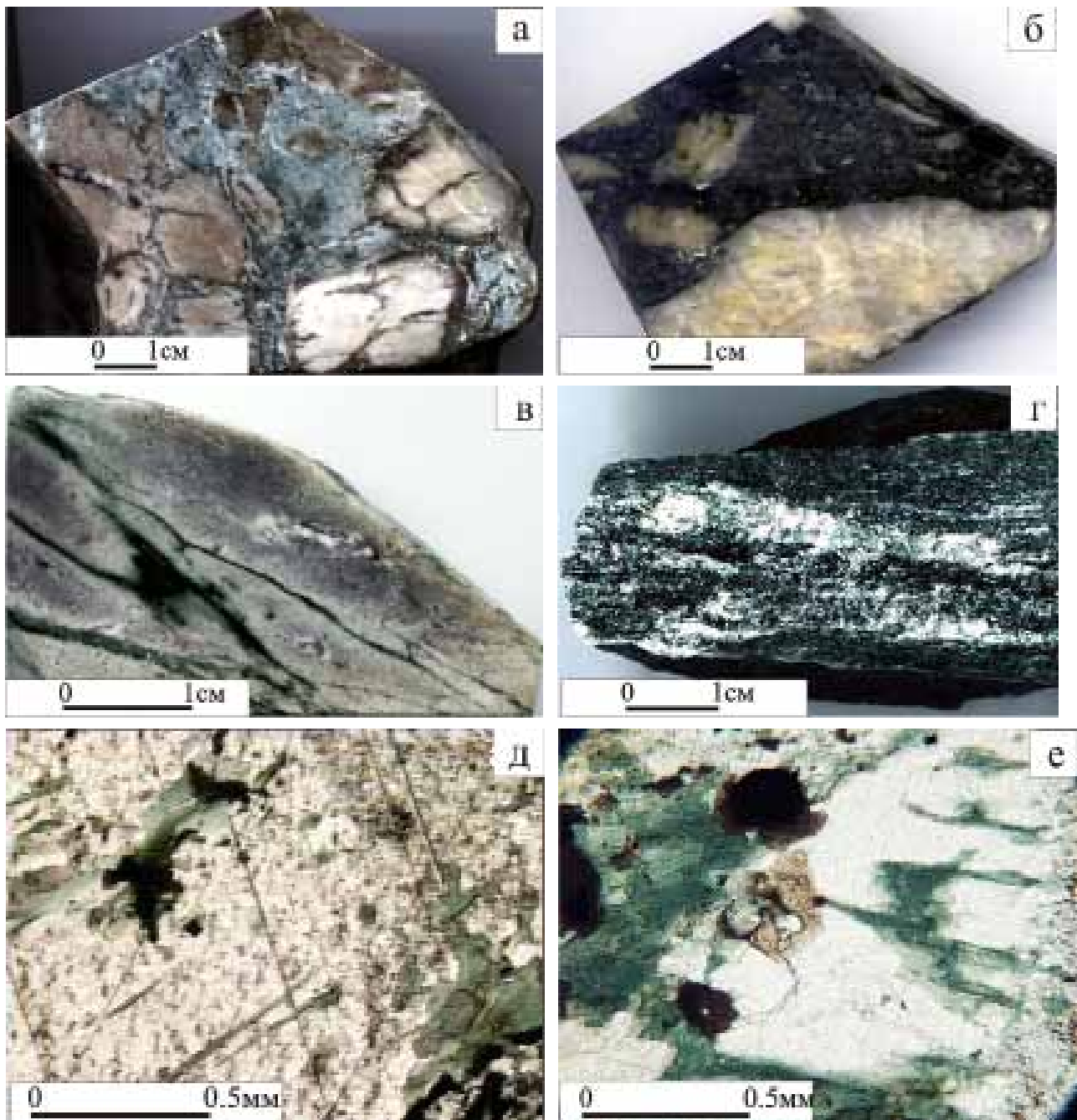


Рис. 2. Горные породы, содержащие карбонаты рудопроявлений Амфитеатр и Чудное (Приполярный Урал): а – брекчия с обломками мраморизованных известняков, проявление Амфитеатр; б – конгломераты с обломками кварца и кварцитов, проявление Амфитеатр; в – трещиноватый риолит с выделением фуксита (темно-зелёный) по трещинам, проявление Чудное; кварц-альбит-амфибол-хлоритовая порода с карбонатными прожилками, проявление Чудное, скв. 106, интервал 12–14 м; микрофотография шлифа кварц-амфибол-серицит-хлоритовой породы с карбонатным (кальцитовым) прожилком, проявление Чудное, скв. 106, интервал 20–22 м, никели параллельны; микрофотография шлифа кварц-серицит-хлоритовой породы с кальцитовым прожилком, на границе с хлоритом виден новообразованный кристалл Се-эпидота (светло-коричневый), рудопроявление Чудное, скв. 106, интервал 32–34 м, никели параллельны.

карбонатными обособлениями (минадлинами) и прожилками мощностью от нескольких миллиметров до 1–2 см (рис. 2 г, д, е). С глубиной встречаются интервалы, где содержание хлорита, кварца, слюды, карбоната увеличивается. Рудные представлены магнетитом и гематитом (1–2 %), в меньшем количестве – титаномagnetитом и ильменитом. Магнетит встречается в виде идиоморфных кристаллов, часто в сростках с хлоритом. На границе карбонатных и хлоритовых зон обнаружены кристаллы новообразованного Се-содержащего эпидота (рис. 2е), оптически похожего на алланит. Повышенные содержания Au, Pt, Pd в основных породах установлены по образцам из ядра скважины 106 в интервале глубин 32–35 м: Au – 0.30 г/т; Pt – 0.05 г/т; Pd – 0.05 г/т (аналитик И.И. Неустроева, анализы выполнены химико-спектральным методом в ИГГ УрО РАН) и приурочены к существенно хлоритовым участкам породы [2].

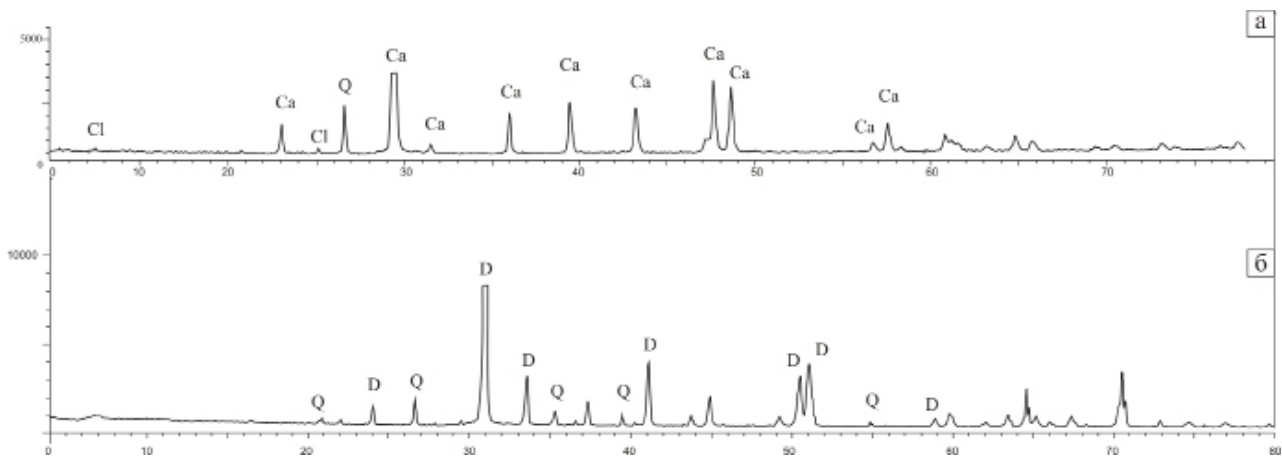


Рис. 3. Дифрактограммы карбонатов из пород золотопроявлений Чудное и Амфитеатр (Приполярный Урал): а – кальцит из прожилка, Au-Pd-проявление Чудное, скв. 106, интервал 32–34 м; б – доломит из обломков известняков золотопроявления Амфитеатр. Обозначения на дифрактограммах: Ca – кальцит, D – доломит, Q – кварц, Cl – хлорит. По шкале Y – интенсивность I (импульс/сек); по шкале X – угол $2\theta^\circ$.

Методика и результаты. Рентгеноструктурные исследования карбонатов рудопроявлений Чудное и Амфитеатр были выполнены на рентгеновском дифрактометре XRD-7000 (Shimadzu) в лаборатории ФХМИ Института геологии и геохимии УрО РАН. Дифрактограммы кальцитов (рис. 3а) содержат только симметричные по форме линии, интенсивности которых соответствуют табличным. Расщеплений линий, несимметричных уширений не наблюдается. Пробы структурно однородны и не содержат примесей другого изоструктурного карбоната. Расчёт параметров элементарной ячейки карбонатов проведён по величинам межплоскостных отражений. У кальцитов из жильных образований проявления Чудного значения параметров элементарной ячейки близки к эталонным: $a = 4.980 (0), \pm 0.0003 \text{ \AA}$; $c = 17.01 (2) \pm 0.006 \text{ \AA}$. Можно говорить о некотором понижении параметра «а», что, вероятно, связано с вхождением в структуру Mn^{2+} , Fe^{2+} .

Расчитаны также параметры элементарной ячейки доломитов брекчии золотопроявления Амфитеатр: $a = 4.812 \pm 0.001 \text{ \AA}$; $c = 16.02 \pm 0.005 \text{ \AA}$. Они несколько завышены по сравнению с низкопримесными стехиометрическими эталонами. Дифрактограммы доломитов показывают, что присутствует примесь кальцита и не исключена примесь кварца (рис. 3, б). Это и определяет более высокие значения параметров элементарной ячейки. ЭПР-исследования карбонатов были выполнены в лаборатории ФХМИ геологического факультета Казанского государственного университета. Спектры ЭПР записывались с порошковых навесок 20–40 мг исходных и прогретых образцов при температурах 350 и 600 °С в течение 30 мин. Запись производилась при комнатной температуре в автоматическом режиме на портативном спектрометре DX-70 с рабочей частотой 9.272 ГГц.

По спектральным характеристикам сигналов ЭПР карбонат обломков брекчии золотопроявления Амфитеатр содержит ископаемое рассеянное органическое вещество, фиксируемое на спектрах в области радикалов Rс-org (рис. 4а), которое обычно присутствует в морских осадках [5]. Судя по сигналам Mn^{2+} в кальците (рис. 4б), карбонаты брекчии относятся к двум генерациям. Одна генерация даёт широкие линии Mn^{2+} до 50 Гаусс, другая – узкие шириной 6 Гаусс. По [3], параметры этих линий зависят от состава и степени совершенства структуры минерала и существенно изменяются на спектрах образцов карбонатов разного генезиса. Например, уширение линий спектра наблюдается в жильных карбонатах внутри- и околорудных фаций некоторых колчеданных месторождений Ю. Урала [3]. Скорее всего, оно было вызвано увеличением взаимодействия катионов Mn^{2+} между собой и с катионами Fe^{2+} в связи с их повышенным содержанием в структуре изученных карбонатов. В исследованных нами образцах с золотопроявления Амфитеатр карбонат с узкими линиями может быть отнесён к осадочным морским образованиям (т.к. в морской воде содержание Mn и Fe недостаточно высокое, чтобы на спектрах обычных для этой среды карбонатных осадков наблюдалось концентрационное уширение линий ЭПР изоморфного марганца). Карбонат с широкими линиями спектра, вероятно, вторичный и имеет гидротермальное происхождение. По ширине спектра он соответствует жильным карбонатам околорудных фаций [3]. По данным [3], ширина линий Mn^{2+} возрастает с ростом общей дефектности кристаллов, хотя для карбонатов колчеданосных палеогидротермальных полей выделить основной фактор, определяющий в них ширину линий Mn^{2+} , затруднительно. Для удобства анализа экспериментальных данных исследователями [3] использовалась качественная классификация образцов по ширине линии, в результате чего ими было выделено 5 типов спектров. В карбонатах первых 4-х типов ширина индивидуальных линий в спектре Mn^{2+} меняется от 0.7–0.8 до 30–32 Гаусс. У карбонатов 5-го типа наблюдалась широкая линия спектра с неразрешённой СТС. Наиболее различаются по ширине линии известняки удалённых морских фаций и жильные карбонаты внутри- и околорудных фаций. Для первых характерны узкие линии ЭПР Mn^{2+} , для последних – широкие [3]. По ширине линий Mn^{2+} отчётливо прослеживается влияние гидротермальных растворов на кристаллохимические особенности ионов Mn^{2+} в карбонатах.

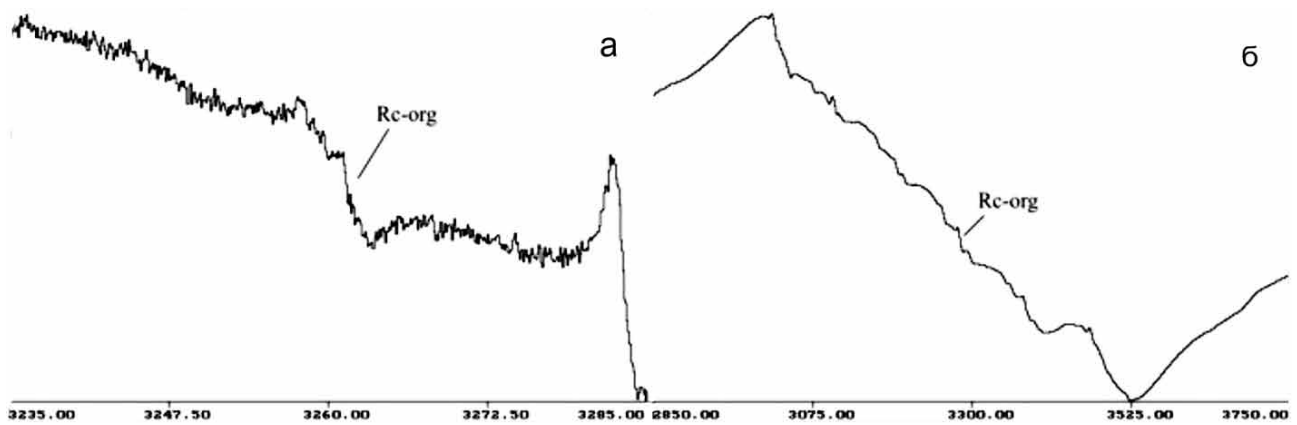


Рис. 4. Спектры ЭПР обломков карбонатов брекчии золотопроявления Амфитеатр: а – сигнал углеродного радикала; б – спектр Mn^{2+} в кальците.

Карбонат исследованных образцов из основных пород Au-Pd-проявления Чудное имеет на спектрах ЭПР только широкие линии Mn^{2+} (рис. 5). Для карбонатов, отобранных по скважине 106 с глубины 14 м, ширина линии спектра составляет 37 Гаусс, для образцов с глубины 20 м – 50 Гаусс, для карбонатов из интервала 32–34 м характерны спектры с шириной линий 38–49 Гаусс. После прогрева образцов до $600^{\circ}C$ ширина их незначительно снижается до 36 Гаусс (рис. 5). По ширине линий спектра изученные карбонаты можно отнести к жильным окорудным фациям, которые характеризуются высокой степенью дефектности структуры [3].

Обсуждение результатов. Таким образом, установлено, что на золотопроявлении Амфитеатр карбонаты принадлежат к двум типам: метаморфизованным морским осадочным и гидротермальным высокодефектным. Высокодефектные различия содержат наибольшее количество изоморфных примесей Mn^{2+} , Fe^{2+} и др. и соответствуют достаточно высокотемпературным условиям образования в присутствии флюидов, обогащённых рудными элементами, т.к. параметры флюида, в частности, pH и Eh, влияют на вхождение ионов-примесей в карбонатные минералы. В частности, Fe^{2+} активен в средах с низкими значениями pH, Eh.

Химический состав обломков карбонатных пород из доломитовой брекчии золотопроявления Амфитеатр (масс. %): SiO_2 5.72; TiO_2 < 0.05; Al_2O_3 0.16; Fe_2O_3 1.52; MnO 1.30; MgO 20.01; CaO 28.59; Na_2O < 0.01; K_2O 0.03; H_2O < 0.10; п.п.п. 42.58; P_2O_5 0.08; CO_2 42.19; сумма 99.99 (аналитик Ю.Ф. Мельнова, анализы выполнены в Ю.-Уральском ЦКП по исследованию минерального сырья, г. Миасс).

Карбонаты цемента брекчии, по данным микрорентгенового анализа, представлены кальцитом, доломитом и доломитом-анкеритом (табл. 1). Кальцит обнаруживает широко варьирующую магниальность – от 0.62 до 2.36 % $MgCO_3$. Отдельные его выделения зональны – краевые части (табл. 1, ан. 4) более магниальны и железисты, чем центральные (ан. 5). Зональный кальцит заполнял, по-видимому, пустоты в силикатном материале цемента. Установлены равновесные сростания высокомагниального кальцита с доломит-анкеритом (9.11–11.78 % $FeCO_3$) [10]. Используя доломит-кальцитовый геотермометр [11], можно рассчитать условия формирования карбонатных парагенезисов (ан. 3, 12 и 6, 11): $T = 486–439^{\circ}C$, $P = 1.03–0.72$ кбар. Положение низкожелезистого и марганцовистого доломита в схеме минералообразования не ясно. Равновесие его с кальцитом не достигалось. Обращает внимание повышенная марганцовистость

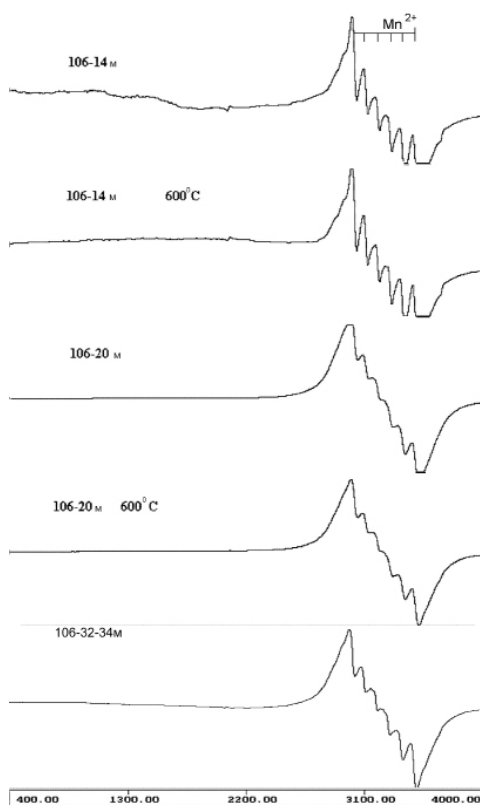


Рис. 5. Спектры ЭПР Mn^{2+} в кальците карбонатных прожилков из кварц-амфибол-хлоритовых пород, скв. 106, Au-Pd-проявления Чудного.

кальцита и доломита-анкерита (6.84 % $MnCO_3$), что также может свидетельствовать о высокой активности марганца в растворах [1].

Вероятно, карбонатные породы золотопроявления Амфитеатр изначально являлись палеозойскими морскими отложениями, которые были подвергнуты тектоническому воздействию и гидротермальной проработке. Гидротермальные изменения пород сопровождали и следовали за тектонической деформацией, о чём свидетельствует наличие реликтов полисинтетических двойников в кальците. В цементе конгломератов и крупнообломочных конглобрекций, залегающих над брекчированной зоной мраморов, количество новообразованного карбоната резко снижается, что обусловлено, скорее всего, уменьшением активности CO_2 во флюиде. В минеральной

Таблица 1. Химический состав карбонатов зоны брекчирования мраморов золотопроявления Амфитеатр (Приполярный Урал).

№ ан.	Минерал	CaCO ₃	MgCO ₃	FeCO ₃	MnCO ₃	Сумма
1	кальцит	94.79	2.05	0.21	2.89	99.94
2	кальцит	93.09	0.62	0.14	5.52	99.37
3	кальцит	92.17	1.73	2.36	3.18	99.44
4	кальцит	92.22	2.36	1.93	3.01	99.52
5	кальцит	96.82	0.62	0.62	1.72	99.78
6	кальцит	92.97	2.29	1.87	2.84	99.97
7	кальцит	94.02	1.63	0.17	3.49	99.31
8	доломит	36.58	43.46	0.12	0.00	101.94
9	доломит	54.21	44.91	0.19	0.19	99.50
10	доломит	56.41	43.08	0.06	0.02	99.57
11	доломит-анкерит	51.64	31.35	9.11	6.84	98.94
12	доломит-анкерит	54.71	28.65	11.78	4.69	99.83

Примечание: рентгеноспектральный микроанализ выполнен в Институте геологии и геохимии УрО РАН (оператор В.А. Вилисов).

ассоциации появляется эпидот. По экспериментальным данным [4], для образования эпидота благоприятно воздействие слабокислых Са-содержащих хлоридных растворов. Оптимальная температура его образования составляет 300–400 °С, активность углекислоты, очевидно, снижается, т.к. $X_{\text{CO}_2} > 0.1-0.2$ флюида препятствует образованию эпидота [4]. Можно предположить, что минеральная ассоциация, развитая на границе зоны брекчирования карбонатных и терригенных пород, соответствует эпидот-хлоритовой фации пропилитов с температурой образования 450–360 °С [6]. Карбонаты гидротермального происхождения в породах золотопроявления Амфитеатр, скорее всего, являются карбонатами раннещелочной стадии. Они образовались при $T \sim 450-400^\circ\text{C}$ и $X_{\text{CO}_2} > 0.1-0.2$. На диаграмме параметров кристаллической решётки светлых слюд (рис. 6) серициты метаморфизованных золотоносных пород рудопроявления Амфитеатр попадают в область политипа 2M₁ с температурами образования от 270 до 400 °С и давлением от 0.5 до 1.5 кбар. Золото в породах рудопроявления Амфитеатр находится в ассоциации с серицитом, хлоритом и магнетитом и могло образоваться при подобных РТ-условиях и слабокислых-близнейтральных значениях рН. При невысокой активности серы железо связывалось с магнетитом

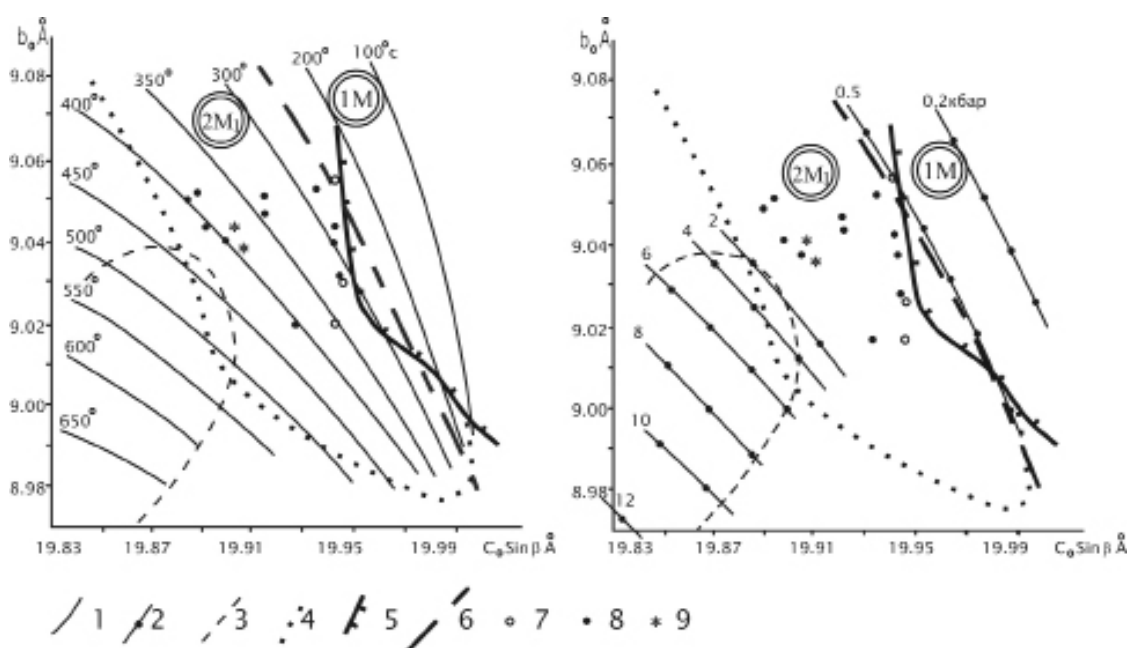


Рис. 6. Диаграмма параметров кристаллической решётки светлых слюд из пород рудовмещающих толщ некоторых рудопроявлений Приполярного Урала, основа диаграммы по [7]. 1 – изотермы; 2 – изобары; 3 – поле фенгитов; 4 – поле слюд модификации 2M₁; 5 – поле слюд политипа 1M стадии хрусталеобразования; 6 – граница раздела полей 2M₁ и 1M; 7 – серицит из кварц-серицитовых пород, руч. Алькесвож, хр. Малдынырд; 8 – серицит из золотоносных пород золотопроявления Амфитеатр; 9 – фуксит из золотоносных пород золото-палладиевого проявления Чудного.

и хлоритом. По данным К-Аг анализа по серициту, возраст золотоносных алевросланцев составляет 262–240 млн. лет (определения выполнены Б.И. Калегановым, ИГГ УрО РАН).

Новообразованный карбонат из основных пород Au-Pd-проявления Чудного также неоднороден, представлен кальцитом, содержащим примеси Mg, Fe, Mn. Микронзондовый анализ кальцита (аналитик В.Н. Филиппов, JSM-6400, энергодисперсионный спектрометр «Link», ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар) позволяет рассчитать его кристаллохимическую формулу: $(Ca_{0.97}Mn_{0.02}Mg_{0.01}Fe_{0.01})_{1.01}[CO_3]$. Оторочка кальцитовой зоны представлена хлоритом и кварцем. Хлорит относится к клинохлору и шамозиту с кристаллохимической формулой: $(Mg_{2.37}Fe_{2.28}Al_{0.32}Mn_{0.05}Al_{1.00}[(Si_{2.76}Al_{1.24})_{4.00}O_{10}](OH)_8$ (микронзондовый анализ, JСХА–733, энергодисперсионный спектрометр «Link», оператор В.А. Муфтахов, ИМин УрО РАН, г. Миасс). В карбонатных миндалинах и прожилках на границе с хлоритом встречается Се-эпидот, оптически похожий на алланит рудных зон в породах кислого состава [8]. Его формула: $(Ca_{1.58}Ce_{0.21}Nd_{0.10}La_{0.08}Mn_{0.03})_{2.00}(Al_{1.93}Fe_{1.10})_{3.03}[Si_{2.97}O_{12}](OH)$.

В незначительном количестве в карбонате миндалин и прожилков встречаются сульфиды, представленные пиритом, халькопиритом, галенитом, а также теннантитом и сфалеритом [8]. Кроме того, в них обнаружены такие редкие минералы, как черчит – $(Y_{0.87}Dy_{0.06}Gd_{0.02}Er_{0.04})_{0.99}(P_{1.01}O_4) \times 2.39H_2O$ и акантит $(Ag_{2.01}Fe_{0.11})_{2.12}S_{0.87}$ (аналитик В.Н. Филиппов, JSM-6400, энергодисперсионный спектрометр «Link», ИГ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар).

По [14], растворы, с которыми была связана благороднометаллическая минерализация Au-Pd-проявления Чудного, носили восстановительный характер. На это указывает и присутствие сульфидов. Рудный этап, образование самородных Au, Ag, Cu, минералов Pd, совпадал с образованием хромсодержащих слюд и алланита [14]. Для фуксита из фукситовых прожилков рудопроявления Чудное предлагаются следующие РТ-условия образования (рис. 6): $T \sim 400\text{--}370^\circ C$, $P \sim 1.7$ кбар, при близнезтральных значениях рН. К-Аг возраст фуксита на рудопроявления Чудного – 245 млн. лет [12].

Активность углекислоты не была постоянной, что проявилось в новообразованных минеральных ассоциациях. Кроме того, образование таких минералов как акантит и черчит могло иметь место либо при падении температуры, либо при последующих гипергенных изменениях, т.к. акантит стабилен ниже $177^\circ C$. Таким образом, карбонаты в породах рудопроявления Чудное, скорее всего, образовались при температуре около $370^\circ C$ и $X_{CO_2} > 0.1\text{--}0.2$. По мнению [14], их можно отнести к карбонатам позднещелочной пострудной стадии.

Полученные результаты указывают на изменение Р-Т-условий и активности углекислоты в процессе рудообразования. При образовании карбонатов флюид имел восстановительный характер с $X_{CO_2} > 0.1\text{--}0.2$. Эволюция флюида на золотопроявлении Амфитеатр сопровождалась понижением температуры $\sim 450\text{--}270^\circ C$, общего давления от 1.5 до 0.5 кбар и снижением $X_{CO_2} < 0.1\text{--}0.2$. Карбонаты жильной фации в породах золотопроявления можно отнести к карбонатам предшествовавшей рудообразованию раннещелочной стадии. Эволюция флюида на Au-Pd-проявлении Чудном также сопровождалась понижением $T \sim 400\text{--}170^\circ C$, общего давления от 1.7 до 0.5 кбар, но с последующим повышением $X_{CO_2} > 0.1\text{--}0.2$. Карбонаты золотопроявления Чудного можно отнести к карбонатам жильных фаций позднещелочной пострудной стадии [14].

Список литературы

1. Бороденков А.Г., Русинов В.Л. Физико-химические условия образования карбонатов и некоторых рудных месторождений // Геохимия. 1982. № 9. С. 1257–1276.
2. Волченко Ю.А., Коротеев В.А., Сорока Е.И. и др. Малдинский тип золото-платина-палладиевых руд (западный склон Урала): состав, условия нахождения, способность к россыпеобразованию // Матер. XI Межд. научн. конф. Сыктывкар, 20–22 сент. 2005. С. 55–56.
3. Вотьяков С.Л., Масленников В.В., Борисов Д.Р. и др. Марганец – индикатор условий образования карбонатов колчеданных медно-цинковых месторождений Ю. Урала (Россия) // Геология руд. месторожд. 1996. Т. 38. № 6. С. 558–569.
4. Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических пород. М.: Наука, 1989. 341 с.
5. Муравьев Ф.А., Силантьев В.В., Винокуров В.М. и др. Парамагнитные свойства и дифференциация рассеянного органического вещества в пермских осадочных породах Татарстана // Матер. чтений к 170-летию Н.А. Головкинского. Казань: Изд-во Казанского ун-та, 2004. С. 107–126.
6. Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А. и др. Энодогенное оруденение девонского андезитоидного вулканоплутонического комплекса (Урал). Свердловск: ИГГ УрО РАН, 1991. 184 с.
7. Сазонов В.Н., Огородников В.Н. Светлые слюды как индикатор формационного расчленения метасоматитов гидротермальных месторождений золота и горного хрусталя // Докл. АН. 1996. Т. 350. № 3. С. 381–383.
8. Сорока Е.И., Ерохин Ю.В. и др. Метасоматиты основного состава золото-палладиевого проявления Чудное (Приполярный Урал) // Матер. XIV Геол. съезда. Сыктывкар: Геопринт, 2004. С. 105–107.
9. Сорока Е.И., Леонова Л.В., Галеев А.А. Возраст и происхождение доломитовой брекчии в основании разреза золотоносных отложений рудопроявления Амфитеатр (Приполярный Урал) // Типы седиментогенеза и литогенеза и их эволюция в истории Земли. Матер. 5-го Всеросс. литол. симп. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2008. С. 293–296.
10. Сорока Е.И., Мурзин В.В. Гидротермальные изменения зоны брекчирования золотопроявления Амфитеатр // Ежегодник 1997. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 1998. С. 115–116.
11. Таланцев А.С. Геотермобарометрия по доломит-кальцитовым парагенезисам. М.: Наука, 1981. 135 с.
12. Тарбаев М.Б., Кузнецов С.К., Моралев Г.В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология руд. месторожд. 1996. Т. 38. № 1. С. 15–30.
13. Тарбаев М.Б., Малюгин А.А., Сорока Е.И. и др. Самородное золото из ордовикских конгломератов Приполярного Урала // Минер. журнал. Киев: Наук. думка, 1991. № 5. С. 52–59.
14. Шумилов И.Х., Остащенко Б.А. Минералого-технологические особенности Au-Pd-TR оруденения на Приполярном Урале. Сыктывкар: Геопринт, 2000. 104 с.

ОБЗОР МИНЕРАЛОГИИ ЗОЛОТА В ВЕДУЩИХ ТИПАХ Au МИНЕРАЛИЗАЦИИ

Спиридонов Э.М.

МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, mineral@geol.msu.ru

В статье дан систематический обзор минералогии золота ведущих видов золоторудной минерализации: пневматолитовой (в отложениях вулканических эксгаляций, магматических сульфидных и малосульфидных залежах); гидротермальной (ведущий тип); гипергенной; метаморфогенной. По типу магматических образований, которые непосредственно предшествуют или сопровождают гидротермальную деятельность, выделены золоторудные и золотоносные формации: плутоногенные, вулканогенно-плутоногенные, вулканогенные и амагматичные.

The article provides a systematical compilation of the data on the gold mineralogy of the leading types of the gold mineralization to follow: pneumatolytic (in sediments of volcanic exhalations, magmatic sulphide and low sulphide deposits); hydrothermal (leading type); hypergenous; metamorphic ones. According to the type of magmatic formations that precede or accompany the hydrothermal activity, the gold and gold-bearing formations to follow have been defined: plutonogenous, volcanogenic-plutonogenous, volcanogenic and amagmatic.

При высоких температурах золото охотно растворяется в любых металлических расплавах, на чём основан основной и наиболее надёжный метод определения содержания золота в рудах – пробирный анализ: восстановительная плавка с образованием свинцового расплава. Золото столь же охотно растворяется в сульфидных расплавах, свойства которых близки к металлическим. Поэтому основная масса золота в планетах и метеоритах нашей Солнечной системы связана в высокотемпературных твёрдых растворах – металлическом Fe-Ni и моносульфидных Fe-Ni (Mss) и Fe-Cu-Ni (Iss). При флюидной или иной переработке золото покидает высокотемпературные твёрдые растворы и формирует собственные минералы.

Золото обычно малоподвижный элемент. В эндогенных условиях его легколетучие соединения – хлорное золото AuCl_3 и комплексы типа HAuCl_4 , $\text{Au}(\text{CO})_n$. В гидротермальных условиях золото подвижно при T менее 400°C . В гидротермальных растворах золото мигрирует в хлоридных и главным образом в гидросульфидных и гидроокисдно-гидросульфидных комплексах. Миграции золота способствует обилие в гидротермальных растворах уголекислоты, а также мышьяка. Палладий и платина мигрируют совместно с золотом только в гидротермах с повышенным окислительным потенциалом, – образованные из них руды содержат гематит. В экзогенных (гипергенных) условиях золото мигрирует в виде золото-органических соединений с фульвокислотами (торфяными), а также совместно с кремнезёмом мигрирует в сернокислотных растворах с очень низкой величиной pH. «Главная задача» для золота в процессах рудогенеза «отделиться» от серебра, поскольку кларк Ag больше в 10–100 раз. В этой благородной затее золоту охотно «помогают» сульфидная сера и сероводород, а также Te, Se, отчасти Sb и As.

Типы золотой минерализации: пневматолитовая (в отложениях вулканических эксгаляций, в магматических сульфидных и малосульфидных залежах); гидротермальная (ведущий тип); гипергенная; метаморфогенная. По типу магматических образований, которые непосредственно предшествуют или сопровождают гидротермальную деятельность, выделены золоторудные и золотоносные формации плутоногенные, вулканогенно-плутоногенные, вулканогенные и амагматичные (телетермальные) (Lindgren, 1933; Schneiderhohn, 1941; Билибин, 1947, 1959; Смирнов, 1982; Ramdohr, 1982; Фогельман, 1985; Спиридонов, 1995а и др.).

Минеральные виды золота

К настоящему времени установлено 46 минеральных видов и разновидностей Au.

Минералы системы Au-Ag. Подавляющая часть самородного золота представлена кубическими твёрдыми растворами этой системы. По результатам тысяч прецизионных анализов установлено, что ряд Au-Ag непрерывен по составу. В его пределах выделяют (Вернадский, 1914; Петровская, 1973): **золото** (0–30 масс. % Ag; пробность 1000–700), **электрум** (пробность 700–300), **кюстелит** (пробность 300–100); золото-содержащее **серебро** (пробность 100–0). Размер кристаллов золота варьирует от коллоидного (< 0.1 микрона) до первых см, обычно составляет доли мм. Коллоидное золото окрашивает халцедоновидный кварц в зелёный и густо-зелёный цвет (Балей, Забайкалье). Размер зернистых сростаний золота – самородков достигает метра, по весу – десятков и сотен кг. По Аль Бируни, наиболее крупный самородок золота весил ~ 2500 кг (Zaruban, Афганистан).

Минералы системы Au (Ag) – Hg. Ртуть – второй после серебра элемент – примесь в самородном золоте. В рудах, сформированных при низкой fS_2 , развиты кубические α -амальгамы: **ртутистое золото (Au,Hg)** (Назьмова, Спиридонов, 1979; Oberthur, Saager, 1986; Shikazono, Shimizu, 1988; Healy, Petruk, 1990; Спиридонов, 1991а; Амузинский и др., 1992; Hytonen, 1999); **ртутистый электрум (Au,Ag,Hg)**, **ртутистый кюстелит (Ag,Au,Hg)**, золото-содержащее **ртутистое серебро** (Покровский и др., 1979; Чвилёва и др., 1988; Берзон и др., 1999; Спиридонов, Плетнёв, 2002). Ртутистое золото содержит до 18 масс. % Hg, ртутистое серебро до 25 % Hg. Гораздо более редки амальгамы Au (Au-Ag), богатые Hg. Они обычно ассоциируют с самородной ртутью: гексагональный **вейшанит (Au,Ag)₃Hg₂**; кубическая **аурамальгама γ -Au₂Hg₃** (Berman, Narcourt, 1938; Healy, Petruk, 1990). По нашим наблюдениям, почти все амальгамы золота, находимые в россыпях, являются техногенными образованиями.

Минералы системы Au-Cu. Медь – третий после серебра и ртути элемент – примесь в самородном золоте. Бедные серебром фазы системы Au-Cu и бедные медью фазы системы Au-Ag образуются при температурах ниже 350 °С (Дриц и др., 1979). Эти минералы образуются при fS_2 на 8–10 порядков ниже, чем для стандартных месторождений Au, при гидротермальной цементации золота на самородной меди. Известны кубические **аурикуприд** $AuCu_3$, **минерал** Au_3Cu и метастабильный **купроаурид** $AuCu$. Аурикуприд (Ramdohr, 1982) отвечает кубической модификации $AuCu_3$ I (Okamoto et al., 1987). Известна тетрагональная модификация $AuCu_3$ (Некрасов и др., 1994). Купроаурид отвечает мало упорядоченному твёрдому раствору α -(Au,Cu) (Ложечкин, 1939; Спиридонов и др., 2005). В рудах Золотой Горы минерал состава $AuCu$ (купроаурид) с рентгенограммой, содержащей только отражения, принадлежащие ГЦК структуре (пр. гр. $Fm\bar{3}m$), т.е. купроаурид по М.П. Ложечкину, выявили А.И. Горшков (Новгородова и др., 1977), Э.М. Спиридонов, В.В. Мурзин и С.Г. Сустанов. Минерал, который отвечает кубической модификации Au_3Cu (Покровский и др., 1979; Некрасов и др., 1984; Knight, Leitch, 2001; Спиридонов, Плетнёв, 2002), не имеет утверждённого названия. Ниже он именуется «**минерал Au_3Cu** ». Продукты твердофазных превращений купроаурида – тетрагональный **тетрааурикуприд** $AuCu$ (отвечает синтетической фазе $AuCu$ -I) (Chen et al., 1982; Knipe, Fleet, 1997; Спиридонов и др., 2004, 2005) и ромбический «**рождковит**» $AuCu$ (отвечает синтетической фазе $AuCu$ -II). Их выделения представлены агрегатами перекрещивающихся пластин двойников полиморфных переходов. При отжиге нестехиометричного купроаурида $Au_{1+x}Cu$ возникают тонкорешётчатые структуры распада твёрдого раствора двух типов – золото + тетрааурикуприд и тетрааурикуприд + минерал Au_3Cu . Известны структуры распада, где матрица – золото, а ламелли – минерал Au_3Cu ; по-видимому, это продукты распада нестехиометричного минерала $Au_{3+x}Cu$. Известны твёрдые растворы тетрааурикуприд – хонгшиит $CuPt$.

Минералы системы Au-Fe. Комплексом магнитометрических и минералогических методов установлено, что описанное ранее сильно магнитное железистое золото с 4–5% Fe – это тонкокристаллические сростания золота, которое содержит < 0.2 масс. % Fe, и октаэдров магнетита размером 0.01–0.2 микрона (Якубовская и др., 1989).

Минералы систем Au-Pd, Pt, Os, Ir. Минералы систем Au-Pd и Au-Pt – характерные минералы месторождений, сформированных при низкой aS_2 и при повышенной fO_2 , – кубические **палладистое золото (порпечит)** (Au,Pd) (Johnson, Lampadius, 1837; Вернадский, 1914; Stanley et al., 1990; Olivo et al., 1994; Тарбаев и др., 1996; Cabral et al., 2002, 2003; Fleet et al., 2002 и др.) и редкое **платинистое золото (Au,Pt)**; интерметаллиды, по составу близкие к Pt_3Au и $Pt(Au,Pd)$. Уже небольшая примесь Pd (первые %) приводит к тому, что цвет золота становится стально-серым. Описанные О.Е. Звягинцевым в 1935 и 1939 г. иридиевое золото и ауросмирид, очевидно, являются тонкими минеральными смесями, поскольку Au с Ir и Os не образует твёрдых растворов.

Минералы Au-Bi, Sb, Pb, Sn. Интерметаллиды золота – **мальдонит** Au_2Bi (Прокуронов и др., 1978; Громова и др., 1979; Сахарова и др., 1983; Гамянин и др., 1986; Litochleb et al., 1994; Hytonen, 1999; Альшевский, 2001) и **ауростибит** $AuSb_2$ (Graham, Caiman, 1952; Назьмова и др., 1975; Индолев, Жданов, 1975; Казаченко, Чубаров, 1978; Громова и др., 1979; Индолев и др., 1980; Савва, Прейс, 1990; Спиридонов, 1995а; Hytonen, 1999; Альшевский, 2001) – относительно редкие минералы. Мальдонит с ~ 65 масс. % Au, ауростибит ~ 45 масс. % Au. Ауростибит, заместивший мальдонит, содержит до 10 масс. % Bi (Спиридонов и др., 2010). Эти минералы формируются в условиях низкой fS_2 . Мальдонит обычно возникает при воздействии золотоносных гидротерм на самородный висмут, икунолит или хедлиит. Ауростибит обычно образуется при воздействии сурьмянистых гидротерм, отлагающих самородную сурьму на самородное золото. Следующие три интерметаллида: **анюит** $AuPb_2$ – $Au(Pb,Sb)_2$ (Разин, Сидоренко, 1989), **хуньчунит** Au_2Pb (Shangquan et al., 1992), **юаньцзянит** $AuSn$ (Chen, 1994), – обнаружены только в россыпях. Не исключено, что это техногенные образования.

Минералы систем Au – Ag (Cu) – Te. Теллуриды Au и Ag – характерные минералы гидротермальных месторождений, в ряде случаев основные минералы-носители Au и Ag в рудах. Типичные элементы-примеси в этих теллуридах – Hg, Cu. Триклинный **монтбрейит** $Au_2(Te,Sb,Pb,Bi)_3$ (Peacock, Thompson, 1946; Thompson, 1949; Rucklidge, 1969; Vachechi, 1972; Чвилёва и др., 1988; Shackleton et al., 2003; Bonev, Petrunov, 2004) редко, содержит ~ 50 масс. % Au и до 5 масс. % Sb. Широко распространены дителлуриды золота – калаверит, креннерит, сальванит. Моноклинный **калаверит** $AuTe_2$ (Goldschmidt et al., 1931; Stillwell, 1931; Thompson, 1949; Markham, 1960; Picot, Johan, 1982; Shackleton et al., 2003) содержит ~ 45 масс. % Au, до 3% Ag (обычно < 0.5 %). В некоторых месторождениях (Kalgoorly, Австралия) размер скоплений калаверита достигает 1 м³. Ромбический **креннерит** $Au_3(Au,Ag,Cu)Te_8$ (Thompson, 1949; Markham, 1960; Introduction..., 1970; Чвилёва и др., 1988) содержит ~ 40 масс. % Au, 0.5–6.5 масс. % Ag, его состав варьирует от $AuTe_2$ до Au_3AgTe_8 . Моноклинный **сальванит** $Au(Ag,Au_{Cu})Te_4$ (Stillwell, 1931; Синдеева, 1959; Markham, 1960; Cabri, 1965; Introduction..., 1970; Спиридонов и др., 1974, 2003) содержит ~ 25 масс. % Au. Сходный с сальванитом **костовит** $Au(Cu,Ag,Au)Te_4$ (Terziev, 1966; Коваленкер и др., 1979) – характерное реакционное образование вулканогенных руд золота (Спиридонов, 1994). **Мутманнит** $AuAgTe_2$ (Спиридонов, Чвилёва, 1985) развит в зонах цементации золото-теллуридных руд, пример мимикрии в минеральном царстве, – оптически и по спектрам отражения не отличим от петцита, а по рентгенограмме от калаверита. Кубический **петцит** $AuAg_3Te_2$ (Thompson, 1949; Синдеева, 1959; Markham, 1960; Хамид и др., 1978) с гранатоподобной структурой – самый распространенный из теллуридов Au-Ag, содержит ~ 25 масс. % Au. Кубический **твёрдый раствор (Ag,Au)₂Te** редко представлен гомогенной фазой, обычно испытал распад и превратился в сростания петцита с гесситом.

Минералы систем Au-Ag-Se, S. Кубический **фишессерит** $AuAg_3Se_2$ (Johan et al., 1971; Ботова и др., 1981; Picot, Johan, 1982; Stanley et al., 1990; Bindi, Cipriani, 2004а; Спиридонов и др., 2009), кубический **айтенбогардит**

AuAg_3S_2 (Barton et al., 1978; Barton, 1980; Castor, Sjoberg, 1993; Савва, 1996; Савва, Пальянова, 2007), моноклинный **петровсканит** $\text{AuAgS} - \text{AuAg}(\text{S}, \text{Se})$ (Нестеренко и др., 1984; Некрасов и др., 1988), гексагональный **пенжинит** $\text{AuAg}_2(\text{S}, \text{Se})_4$ (Бочек и др., 1984), кубический **твёрдый раствор** $(\text{Ag}, \text{Au})_2\text{Se}$ (Спиридонов и др., 2009), кубический **твёрдый раствор** $(\text{Ag}, \text{Au})_2\text{S}$ (Самусиков и др., 2002) – характерные минералы вулканогенных гидротермальных месторождений золота от убогосульфидных до колчеданных. Петровсканит развит и в корях выветривания месторождений, богатых сульфидами, – в ассоциации с ярозитом и самородной серой (Нестеренко и др., 1984).

Комплексные халькогениды Au. Ромбический **нагиагит** $\text{AuPb}_5\text{Te}_{4-x}(\text{Sb},_{\text{As, Bi}})_x\text{S}_6$ (Спиридонов, 1991б...), моноклинный **музеумит** $\text{AuPb}_5\text{SbTe}_2\text{S}_{12}$ (Bindi, Cipriani, 2004b), ромбический **бакхорнит** $\text{AuPb}_2\text{BiTe}_2\text{S}_3$ (Francis et al., 1992; Johan et al., 1994), моноклинный **криддлеит** $\text{Au}_3\text{Ag}_2\text{PbSb}_{10}\text{S}_{10}$ (Harris et al., 1988...), моноклинный **джонасонит** AuBi_5S_4 (Litochleb, Šrein, 1994; Paar et al., 2006; Кривицкая и др., 2008) – это типичные образования вулканогенных гидротермальных месторождений Au и Au-Ag. В месторождении Сэкэрымб (Румыния) (бывший Нагиаг) «серая листоватая золотая руда» – нагиагит с ~ 10 масс. % Au – основной носитель золота в рудах.

Плюмботеллуриды и стибииоплюмботеллуриды Au – Cu (Ag) – Fe развиты в коре выветривания (в зоне цементации) золото-теллуридных месторождений. Это моноклинные (?) **билибинскит** $\text{Au}_5\text{Cu}_3(\text{Te}, \text{Pb})_2$ и **билибинскит-(Sb)** $\text{Au}_6\text{Cu}_2(\text{Te}, \text{Pb}, \text{Sb})_5$ (Спиридонов, 1991в), ромбические (?) **богдановит-(Cu) – Au₅Cu₃(Te, Pb)₂** и **богдановит-(Fe) – Au₅CuFe₂(Te, Pb)₂** (Чвилёва и др., 1988; Спиридонов, 2009), моноклинный (?) **безсмертновит** $\text{Au}_4\text{Cu}(\text{Te}, \text{Pb})$ (Спиридонов, Чвилёва, 1979). Билибинскит, богдановит и безсмертновит содержат ~ 50, 65 и 75 масс. % Au. Макроскопически они напоминают борнит. Твёрдость этих минералов заметно выше, чем у самородного золота. В отражённом свете они своеобразны – характеризуются чрезвычайно яркими цветными двуотражением и анизотропией, насыщенность цвета у них близка с золотом. Данные минералы заместили гипогенные костовит, креннерит, сальванит, нагиагит и алтаит. В зоне окисления плюмботеллуриды золота не устойчивы, их замещают тонкофестончатое золото и теллуриды Cu, Pb, Fe.

Пневматолитовая Au минерализация платиноносных базит-гипербазитовых формаций

Стандартный тренд благородных металлов в высокотемпературных эндогенных процессах $\text{Ru} (+ \text{S}) \rightarrow \text{Os} (+ \text{S}) \rightarrow \text{Ir} (+ \text{S}) \rightarrow \text{Rh} (+ \text{S}) \rightarrow \text{Pt} + \text{Au} (+ \text{S}, \text{As}, \text{Sb}, \text{Bi}, \text{Te}, \text{Sn}) \rightarrow \text{Pd} + \text{Au} + \text{Ag} (+ \text{S}, \text{As}, \text{Sb}, \text{Bi}, \text{Te}, \text{Sn}, \text{Pb})$. Элементы группы платины (PGE), Au и Ag охотно растворяются в металлических и сульфидных расплавах. По этой причине их история в гипербазит-базитовых магматических системах мало сульфидных и богатых сульфидами принципиально различная. В малосульфидных низкощелочных гипербазит-базитовых плутонах (Бушвелд, Стиллуотер) значительная часть минералов платиноидов (PGM) кристаллизуется из силикатных расплавов. В богатых сульфидами низко и умереннощелочных гипербазит-базитовых плутонах (Норильск-Талнах, Мончегорск, Инсизва) благородные металлы в начале полностью маскированы в продуктах кристаллизации сульфидных расплавов. Сульфидные расплавы мантийного происхождения на порядки богаче PGE и Au (например, Норильские), чем сульфидные расплавы корового происхождения (например, импактные в Садбери). PGE при повышенных температурах – типичные халькофилы, имеют очень большое сродство с S, As, Te, Sb, Bi. При послемагматической флюидной переработке значительная часть благородных металлов покидает высокотемпературные сульфидные твёрдые растворы, формируются разнообразные минералы PGE, Au, Ag. В богатых сульфидами гипербазит-базитовых плутонах – это ведущий тип благороднометалловой минерализации, в составе которой преобладают интерметаллиды Pt и Pd. В малосульфидных гипербазит-базитовых плутонах (Бушвелд, Стиллуотер) – пневматолитовые PGM и минералы Au-Ag почти аналогичны таковым в богатых сульфидами плутонах, но по масштабу пневматолитовые PGM сильно уступают первично магматическим PGM (сульфидам Pt–Pd – купериту, брэггиту, высокоциту). В почти бессульфидных гипербазит-базитовых плутонах Уральского – Аляскинского типа (Тагильский – Гудныйс-Бей...) складчатых областей и платформ (Кондёрский, Гулинский, Мончетундровский плутоны) практически вся минерализация благородных металлов пневматолитовая.

Крупнейшее месторождение Pd на Земле – Норильское рудное поле, богато и Au, и Ag. В норильских магматических сульфидных рудах $\text{Ag} : \text{Au} : \text{Pd} : \text{Pt} \sim 20\text{--}40 : 1 : 20\text{--}50 : 5\text{--}15$ (Кулагов, 1968; Годлевский и др., 1970 и др.). Основная масса Pd, Pt, Au, Ag в норильских сульфидных рудах представлена собственными минералами, меньшая их часть рассеяна в сульфидах (Pd и Ag в пентландите и т.п.). Несмотря на то, что изучению Ag-Au-Pt-Pd минерализации в рудах Норильского рудного поля посвящены исследования (Кулагов, 1968; Годлевский и др., 1970; Бегизов, 1977; Генкин и др., 1981; Евстигнеева, Генкин, 1990; Служеникин и др., 1994; Митенков и др., 1997; Дистлер и др., 1999; Служеникин, Мохов, 2002; Спиридонов и др., 2004; Спиридонов, 2010 и мн. др.), мы только начинаем понимать реальную, весьма непростую картину формирования минералов благородных металлов норильских руд. PGM и минералы Au примерно однотипны во всех типах руд – от пирротиновых до кубанитовых, халькопиритовых, талнахитовых, моихукитовых, заметно меняются лишь содержания и количественные соотношения минералов благородных металлов (Митенков и др., 1997).

В норильских магматических сульфидных рудах первоначально Au было растворено в продуктах кристаллизации Ni-Cu-Fe и Pb-Cu-Fe сульфидных расплавов – сульфидных твёрдых растворах, главным образом в Iss и PbSss. При их пневматолитовой флюидной переработке в крайне восстановительной обстановке и при крайне низкой активности сульфидной серы возникли интерметаллиды Pt и Pd с примесью золота: атоцит $(\text{Pd}, \text{Pt}_{\text{Au}})_3(\text{Sn}, \text{Pb},_{\text{As}})$ – до 8 масс. % Au, паоловит $(\text{Pd}, \text{Pt}_{\text{Au}})_2(\text{Sn}, \text{Sb})$ – до 5 % Au, звягинцевит $(\text{Pd}, \text{Pt}_{\text{Au}})_3(\text{Pb}, \text{Sn})$ – до 3 % Au, тетраферроплатина $(\text{Pt}, \text{Pd}_{\text{Au}})\text{Fe}$ – до 2 % Au; затем минералы группы медистого золота (в основном тетрааурикуприд) со

значительной примесью Pt (до 12 масс. %) и Pd (до 8 масс. %); затем обильные минералы ряда Au-Ag, не содержащие Pt и Pd (Спиридонов, 2010). Любые типы PGM и минералов Au-Ag – это метасомы, заместившие сульфидные агрегаты и продукты распада PbSss, нередко и агрегаты силикатов вдоль контактов сульфидных залежей и вне их. Ареалы развития PGM и минералов Au-Ag несколько больше контуров сульфидных залежей и совпадают с ареалами флюидного воздействия около сульфидных залежей. По данным ГРО рудника Комсомольский, над центральной частью основной Хараелахской сульфидной залежи на расстоянии до 10–15 м от верхнего пологого контакта залежи любые типы оруденелых пород содержат в 1.5–2 раза больше платиноидов и золота, чем аналогичные образования, расположенные на этом же уровне в стороне. Очевидно, что это результат флюидного воздействия кристаллизующегося сульфидного расплава. В экзоконтактах сульфидных тел в силикатной матрице роговиков вне сульфидов установлены метакристаллы тетраферроплатины, атокита (рис. 1), рустенбургита,

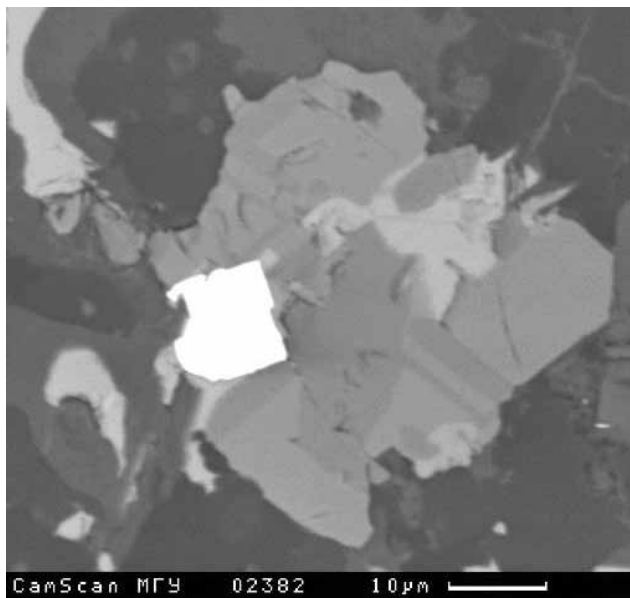


Рис. 1. Метакристалл золото-содержащего атокита (белый) в титаномagnetите ороговикованных базальтов в 1.5 мм от контакта 6 мм сульфидной инъекции. Рудник Медвежий Ручей. Фотография в отражённых электронах.

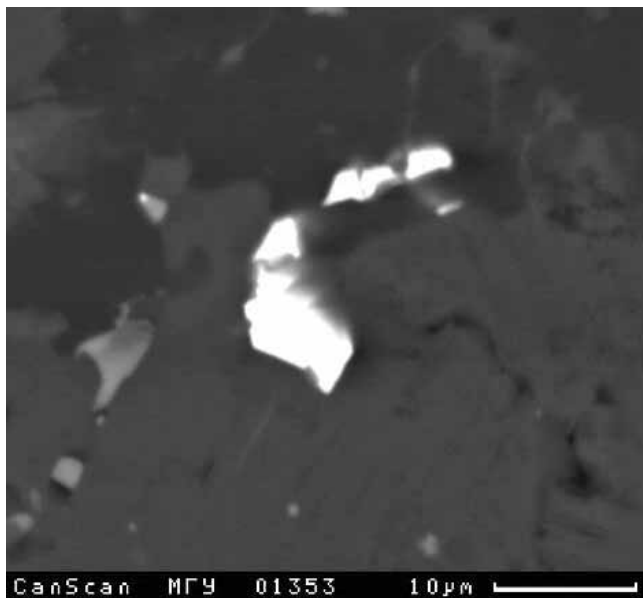


Рис. 2. Метасомы электрума в силикатной матрице ороговикованных базальтов в 2 мм от контакта 7 мм сульфидной инъекции. Рудник Медвежий Ручей. Фотография в отражённых электронах.

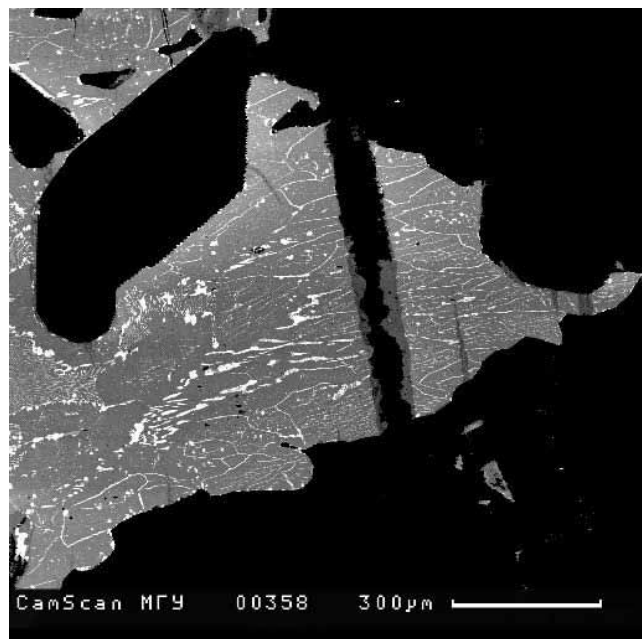


Рис. 3. Прожилки электрума по спайности Sb-паоловита, содержащего структуры распада ниггелита и геверсита (светлые). Рудник Октябрьский. Фотография в отражённых электронах.

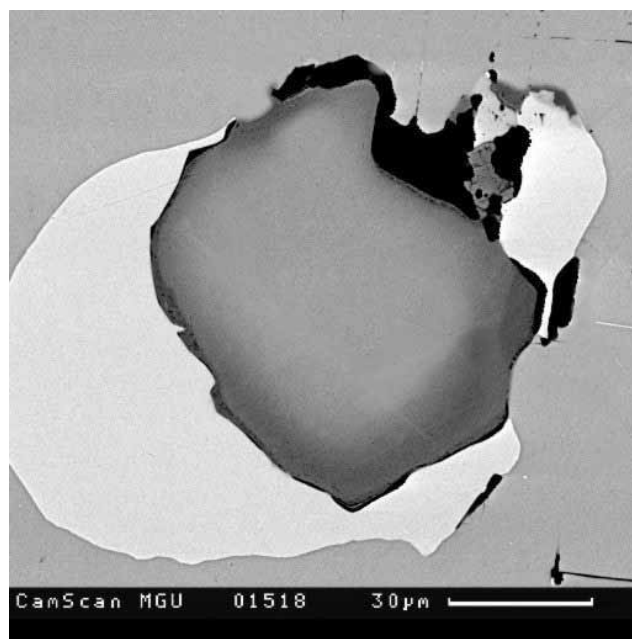


Рис. 4. Золотина с плавной прямой зональностью на контакте агрегата Те-соболевскита (светлый), пластин гессита, масловита (белый) и талнахита (чёрный). Золотину слагают серебристое золото (в центре, пробыность 720–706), электрум (серый, 676–318), кюстелит (тёмно-серый, 286–105), золото-содержащее серебро (серо-чёрное, 99–17). Рудник Октябрьский. Фотография в отражённых электронах.

майчнерита, сперрилита (до 8 мм в гнездах паргасита в роговиках в 5 м над Хараелахской сульфидной залежью), электрума (рис. 2), маякита, полярита, паоловита, когуюльскита; их размер обусловлен масштабом тел сульфидов. Итак, генезис PGM и минералов Au-Ag пневматолитовый (Спиридонов, 2010). При их формировании Pd, Pt, Au, Ag, Sn, Te, As, Sb, Bi привнесены флюидами, возникшими при кристаллизации сульфидных расплавов; Cu, Pb, Fe, Ni заимствованы из сульфидов рудных тел (так, маякит PdNiAs и меньшиковит $Pd_3Ni_2As_3$ заместили пентландит). Пневматолитовые минералы Pd и Pt представлены интерметаллидами. Это станниды, висмутиды, плюмбиды, куприды и близкие теллуриды, арсениды, антимониды. С ними ассоциируют минералы Au-Cu и Au-Ag. Распределены минералы благородных металлов крайне неравномерно. Значительное их количество приурочено к эвтектическим рудам – сростаниям Iss и PbSss и развито в экзоконтактах жил таких руд. При этом, в одних участках руд развиты станниды Pd и Pt, в других – арсениды Pd и Pt, в третьих – висмутиды и плюмбиды или антимониды Pd и Pt и т.п. Наиболее характерны полиминеральные сростания PGM. Их размер достигает многих см. С метасомами PGM ассоциируют метасомы алтаита с поперечником до 7 см.

Минералы Au-Ag слагают обособленные метасомы в сульфидной массе, вrostки и секущие прожилки в PGM ранней и средней стадий (рис. 3). Незональные золото, электрум и кюстелит развиты внутри агрегатов PGM. Зональные выделения минералов Au-Ag образуют каймы вокруг агрегатов PGM в сульфидной матрице. Проявлены несколько типов зональности золотин – прямая с плавным снижением содержания Au от центра к краям (рис. 4), обратная, плавная осцилляционная (рис. 5), сложная и весьма сложная (рис. 6), в том числе зональность пересечений. Распространены золотины с несколькими центрами кристаллизации. Пробность минералов ряда Au-Ag непрерывно варьирует от 870 до 0, преобладают серебристый электрум и золотистый кюстелит (рис. 7). Относительно высокопробное золото часто развито в тех участках, где обилён теллурид серебра гессит. Поэтому, можно полагать, что состав минералов Au-Ag в значительной мере обусловлен вариациями активности теллура во флюидах. Наиболее поздний из пневматолитовых PGM – сперрилит PtAs₂. Границы его метакристаллов секут более ранние PGM и минералы Au-Ag.

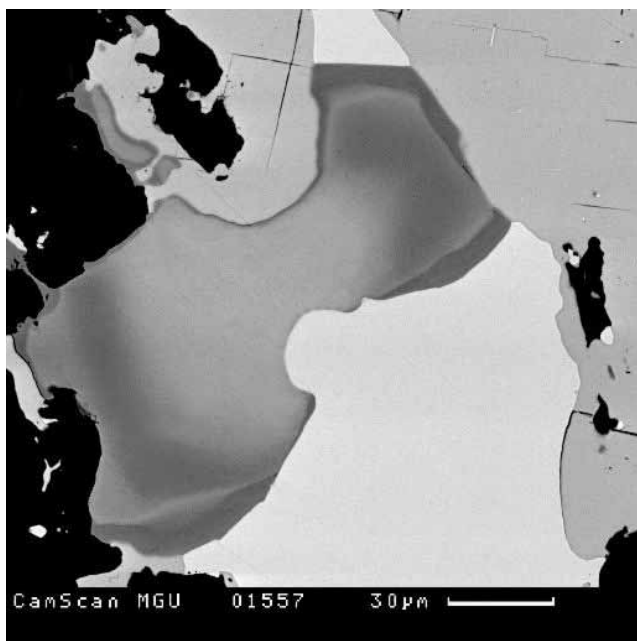


Рис. 5. Золотины с плавной осцилляционной зональностью (состав от серебристого золота до золото-содержащего серебра) в сростании с фрудитом (белый) на контакте галенита и сульфидной матрицы (чёрное). Рудник Октябрьский. Фотография в отражённых электронах.

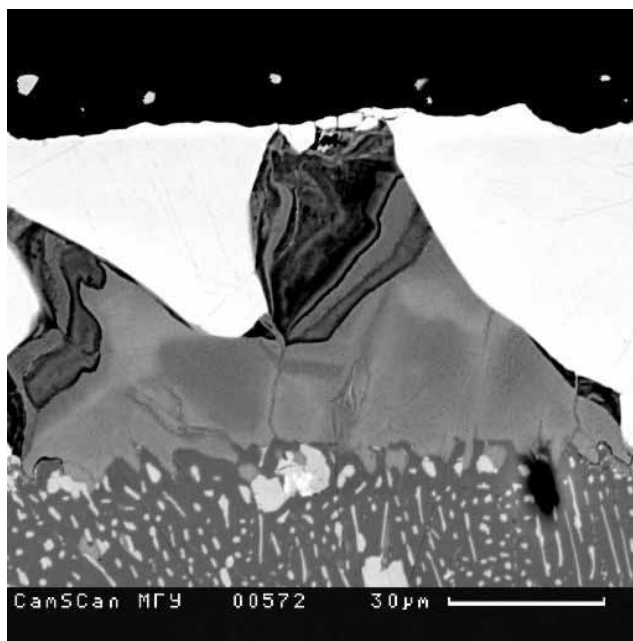


Рис. 6. Сложно- и плавнотональная золотина с вариациями состава от золотистого электрума до золото-содержащего серебра на контакте паоловита с тельцами распада геверситинсизвайта-нигглиита и сульфидной матрицы (чёрное). Рудник Комсомольский. Фотография в отражённых электронах.

Условия образования пневматолитовых минералов благородных металлов норильских руд: верхний предел температуры 490°C (T распада PbSss); две стадии формирования – при кристаллизации сульфидных расплавов захват благородных металлов в сульфидные твёрдые растворы, в дальнейшем флюидная переработка Au-Ag-PGE-содержащих Mss, Iss, PbSss и кристаллизация PGM и минералов Au-Ag в резко восстановительных условиях при T ≈ 450–350°C, при крайне низкой фугитивности сульфидной серы. Судя по ассоциации многих PGM с тетрааурикупридом, T их образования ниже 390–385°C – это верхний предел устойчивости тетрааурикуприда (Okamoto et al., 1987). Возможно, транспорт благородных металлов происходил в форме карбониллов, устойчивых при высоких температурах (Белозерский, 1958).

Среди поздних образований Co-Cu-Ni руд Садбери – пневматолитовые PGM и минералы Au-Ag, близкие к норильским (Springer, 1989). Норильские руды – идеальный объект для изучения проблемы: структуры распада твёрдого раствора в минералах ряда Au-Ag – миф или реальность (Петровская, Новгородова, 1980). В норильских

Химический состав минералов Au-Ag Норильского рудного поля (n = 1425)

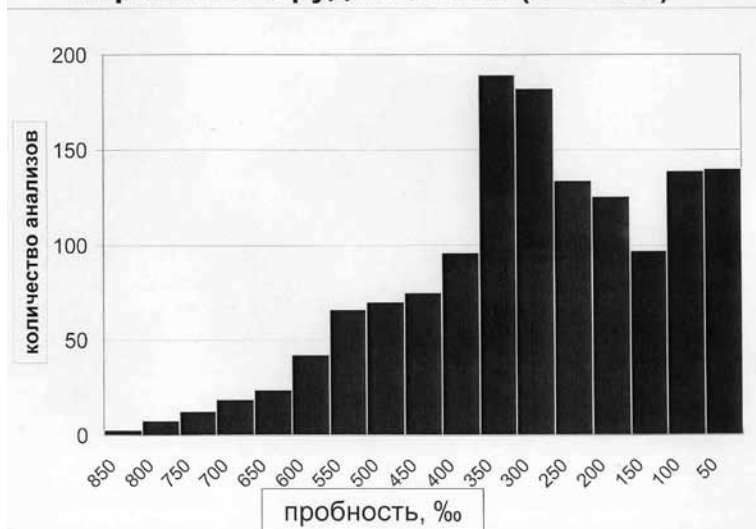


Рис. 7. Пробность минералов ряда золото – серебро норильских сульфидных руд (n = 1425). Данные автора.

сульфидных рудах, особенно в сплошных рудах крупнейшей в мире Хараелахской сульфидной залежи (3000×1000×15–75 м), широко развиты структуры распада твёрдых растворов: пирротин – пентландит, халькопирит – кубанит, талнахит – кубанит, пентландит – аргентопентландит, галенит – алтаит, тетраферроплатина – атоцит, паоловит – инсизваит – геверсит, татьянаит – таймырит. Размер пластин распада халькопирита и кубанита достигает 25 см! Во всех изученных золотилах норильских руд проявлена плавная зональность состава. При увеличениях до 35000 раз структуры распада в золотилах, в том числе очень богатых серебром, не наблюдались. Эти природные наблюдения находятся в согласии с экспериментальными данными Дюудэлла с соавторами 1943 г., Уайта с соавторами 1957 г., А.Е. Вола и И.К. Кагана (Вол, Каган, 1976), – в синтетических фазах ряда Au-Ag структуры распада отсутствуют. Описанные как структуры распада твёрдого раствора Au-

Ag тончайшие сростания различных по составу высокосеребристых фаз в рудах вулканогенных месторождений, для которых характерны явления закалки, а не отжига, вероятно, образования ростовые.

Основные типы эндогенных месторождений золота

Основная масса рудного золота сосредоточена в гидротермальных месторождениях (и в продуктах их разрушения в корах выветривания, и в их метаморфизованных аналогах). Имеющиеся данные о гидротермальных рудных концентрациях Au в значительной степени обобщены в работах: **для континентов** – (Stutz, 1803; Don, 1898; Высоцкий, 1900; Lindgren, Ransome, 1906; Браунс, 1906; Ransome et al., 1909; Sharwood, 1911; Вернадский, 1914; Пилипенко, 1915; Goldschmidt, 1918; Lindgren, 1933; Helke, 1934; Обручев, 1935; Кутюхин, 1937; Нолан, 1937; Emmons, 1937; Schneiderhohn, 1941; Билибин, 1947, 1959; Бульиников, 1948; Smith, 1948; White, 1950; Вейц и др., 1957; Синдеева, 1959; Лазаренко и др., 1963; Пляшкевич, 1967; Смолин, 1970; Brown, Ellis, 1970; Radtke, Scheiner, 1970; Волостных, 1971; Рожков и др., 1971; Бабкин, Сидоров, 1972; Берман и др., 1972, 1978; Шер, 1972, 1974; Петровская, 1973–1993; Амирян, Фамаразян, 1974; Андрусенко, Щепотьев, 1974; Ивенсен, Левин, 1975; Моисеева и др., 1975; Casadevall, Ohmoto, 1977; Ewers, Keaes, 1977; Николаева, 1978; Boyle, 1979; Волярович и др., 1980; Индолев и др., 1980; Скрыбин, 1980; Radtke et al., 1980; Лайпанов, Михайлова, 1982; Попенко, 1982; Бородаевский и др., 1984; Золоторудные месторождения..., 1984–1990; Сазонов, 1984; Спиридонов, 1985–2010; Фирсов, 1985; Фогельман, 1985; Брагин и др., 1986; Нарсеев и др., 1986; Спиридонов и др., 1986–2003; Cole, Drummond, 1986; Гончаров и др., 1987, 2002; Heald et al., 1987; Krupp, Seward, 1987; Roberts, Kelly, 1987; Shikazono, Shimizu, 1987; Коробейников, 1987; Weir, Kerrick, 1987; Nesbitt, 1988; Коваленхер и др., 1988–1990; Ляхов, 1988; Золоторудные..., 1989; Щепотьев и др., 1989; Некрасов, 1991; Huston et al., 1992; Mitchell, Leach, 1992; Large, 1992; Сахарова и др., 1992; Ansdell, Kayzer, 1992; Павлова, 1993; Richards, Kerrich, 1993; Rushton et al., 1993; Leict et al., 1994; Rytuba, 1994; Hodgson et al., 1995; Kuehn, Rose, 1995; Sillitoe, 1995; Котов и др., 1995; Marcoux, 1995; So et al., 1995, 1997; Hagemann, Brown, 1996; Моисеенко, Эйриш, 1996; Наумова, 1996; Ohmoto, 1996; Trumbull et al., 1996; Frimmel, Gartz, 1997; Oberthür et al., 1997; Константинов и др., 1998; Кравцова, 1998; Прокофьев, 1998; Andersen et al., 1998; Leistel et al., 1998; Shimizu et al., 1998; Алабин, Калинин, 1999; Hytonen, 1999; Milesi et al., 1999; Mishra, Panigrahi, 1999; Radhakrishna, Curtis, 1999; Брызгалов, 2001; Гамянин, 2001; Cooke, McPhail, 2001; Jia et al., 2001; Спиридонов, Плетнёв, 2002; Хомич, 2002; Kesler et al., 2003); **для морских акваторий** – (Hannington et al., 1986, 1995; Khin Zaw, Large, 1992; Binns, Scott, 1993; Herzig et al., 1993; Бутузова, 1998; Богданов, 1998; Богданов и др., 2002).

Несмотря на массу сводок по золотым месторождениям, современное состояние геологии диктует необходимость генетической типизации месторождений золота. Один из способов её видится в детальном изучении конкретных золоторудных формаций, отдельных рудных провинций и месторождений, при одновременном исследовании магматических, метаморфических, гидротермально-метасоматических и рудных образований с равной детальностью.

Гидротермальные месторождения золота часто объединяют в три формации – малых глубин (руды с обилием сульфидов, с низкопробным золотом, с сульфосолями Ag), средних глубин (руды умеренно сульфидные, с относительно низкопробным золотом), больших глубин (руды мало сульфидные, с высокопробным золотом) (Петровская и др., 1976). Эта почти общепринятая в нашей стране классификация не вполне отвечает современному

уровню геологии. Так, среди месторождений больших глубин масса богатых сульфидами, среди месторождений «малых глубин» немало убого сульфидных с высокопробным золотом; ряд месторождений со всеми признаками приповерхностных формировались на глубинах 1.5–2 км; на тех же глубинах зафиксировано образование месторождений золота с характерными признаками месторождений «больших глубин». Классификация гидротермальных золотых месторождений преимущественно по характеру рудовмещающих толщ (многие американские авторы) или на основе представлений о базовых формациях (группы большеобъемных месторождений вкрапленных и массивных сульфидных руд) (Сидоров, 1987) малоубедительны. Более аргументированы классификации Г. Шнейдерхена (Schneiderhöhn, 1941), П. Рамдора (Ramdohr, 1982) и Ю.А. Билибина (1959) и близкие к ним (Ивсен, Левин, 1975; Смирнов, 1982; Фогельман, 1985; Щепотьев и др., 1989), которые учитывают многосторонние геологические связи месторождений золота и особенно магматиты, с которыми сопряжено оруденение. По типу магматических образований, которые непосредственно предшествуют или сопровождают Au оруденение, выделены гидротермальные плутоногенные формации складчатых областей, вулканогенные формации складчатых областей, островных дуг и срединно-океанских хребтов, вулканогенно-плутоногенные формации (Спиридонов, 1995; Спиридонов и др., 2010). Большое значение в образовании месторождений золота придаётся процессам регионального метаморфизма, прежде всего черносланцевых толщ – выделена формация метаморфо-гидротермальная (Летников, Вилор, 1981; Бурак, Хмелевская, 1997 и др.), иначе плутоногенно-метаморфогенная (Нарсеев и др., 1986). Такие месторождения близки к плутоногенным, их постоянно сопровождают небольшие интрузивы гранитоидов и послегранитоидные дайки (Мурунтау, Сухой Лог); иногда месторождения целиком расположены в ореолах экзоконтактового метаморфизма – наложены на роговики и ороговикованные породы (Бакырчик); черносланцевые толщи являются лишь крупномасштабным геохимическим барьером для золота, источником восстановителей – углеводородов и сероводорода. Поэтому такие месторождения целесообразно рассмотреть совместно с плутоногенными.

Довольно широко распространены и приобретают всё большее значение медно-порфировые месторождения с Au (Ачкасова и др., 1969; Филимонова, Слюсарёв, 1971; Николаева, 1980; Tarkian et al., 1991; Ulrich, Heinrich, 2001; Гаськов и др., 2006...). Кроме того, распространены телетермальные рудные формации с Au (Галкин, 1966; Крутов, 1971; Kvaček, 1973; Knittel, 1989; Partunc, Gandhi, 1989; Stanley et al., 1990; Olivo et al., 1994; Виноградова и др., 1995; Ortega et al., 1996; Cabral et al., 2002, 2003...).

Вулканогенные гидротермальные золоторудные формации

Они являются принадлежностью вулканогенных поясов окраинно- и внутриконтинентальных, внутриокеанских и структур типа островных дуг. Гидротермальные системы современные и древние открытого типа, изливающиеся на поверхность суши или на дно морей и океанов, или полуоткрытого типа, так или иначе общающиеся с поверхностью, нередко кипящие. Главная особенность этих месторождений – образование при низком (обычно < 0.08 кб) и сильно изменчивом (до 1 атм) давлении (Ляхов, 1988; Коваленхер и др., 1988; Прокофьев, 1998). Прямые оценки для руд, которые по геологическим данным возникли на глубинах 1–1.5 км, чаще < 40–80 атм. Рудообразование и вулканическая деятельность синхронны или чередуются, пути движения гидротерм практически до поверхности сильно прогреты и рудоносные растворы в мало измененном виде достигают поверхности или приповерхностных участков. В результате кристаллизация рудных агрегатов происходит из пересыщенных растворов, чем обусловлены «колломорфные» структуры руд. Характерна резкая и контрастная минеральная и геохимическая зональность месторождений, неоднократное чередование низко-, средне- и высокотемпературных минеральных ассоциаций. Зачастую это месторождения ксенотермального типа. Минеральный состав руд обусловлен: вулканической обстановкой (жерловины, трубки взрыва, некки, субвулканические тела; температурные поля и их градиенты; флюидный режим и его градиенты, кипящие или не кипящие растворы, концентрации во флюидах CO₂, SO₂, H₂S, CH₄, F, Se, Te); гидрогеологической обстановкой (наземные разной степени обводнённости, подводные пресноводные или в морской среде, соответственно, сера самородная, сера в сульфатах – алунит, ангидрит, барит, целестин, сера в сульфидах); составом рудовмещающей среды (хромовая специализация среди гипербазитов – Зодское, ванадиевая среди габброидов – Калгурли). Для вулканогенных месторождений от современного до архейского возраста установлены сходные минерально-геохимические особенности, характерны генетические связи минералов кремнезема, сульфидов, барита, карбонатов, флюорита, минералов Mn и других, которые очень напоминают парагенезы минералов в отложениях современных горячих источниках (White, 1950; Ewers, Keays, 1977; Brown, Ellis, 1980; Балейское ..., 1984; Hannington et al., 1986, 1995; Krupp, Seward, 1987; Лебедев, 1988; Spycher, Reed, 1989; Muntean et al., 1990; Shelton et al., 1990; Mitchell, Leach, 1992; Bins, Scott, 1993; Herzig et al., 1993; Marcoux, 1995; Fullignati, Sbrana, 1998). Повышенный окислительный потенциал вулканогенных гидротерм обусловлен не только их контаминацией метеорными водами с кислородом, но и насыщением элементарной серой (зачастую селенистой). Высокая активность S₂ в гидротермах при низком P и повышенной T определили сернокислотный характер растворов. Поэтому типичны значительные объемы предрудных метасоматитов, обычно продуктов сернокислотного (точнее H₂S-H₂SO₄, HCl-H₂SO₄, HF-HCl-H₂SO₄) выщелачивания – вторичные кварциты, опалиты, аргиллизиты, зодиты; во внешней зоне обычно развиты калиевые пропициты с адуляром и серицитом и аргиллизиты со смектитами; рудосопровождающие метасоматиты – от алунитовых до серицитолитов или богатых адуляром (Lindgren, Ransome, 1906; Lindgren, 1933; Волостных, 1971; Heald et al., 1987; Зарайский, 1989; Наумова, 1995; Спиридонов, 1991 г; So et al., 1995; Ohmoto, 1996; Papike et

al., 2006). При низких величинах pH и $a_{H_2S}/a_{H_2SO_4}$ отношение Ag/Au в растворах больше 1 (Cole, Drummond, 1986), что объясняет главную особенность вулканогенных золото-серебряных руд: величина Ag/Au в них обычно более 10 и до 10000, чаще около 100. Данная величина 100:1 отвечает и соотношению кларков серебра и золота в островодужных вулканитах.

Обилие в вулканогенных месторождениях S, Se, As, NH_4^+ , F (Tl, Hg, In) обусловлено наличием этих компонентов в вулканических газовых струях и конденсатах из них. Наличие в этих рудах Mn, V, Sn, Ge, Ga, Mo, W, Be частью обусловлено теми же причинами, а в большей степени выщелачиванием из вмещающих пород под действием HF-HCl-H₂S-H₂SO₄ растворов, при глубоком разложении силикатов (до «каолинового ядра» и далее до «кремневого скелета») с выносом всех элементов, кроме Si и Ti (в дальнейшем могут быть выщелочены и они); темноцветные минералы были источником Mn, V, Sn, полевые шпаты – W, Be, те и другие – Ge, Ga и Mo. Концентрирование в рудах Sn, Be, W, Mo определялось повышенной активностью фтора во флюидах. Обилие сульфидной или самородной серы привело к фиксации большей части этих элементов в сульфидах.

Месторождения типа Куроко (золото-колчеданные, золото-колчеданно-полиметаллические, золото-серебро-барит-полиметаллические). Жильные минералы – кварц, барит, ангидрит, гипс, пирофиллит, каолинит, диксит, тальк, алунит, зуниит, судоит, Li тосудит; самородные – электрум, золото, серебро, сурьма, мышьяк, стибарсен. Характерны сульфосоли Cu-As (энаргит, люционит), Cu-Sb (фаматинит), Pb-As, Pb-As-Sb, Pb-Ag-As, Ag; сложные сульфиды Sn (станнин, кёстерит, моусонит, станноидит), Bi (группа айкинита, эмплектит, аннивит), V (колусит, сульванит), Ge (германит, реньерит, бриартит), Te (голдфилдит, Te тетраэдрит, Te теннантит, канфильдит), In (рокезит, In-содержащие блёклые руды), W (киддкрикит, овамбоит, W-германит, тунгстенит), Sn-Mo (хемусит, майкаинит), Tl (воганит, криддлеит, хатчинсонит, шабурнеит); селениды и сульфоселениды Bi, Pb, Ag, Au-Ag; теллуриды Bi, Au-Ag, Pb, Hg; сульфиды и сложные халькогениды Ag, Au-Ag; дисульфиды Cu, Cu-Fe (футуробейт); ассоциации пирит + борнит, пирит + халькозин, пирит + ковеллин, – т. е. минералы с высшей степенью окисления As⁵⁺, Sb⁵⁺, Te⁴⁺, Cu²⁺, минералы и минеральные ассоциации, образованные при высокой фугитивности кислорода и серы (Schneiderhohn, 1941; Билибин, 1947; Вейц и др., 1957; Синдеева, 1959; Смирнов, 1959; Terziev, 1966, 1971; Качаловская и др., 1971; Яренская, 1971; Nishiyama et al., 1975; Пшеничный, 1975; Петровская и др., 1976; Смирнов, 1982; Harris et al., 1988; Лебедев, 1988; Зарайский, 1989; Huston et al., 1992; Large, 1992; Спиридонов, Бадалов, 1992; Спиридонов, Качаловская, 1992; Ohmoto, 1996; Leistel et al., 1998; Shimizu et al., 1999; Спиридонов, 2003; Спиридонов и др., 2003). Сходного типа рудные концентрации формируются в настоящее время на океанском дне, обычно в пределах срединноокеанских рифтовых структур или около них (Hannington et al., 1986, 1995; Binns, Scott, 1993; Herzig et al., 1993; Богданов, 1998; Бутузова, 1998; Богданов и др., 2002). В районах развития стандартной земной коры океанского типа колчеданные образования бедны и крайне бедны золотом, очевидно потому, что кларк золота в океанской коре крайне низок. В районах, где в океанах развиты блоки коры континентального типа или коры переходного типа (юго-запад Тихого Океана и др.), современная колчеданные руды богаты, местами весьма богаты золотом (и Ag, Pb, As, Sb) (Bins, Scott, 1993).

Условно применение термина эпиптермальные к любым вулканогенным месторождениям золота и золото-содержащим. Множество месторождений трансильванского типа действительно низкотемпературные, т. е. эпиптермальные. Целый ряд крупных колчеданных месторождений также эпиптермальные. Таково раннеальпийское

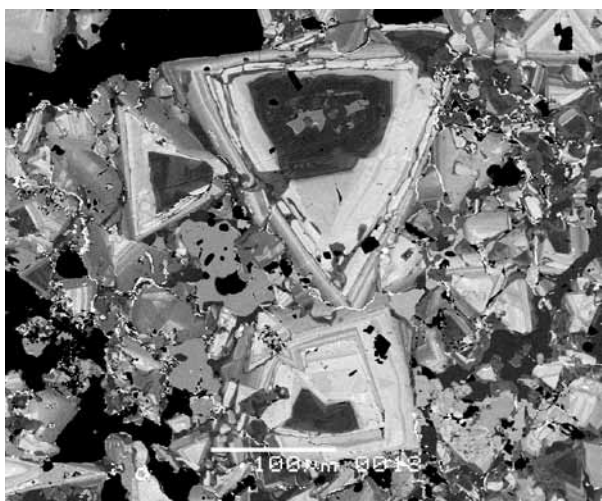


Рис. 8. Гипотермальная минерализация золотосодержащего серебро-колчеданно-полиметаллического месторождения Цумеб, Намибия. Зональные кристаллы овамбоита (светлые зоны) – майкаинита (серые зоны). Их окружают и замещают W-германит и халькозин (серые) и реньерит (тёмно-серый). Чёрное – кварц и апатит. Секущие светлые прожилки – тунгстенит. Фотография в отражённых электронах.



Рис. 9. Мезотермальная минерализация месторождения Цумеб. Агрегат германита (розоватый) и халькозина. 11 см.

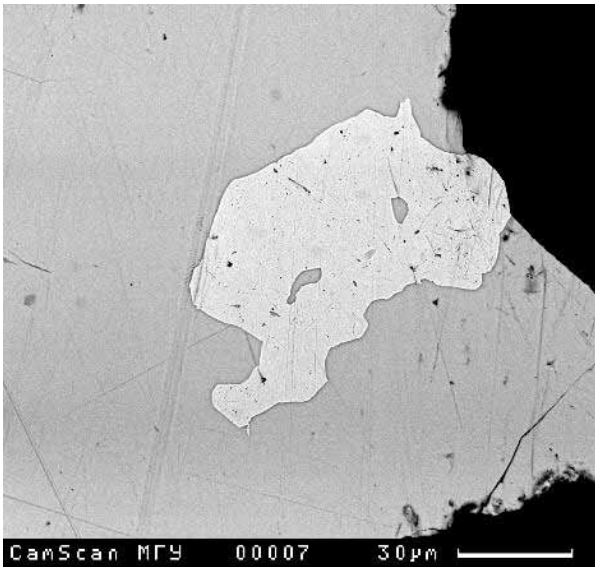


Рис. 10. Эпитермальная минерализация золото-колчеданного месторождения Харвана, СЗ Иран. Срастание золота (светлое) и свинцовистого колорадоита. Фотография в отражённых электронах.

пегматитов и цвиттеров. Сфалерит Рио-Тинто содержит до 2 % Cu, 1.5 % In, 1 % Sn. Такого состава сфалерит развит в кварц-касситеритовых месторождениях турмалиновой формации. Для руд Рио-Тинто характерны решётчатые срастания сфалерита и халькопирита, продукты распада весьма высокотемпературных твёрдых растворов. Наряду с высокотемпературными минеральными ассоциациями, в рудах Рио-Тинто и Цумеба широко развиты мезотермальные (в Цумебе в ней обильны халькозин и германит – рис. 9) и менее низкотемпературные – эпитермальные минеральные ассоциации с ртутистым золотом и электрумом, селенистым галенитом, штрмейеритом. Продуктивная Au-Ag минерализация во всех типах вулканогенных месторождений – эпитермальная. Один из характерных парагенезов – золото и теллурид ртути колорадоит (рис. 10) в ассоциации с гесситом и сильванитом (Спиридонов и др., 2003).

У ряда месторождений золото-сульфидно-кварцевого типа (Челопеч, Шаумянское, Харвана, Кочбулак) характеристики, промежуточные между золото-колчеданными и классическими жильными эпитермальными золото-серебряными.

Месторождения трансильванского-карпатского типа (классические эпитермальные золото-серебряные, золото-серебро-адуляр-кварцевые, золото-кварц-гидрослюдистые, золота-алунитовые, золото-теллуридные, золото-селенидные): Бая-де-Арьеш, Сэкэрэмб, Крипл-Крик, Балей, Зод, Дукат, Озерновское, Агинское, а также и Калгурли, месторождение, залегающее в черносланцевых толщах и интрузивах габброидов архея, однако сопряжен-



Рис. 11. Эндогенные золото-гематит-адуляр-кварцевые руды. 18×14 см. С глубиной гематит сменяется пиритом. Месторождение Уш-Шоки. Девонский вулканический пояс Центрального Казахстана.



Рис. 12. Типичные брекчиевидные и полосчатые текстуры вулканогенных рудных жил, образованные при неоднократном наслаивании расщеплённых агрегатов халцедоновидного кварца и адуляра (белёсый). Чёрное – теллуриды и иные рудные минералы. 6 см. Агинское месторождение, Камчатка.

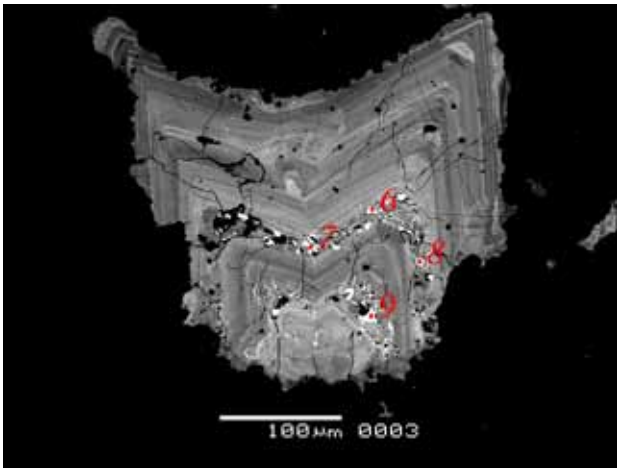


Рис. 13. Кристалл Bi-Se-As голдфилдита с осцилляционной зональностью и включениями твёрдого раствора $(Ag,Au)_2Se$ (обозначены цифрами анализов). Озерновское месторождение, Камчатка. Фотография в отражённых электронах.



Рис. 14. Классическое «белое золото» вулканогенных месторождений – пластина электрума $16 \times 9 \times 1$ мм на кварце. Месторождение Верешпатак, Зап. Карпаты.

ное с мелкими трубообразными телами дацитов и риодацитов протерозойского возраста. Нередко это месторождения субвулканического уровня, многие из них контролируются кальдерами. Жильные минералы - кварц, халцедон, аметист, опал, адуляр, барит, ангидрит, целестин, гипс, флюорит, аксинит, алунит, диккит, бейделлит, гидрослюды, пирофиллит, галлуазит, судоит, Li тосудит, роскоэлит; самородные – электрум, золото, кюстелит, серебро, сера, теллур, висмут, мышьяк, олово, свинец; интерметаллиды – дискразит, алларгентум, стистаит, мальдонит, ауростибит.; сложные сульфиды Pb-As, Pb-As-Sb, Pb-Bi-Cu, Pb-Bi-Ag, Ag (прустит-пираргирит, стефанит), Sn (станнин, кёстерит, моусонит, мохит, курамит, окартит, канфильдит), In (сакураит), Sn-Mo (хемусит), Mo (кастаньит), Bi, Be (гельвин); теллуриды и сульфотеллуриды Au, Au-Ag, Au-Cu (костовит), Bi, Hg, Sb (теллурантимонит), Au-Pb-Sb-Bi (нагиагит, бакхорнит, музеумит); селениды, теллуроселениды Bi, Pb, Ag, Au-Ag; сульфиды, селеносульфиды Ag, Au-Ag (айтенбогардтит, пенжинит, петровскаит), в том числе с Tl (криддлеит). Характерны минералы Mn (родохрозит, кутнагорит, Mn кальцит, олигонит, родонит, бустамит, тефроит, аллеганит, фриделлит, алабандин, гюбнерит, гельвин, оксиды Mn), сложные сульфиды, силикаты и оксиды V (колусит, роскоэлит, V мусковит, V турмалин, V гематит, V касситерит, V рутил, кулсонит, ноланит, хемлоит). Характерны широкие вариации fO_2 и fS_2 (рис. 11) и широкие вариации K^+/H^+ , – поэтому во многих месторождениях рудные жилы богаты адуляром (рис. 12), а иные – алунитом или диккитом. Весьма любопытен парагенез самородного свинца и/или свинцово-оловянных и иных интерметаллидов (стистаит) с гипогенными алунитом, ярозитом и иными сульфатами (Дукатское рудное поле).



Рис. 15. Скрученная золотая проволочка 3 мм в кальците. Сев. фланг месторождения Тырны-Ауз, Сев. Кавказ. Обр. В.С. Андреенко.

Причина появления этих самородных металлов – не восстановительная обстановка, а окислительная: сера связана в сульфатах, сульфидной серы просто нет! По этой же причине возник и такой своеобразный парагенез: алунит и ганит $ZnAl_2O_4$, вместо стандартного сфалерита (Заглик, Азербайджан).

Чрезвычайно характерно зональное, сложно и осцилляционно зональное строение кристаллов многих рудных и жильных минералов, в частности блёклых руд (рис. 13). Ядра золотинок нередко сложены высокопробным золотом, вокруг него зона электрума, который окружен кюстелитом, внешняя зона нередко представлена серебром. Для золотых и золото-серебряных вулканогенных месторождений типоморфны разнообразные пластинчатые (рис. 14), скелетные и дендритные формы кристаллов золота, электрума и кюстелита (Goldschmidt, 1918; Петровская, 1973, 1993). Нередки и разнообразные расщеплённые и скрученные выделения золота, электрума и кюстелита (рис. 15). Своеобразны агрегаты – сростания полых шаровидных выделений электрума (рис. 16) – продукты кристаллизации в кипящих растворах (налипание кристалликов электрума на пузырьки). В вулканогенных месторождениях на более глубоких горизонтах обычно развито более крупнозернистое золото и электрум.

Большинство вулканогенных месторождений Au от убогосульфидных до колчеданных обладает сходными минерально-геохимическими особенностями. Характерны высоко Al минералы, обычно глинистые (диккит, пирофиллит, судоит) и зуниит; алунит, ярозит, твёрдые растворы алунит – ярозит, барит, целестин, ангидрит, кридит и другие сульфаты; роскоэлит; сложные сульфиды Ag, Bi, Sn, V, Mo, Ge, W, Be, Tl;



Рис. 16. Агрегат полых шаровидных выделений электрума. 4 см. Калифорния.

из теллуридов – нагиагит, колорадоит, костовит, теллурантимонит, вулканит; селенотеллуриды и сульфоселенотеллуриды Bi; из блёклых руд – Ag тетраэдрит (фрейбергит), аргентотетраэдрит, богатые Cu^{2+} голдфилдит, Te и Bi тетраэдрит; парагенезы пирит + борнит, пирит + гематит, антимонит + теллуриды + сульфо антимиониды Pb, диккит + дюмортьерит + верлит + молибденит, электрум + молибденит, нагиагит + бурнонит + сильванит, теллур + As теллурантимонит + костовит + фаматинит, топаз + самородная сера + алунит + голдфилдит, алунит + самородный свинец или стистаит и иные интерметаллиды, повышенные содержания Se в сульфидах и теллуридах, NH_4^+ в адуляре, алуните и слюдах, Li в глинистых минералах, F в слюдах; типоморфны минералы, содержащие в одной структурной позиции As, Sb, Te,

Sn, Ge (In, Bi, Mo, W), – люционит, станнин, колусит, моусонит, германит, хемусит; показательны блёклые руды – твёрдые растворы серий: теннантит - тетраэдрит - аннивит - голдфилдит - хакит - жиродит (Stütz, 1803; Lindgren, Ransome, 1906; Браунс, 1906; Ransome et al., 1909; Sharwood, 1911; Вернадский, 1914; Пилипенко, 1915; Stillwell, 1931; Helke, 1934; Нолан, 1937; Emmons, 1937; Watanabe, 1952; Вейц и др., 1957; Смирнов, 1959; Markham, 1960; Лазаренко и др., 1963; Пляшкевич, 1967; Introduction..., 1970; Волостных, 1971; Качаловская и др., 1971; Яренская, 1971; Берман и др., 1972, 1978; Шер, 1972, 1974; Kieft, Oen, 1973; Петровская, 1973–1993; Амирян, Фармазян, 1974; Андрущенко, Щепотьев, 1974; Савва, Раевская, 1974; Nishijama et al., 1975; Моисеева и др., 1975; Пшеничный, 1975; Barton et al., 1977; Shikazono, 1978; Boyle, 1979; Громова и др., 1979; Некрасова и др., 1979; Коваленхер и др., 1979–1990; Воларович и др., 1980; Спиридонов и др., 1980–2009; Ботова и др., 1981; Mroscos, 1983; Watanabe, 1983; Гончаров, 1983; Сахарова и др., 1983, 1992; Бадалов, Спиридонов, 1984; Балеysкое..., 1984; Бочек и др., 1984; Золоторудные месторождения..., 1984–1990; Thompson et al., 1985; Спиридонов, Округин, 1985; Flemming et al., 1986; Nickel, Grey, 1986; Сидоров, 1987; Спиридонов, 1987–2003; Heald et al., 1987; Mitchell, Leach, 1992; Чвилёва и др., 1988; Altaner et al., 1988; Harris et al., 1988; Некрасов и др., 1988; Золоторудные..., 1989; Щепотьев и др., 1989; Knittel, 1989; Савва, Преис, 1990; Healy, Petruk, 1990; Shelton et al., 1990; Некрасов, 1991; Huston et al., 1992; Khin Zaw, Large, 1992; Large, 1992; Mitchell, Leach, 1992; Спиридонов, Бадалов, 1992; Castor, Sjoberg, 1993; Richards, Kerrich, 1993; Rytuba, 1994; Marcoux, 1995; Sillitoe, 1995; So et al., 1995; Брызгалов и др., 1996; Моисеенко, Эйриш, 1996; Наумова, 1996; Савва, 1996; Константинов и др., 1998; Кравцова, 1998; Leistel et al., 1998; Milesi et al., 1999; Shimizu et al., 1999; Брызгалов, 2001; Cooke, McPhail, 2001; Хомич, 2002; Pals, Spry, 2003; Shackleton et al., 2003; Warmada et al., 2003; Bindi et al., 2004; Bonev, Petrunov, 2004; Papike et al., 2006; Савва, Пальянова, 2007).

Золотая минерализация нередко самая поздняя и накладывается на любые более ранние образования. Изредка это ранняя сурьмяная минерализация с самородной сурьмой, в таких случаях возникают необычные эндогенные агрегаты – аурустибит, замещающий сурьму, и золото, замещающее аурустибит (Казаченко, Чубаров, 1978).

Минеральный состав продуктивной Au-Ag минерализации во многом определяется fS_2 . Минералами-индикаторами низкой и очень низкой fS_2 являются самородные висмут и сурьма, мальдонит, аурустибит, магнетит. Минералами-индикаторами высокой и очень высокой fS_2 являются энаргит, фаматинит, голдфилдит, фукучилит, джонасонит, айтенбогардит, петровскаит. Особое влияние на процессы минералообразования продуктивной ассоциации оказывает активность Te и Se. В их отсутствие возникают электрум, кюстелит и серебро, богатые Ag блёклые руды, вплоть до аргентотетраэдрита и аргентотеннантита, богатые Ag сульфосоли Sb, As, Bi. При повышенной активности Te и Se возникает высокопробное золото, бедные Ag блёклые руды и иные сульфосоли в ассоциации с теллуридами и/или селенидами Ag – гесситом, науманнитом.

Типичный минерал вулканогенных руд – самородный теллур. Гидротермы, отлагающие теллур, весьма агрессивны к более ранним минеральным образованиям. Под их воздействием галенит замещается алтаитом, разрушаются As-Sb блёклые руды с образованием теллуратимонита, Te блёклых руд, теллуридов меди, если рядом присутствовал калаверит, то за его счёт образуется костовит (Спиридонов, 1994).

Месторождения типа Карлин–Лухуми близки к типичным эпитеpmальным: сопряжены с субвулканическими телами брекчий, расположены в ореолах аргиллизитов, характеризуются тонкозернистыми рудами с пылеватым золотом, баритом, флюоритом, марказитом, золотоносными пиритом и арсенипиритом, антимонитом. Особенности их – формирование под структурами типа надвигов – покровов при повышенном давлении (до 1 кб и более), которое препятствует распылению легко летучих As-Sb-Hg-Tl, обилие золото-органических соединений, сульфидов As (аурипигмент, реальгар, вакабаяшиллит, гетчелит), сульфидов Tl (карлинит, эллисит, лорандит, христит, вейсбергит), минералов Hg (киноварь, метациннабарит, галхаит, лаффитит, колорадоит) (Radtke, Scheiner, 1970; Wells, Millens, 1973; Casadevall, Ohmoto, 1977; Radtke et al., 1980; Kuechn, Rose, 1995; Kesler et al., 2003). Минерализация близкого типа представлена осадками геотермальных систем Бродленс и Ротокава в Новой

Зеландии (White, 1950; Brown, Ellis, 1970; Ewers, Keays, 1977; Krupp, Seward, 1987; Spycher, Reed, 1989). Для руд месторождений карлинского типа типоморфны обогащённые Au мелкокристаллические As-пирит и сернистый арсенопирит; содержания золота в них до 14 кг/т сульфида.

Механизм образования концентраций невидимого золота в сульфидах блестяще расшифровал В.Л. Таусон, – сорбция микрочастиц золота, вплоть до отдельных атомов на поверхности растущих кристаллов сульфидов, прежде всего на различных дефектах поверхности растущих кристаллов (Таусон и др., 2004). В дальнейшем «облака Коттрела» из адсорбированных атомов золота могут трансформироваться в нанокристаллы золота (Palenic et al., 2004).

Вулканогенно-плутогенные гидротермальные золоторудные формации

Многие из этих месторождений (Дарасунское, Алданские, Чармитан) сопряжены с латит-монзонитовыми комплексами орогенного этапа развития складчатых областей и их рамы (Таусон и др., 1987), их руды обогащены минералами Вi. Одни месторождения – Куранах, Лебединое (Алдан) по особенностям состава близки к вулканогенным – с селенидно-теллуридной минерализацией, с Те блёклыми рудами, колуситом, аурипигментом, киноварью (Петровская, 1973). Другие (Дарасун, Чармитан-Зармитан) имеют промежуточные характеристики (Сахарова, 1968; Громова и др., 1979; Ляхов, 1988; Прокофьев, 1998; Кривицкая и др., 2008, 2010; Спиридонов и др., 2008, 2010). На тех и других проявлена отчётливая латеральная и вертикальная минеральная зональность, в том числе скрытая (вариации состава арсенопирита, теннантита – тетраэдрита, бурнонита, сульфосолей Pb-Sb-As и др.). Изменчивость параметров рудоотложения фиксирует резко выраженная зональность кристаллов доломита – ферродоломита-кутнагорита, пирита, арсенопирита, блёклых руд (рис. 17), иных сульфосолей, самородного золота, чего никогда не наблюдается в рудах плутогенных золото-кварцевых месторождений.

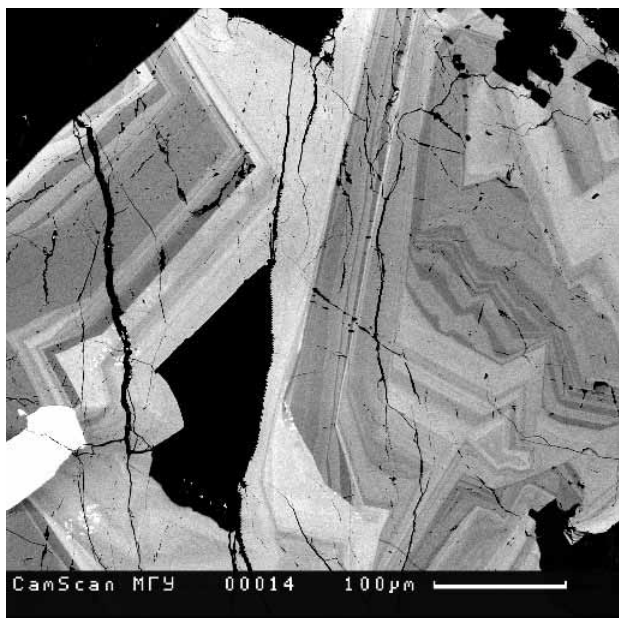


Рис. 17. Сложно осцилляционно зональные кристаллы теннантита (тёмные зоны) – тетраэдрита (светлые зоны). Месторождение Дарасун, Забайкалье. Фотография в отражённых электронах.

Au-Bi-Te, Au-Sb, в частности ассоциаций, возникших при высокой fS_2 , которые содержат джонасонит $AuBi_5S_4$, и ассоциаций, возникших при низкой fS_2 , которые содержат самородный висмут, икунолит Bi_4S_3 , мальдонит Au_2Bi , аурустибит $AuSb_2$. Минералы золота в рудах Дарасунского месторождения – самородное золото, электрум, петцит, аурустибит, мальдонит, джонасонит. Большая часть Ag связана в обильных теннантите и тетраэдрите. По этой причине самородное золото в основном высокопробное: Восточный участок – 967–924, Центральный участок – 976–854, Западный участок – 956–555 (Сахарова, 1968; Кривицкая и др., 2010). Мальдонит – продукт воздействия золотоносных гидротерм на висмут и/или икунолит. При повышении fS_2 в растворах мальдонит в рудах Дарасуна замещали сростания золота и висмутина.

В отличие от плутогенных и телотермальных месторождений, где аурустибит слагает только каймы замещения и полные псевдоморфозы по самородному золоту, в вулканогенно-плутогенных аурустибит преимущественно замещает центральные части выделений золота. В Дарасуне аурустибит трёх типов (Спиридонов и др., 2010) развит в рудах Западного участка, которые богаты пирротинном, содержат кубанит, висмут и икунолит. 1 тип – псевдоморфозы аурустибита по мальдониту, их форма ромбовидная и неправильная, этот аурустибит содержит около 9 масс. % Вi, рядом с ним состав золота не отличается от фонового (935–948). 2 тип – аурустибит, заместивший частью мальдонит, а большей частью окружающее золото, этот аурустибит содержит 2–5 масс. % Вi

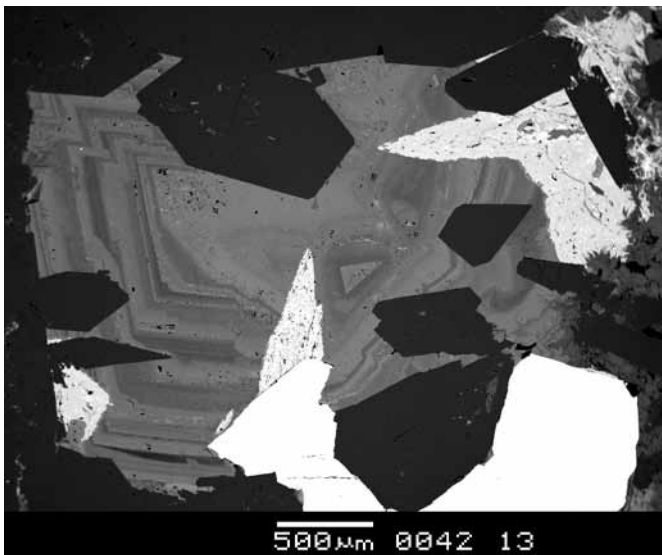


Рис. 18. Пирит (белый) на березиты, на пирите – острые скаленоэдры Mg сидерита (светлые), на сидерите осцилляционно-зональный доломит (тёмные зоны) – ферродоломит (более светлые зоны) с включениями кристаллов кварца (чёрные). Дарасун. Фотография в отражённых электронах.

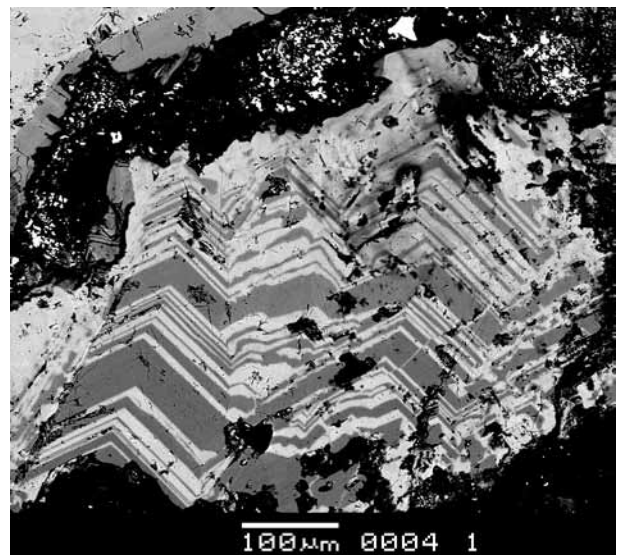


Рис. 19. Эндемичные карбонаты Дарасуна – многократное переслаивание доломита (тёмные зоны) и кальцита (светлые зоны). Фотография в отражённых электронах.

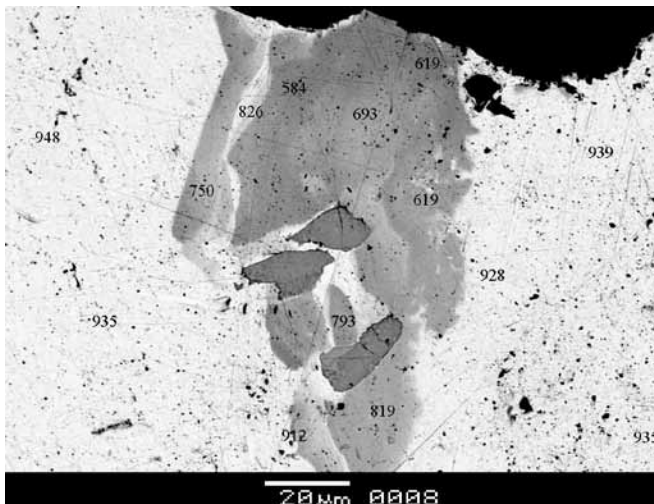


Рис. 20. Метасоматические вроски аурустибита (рельефный серый) в относительно высокопробном золоте (светлое). Вокруг аурустибита возникло низкопробное золото и электрум за счёт серебра, сброшенного при замещении золота аурустибитом. Цифры – пробность золота по данным микрозондовых анализов. Дарасун, западный участок. Фотография в отражённых электронах.

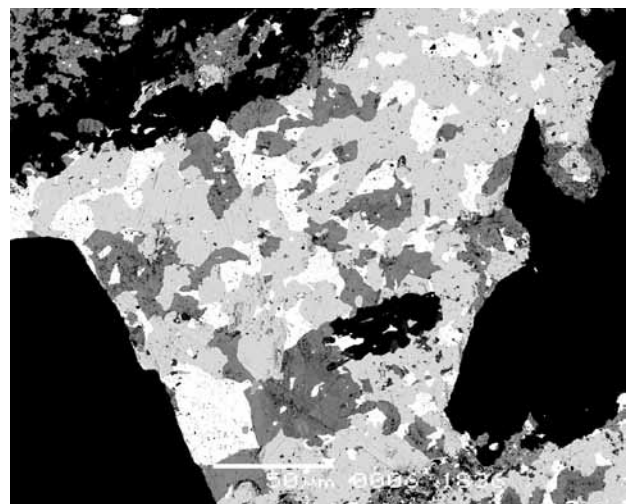


Рис. 21. Агрегат джонасонита (серый), висмутина (тёмно-серый) и самородного висмута (белый). Чёрное – кварц. Дарасун, западный участок. Фотография в отражённых электронах.

и 1–2 масс. % As. Около аурустибита развиты оторочки низкопробного золота и электрума (рис. 20), их пробность 555–922, чаще 635–826. В низкопробном золоте и электруме фиксировано Ag, которое было сброшено при замещении серебросодержащего золота аурустибитом. Аурустибит 3 типа слагает каёмки замещения на самородном золоте вдоль его контактов с кварцем, галенитом и цумоитом, этот аурустибит содержит 1–2 масс. % Bi.

Джонасонит развит в рудах Западного участка (Кривицкая и др., 2008). Это продукт замещения мальдонита Au_2Bi гидротермальными растворами, обогащёнными висмутом (и отчасти сурьмой) при повышенной fS_2 . Развит в гнездах висмута и висмутина (рис. 21) среди халькопирит-пирротиновых агрегатов. Парагенезы джонасонита: висмут + висмутин (более распространён), висмут + галенит, висмут + козалин, висмут + Sb-висмутин + Bi-плагионит. Джонасонит $AuBi_5S_4$ устойчив при fS_2 более высокой, чем для ассоциации самородного золота с висмутином.

Плутоногенные гидротермальные золоторудные формации

Плутоногенные месторождения золото-кварцевой формации сопряжены с тоналит – гранодиоритовыми, адаметлитовыми и монционитовыми гранитоидными комплексами складчатых областей. Эти месторождения формируются в условиях закрытой системы, т. е. при повышенном давлении (P). Величина P определяется положением верхней кромки гидротермальной системы, расположенной, как правило, близ верхней кромки интрузивов или не-

сколько выше. Самые низкие оценки P по ГЖВ в ранней генерации кварца и карбоната руд – 0.3–0.6 кб (Спиридонов, 1995 а; Trumbull et al., 1996), что отвечает минимальным глубинам формирования 1–1.5 км; максимальные оценки до 3.5–4 кб (~12–15 км) (Спиридонов, 1995 а; Hagemann, Brown, 1996; Mishra, Panigrahi, 1999; Yao et al., 1999). Оценки $P > 4$ кб отвечают метаморфизованным рудам. Плутоногенные месторождения с возрастом от раннего архея до кайнозоя формировались в условиях относительно устойчивого P на фоне плавного снижения T , то есть в относительно упорядоченных условиях. Характерна слабо контрастная (до исчезновения) вертикальная геохимическая и минеральная зональность (Smith, 1948; Спиридонов и др., 1986 б). Типична большая протяженность Au оруденения по вертикали: 3.5 км, с учетом эрозийного среза около 5 км – Колар (Индия), около 3 км – Морро-Велью (Бразилия), около 2.5 км – Ашанти (Гана), около 2 км – десятки месторождений Канады, Африки, Австралии, Казахстана.

Плутоногенные месторождения Au порождены процессами средне-низкотемпературного углекислого метасоматоза – березитизации-лиственнитизации (Обручев, 1935; Коржинский, 1953; Бородаевский, 1960; Тимофеевский, 1971; Лайпанов, Михайлова, 1982; Сазонов, 1984; Weir, Kerrick, 1987; Зарайский, 1989; Спиридонов, 1986, 1991 г, 1995 а, 1998; Knipe, Fleet, 1997 и др.). Эти процессы являются наиболее поздними из многочисленных эпизодов послейнтрузивной гидротермальной деятельности, находятся в возрастной вилке наиболее поздних родственных даек глубинного происхождения тоналит-гранодиоритовых и монзонитовых комплексов (Спиридонов и др., 1998). Максимальные параметры образования березитов – 400°C и 4 кб (Зарайский, 1989). По этой причине область рудогенеза плутоногенной березит-лиственитовой (золото-кварцевой) формации находится в зоне хрупких деформаций выше изотермы 400°C, в интервале глубин ~ 1–15 км. Золото-кварцевая формация представлена кварцевыми и карбонат-кварцевыми жилами, штокверками жил и прожилков, оруденелыми березитизированными – лиственнитизированными породами, в том числе известковыми и магнезиальными скарнами. В процессах скарнообразования Au инертно. Mg и Ca скарны содержат существенные количества Au только в тех участках, где они лиственнитизированы. Процессы лиственнитизации не связаны генетически с процессами скарнообразования и отделены от них внедрением многих генераций даек и формированием Mo-Cu-порфирирового оруденения. Таким образом, понятие «золото-скарновая» формация не имеет генетического смысла. Процессы березитизации – лиственнитизации, которые порождают плутоногенное золотое оруденение – золото – кварцевую формацию, генетически независимы, не связаны с более ранними процессами послейнтрузивной пропилитизации и гумбеитизации (Спиридонов, 1995 а).

Для плутоногенных гидротермальных месторождений Au типичны относительно небольшие объёмы околорудных метасоматитов – березитов, лиственитов. Соленость рудоносных растворов NaCl-KCl-MgCl₂ 6–17, чаще 9–13%; концентрации CO₂ составляют 2–7 моль/кг раствора; ранние кварц, карбонат и шеелит содержат ГЖВ с жидкой углекислотой, нередко с примесью метана, иногда включения с жидким сероводородом (в наиболее глубоких месторождениях P_{H_2S} достигает 2.5 кб). Слабокислые H₂CO₃ и H₂S-H₂CO₃ золотоносные гидротермы существенно хлоридные, с ничтожными содержаниями F, с низкими fO_2 и fS_2 выщелачивали из рудовмещающих толщ SiO₂, Fe, Cu, Zn, Pb, Ni, Co и W, но не Mn, Sn, Ge, Mo, Be. При повышенных величинах pH и aH₂S/aH₂SO₄ отношение Ag/Au в растворах меньше 1 (Cole, Drummond, 1986), что объясняет ведущую особенность состава руд плутоногенных Au месторождений. Плутоногенные месторождения формировались в восстановительных условиях. Руды отличаются ничтожными содержаниями F, Se, Sn, Ge, Be, Tl, Ir, Os, Ru, Pt, REE, низкими Mn и Mo; Te/Se >1. В последние годы в российской литературе интенсивно обсуждается проблема наличия платины и палладия в плутоногенных золоторудных месторождениях, нередко приводятся содержания платиноидов до многих г/т. А.Н. Курский (1999) пробирными анализами показал, что это аналитические ошибки; содержания платиноидов в золотых рудах березит-лиственитовой формации не превышают первые мг/т. Такие же данные получены автором по богатым золотым рудам месторождений Северного Казахстана (Кварцитовые Горки, Бестюбе, Джеламбет, Аксу), в том числе по рудам, залегающим среди черносланцевых толщ (Спиридонов и др., 2002).

Минеральный состав руд плутоногенных золото-кварцевых месторождений обычно прост. Характерны высокопробное золото (электрум редок); пирит, арсенопирит, реже халькопирит, пирротин, борнит, кубанит; низкоMn карбонаты; галенит, бедный Ag, Bi, Sb, As; светлые слюды с ничтожными содержаниями F и NH₄⁺; единственная минеральная форма W – шеелит, бедный Mo и REE; сульфосоли только Pb-Sb, Cu-Bi-Pb, Ag-Pb-Sb, Pb-Bi; блёклые руды бедны Cu²⁺, Bi, практически лишены Te, Se; отсутствуют собственные минералы Mn, V, Hg, самородные Te и As; на глубоких горизонтах месторождений развито более мелкозернистое золото (Don, 1898; Lindgren, 1933; Кутюхин, 1937; Emmons, 1937; Schneiderhöhn, 1941; Билибин, 1947, 1959; Булытников, 1948; Smith, 1948; Markham, 1960; Смолин, 1970; Рожков и др., 1971; Шер, 1972, 1974; Петровская, 1973–1993; Спиридонов и др., 1974–2002; Ивенсен, Левин, 1975; Петровская и др., 1976; Boyle, 1979; Лайпанов, Михайлова, 1982; Бородаевский и др., 1984; Золоторудные..., 1984–1990; Сазонов, 1984; Фирсов, 1985; Брагин и др., 1986; Спиридонов, 1986–1998; Гончаров и др., 1987; Коробейников, 1987; Мурзин и др., 1987; Robert, Kelly, 1987; Weir, Kerrick, 1987; Nesbitt, 1988; Howell et al., 1990; Некрасов, 1991; Leitch et al., 1991; Амузинский и др., 1992; Ansdell, Kyzer, 1992; Павлова, 1993; Rushton et al., 1993; Котов и др., 1995; Hodgson et al., 1995; Hagemann, Brown, 1996; Trumbull et al., 1996; Буряк, Хмелевская, 1997; Knipe, Fleet, 1997; Oberthür et al., 1997; So, Yan, 1997; Алабин, Калинин, 1999; Mishra, Panigrahi, 1999; Radhakrishna, Curtis, 1999; Jia, Kerrich, 2000; Гамянин, 2001; Knigh, Leitch, 2001). Преимущественно плутоногенные гидротермальные месторождения содержат минералы группы медистого золота (Спиридонов, Плетнёв, 2002).

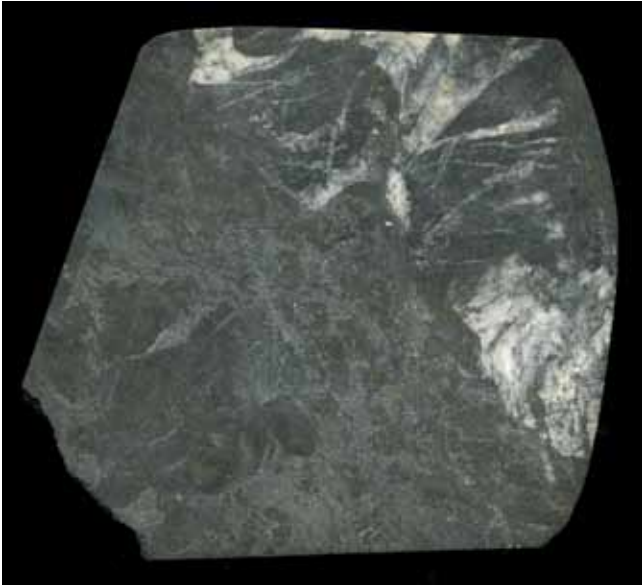


Рис. 22. Антимонит и сфалерит в кальците чёрного цвета, пропитанного битумоидом. Золото в том же кальците, но белого цвета, – при осаждении золота органика «выгорела». 105×95 мм. Кварцитовые Горки, Северный Казахстан.

в рудных телах – углеводороды и битумоиды (рис. 22), которые мигрировали в кварцевые жилы и метасоматиты, главные осадители для Au, в местах их скоплений возникли рудные столбы.

По геологическим данным, гидротермальные месторождения золота формировались на глубинах от 1 до 10 км и более. С ростом глубинности формирования месторождений в рудах уменьшаются количества Sb, Hg, Tl и увеличиваются Te, W, Au/Ag, Te/Se (от 1–2 до 100–3000), Au/Hg (от 1 до 200–6500). Плутоногенные месторождения формировались в относительно упорядоченных условиях закрытой системы, чем обусловлен относительно устойчивый состав руд и рудных минералов по вертикали конкретных месторождений и дифференциация рудного вещества по уровням глубинности формирования месторождений. Фациям глубинности отвечают минеральные типы гидротермальных месторождений золота по составу продуктивной ассоциации. Гипабиссальной фации (P ~ 0.3–0.9–1 кбар; глубина формирования 0.5–3 км) отвечают золото-антимонитовый тип с сульфидами Ag (андорит, аргентотеннантит, аргентотетраэдрит, рощинит, митаргирит, пираргирит) и α-амальгамой Au (Au-Ag) (Кварцитовые Горки, Казахстан) и золото-галенит-сульфоантимонидовый тип с Ag-тетраэдритом, овихиитом и с поздними антимонитом, сурьмой, ауростибитом, бертьеритом (Бестюбе, Акбакай, Казахстан; Ашанти, Гана) (гранодиоритовые формации – Г) и золото-галенит-айкинитовый с самородным висмутом и мальдонитом (Акбеит, Казахстан) (монзонитовые формации – М); мезоабиссальной фации (P ~ 1–1.8 кб; 3–7 км) – золото-галенитовый с сульфоантимонидами Pb и редкими теллуридами Pb и Bi (Г) (Степняк, Казахстан; Кэпэрвем, Чукотка) и сульфосолями Bi и редкими сульфотеллуридами Bi (М); абиссальной фации (P ~ 2–3.6 кбар; 7–12 км) – золото-галенит-теллуридный и золото-теллуридный (Г, М) (Джеламбет, Северное и Южное Аксу, Таукен, Казахстан; Колар, Индия..) (Спиридонов и др., 1974–2002; Спиридонов, 1986, 1995 а; Ortega et al., 1996; Mishra, Panigrahi, 1999). Для плутоногенных гидротермальных месторождений золота гипабиссальной фации наличие и обилие в рудах пирротина, халькопирита, борнита – отрицательный признак золотоносности, тогда как в месторождениях абиссальной фации – это великолепный положительный критерий золотоносности.

В месторождениях любых фаций глубинности самородное золото часто замещает анкерит в промежутках кристаллов кварца (рис. 23) и развито в виде прожилков и плёнок в и на брекчированных кристаллах пирита и особенно арсенопирита. В уль-

Рудные тела любого типа сложены ассоциациями: реликтовых минералов; шеелит-кварцевой (± хлорит, карбонат, серицит) (T~375–290° C, обычно 330–305° C); ранних сульфидов (пирит, арсенопирит); карбонат-полисульфидной (карбонаты, As-пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, кубанит, борнит, галенит, сфалерит, блёклые руды) (270–190° C); продуктивной (золото ± сульфиды и сложные сульфиды Pb, Sb, Ag, Bi, теллуриды Bi, Pb, Ag, Ni, Fe, Au-Ag, Au). T образования продуктивной ассоциации 210–150° C, обычно 190–170° C. Это объясняет то, что месторождения Au тяготеют к разновозрастным малым интрузивам и дайкам и только к краевым частям более крупных интрузивов, – те и другие успевают остыть до нужной температуры, иначе золото рассеивается! Минералы карбонат-полисульфидной и продуктивной ассоциаций развивались метасоматически. Самородное золото и теллуриды замещали кальцит, пирротин, хлорит, осаждались на As пирите с дырочным типом проводимости. Золотоносность рудных тел и околорудных метасоматитов практически целиком обусловлена развитием минералов продуктивной ассоциации. Важнейший геохимический барьер для Au



Рис. 23. Псевдоморфозы золота по анкериту в молочно-белом жильном кварце. На золотилах унаследованные отпечатки штриховки граней призмы кварца. 32 мм.

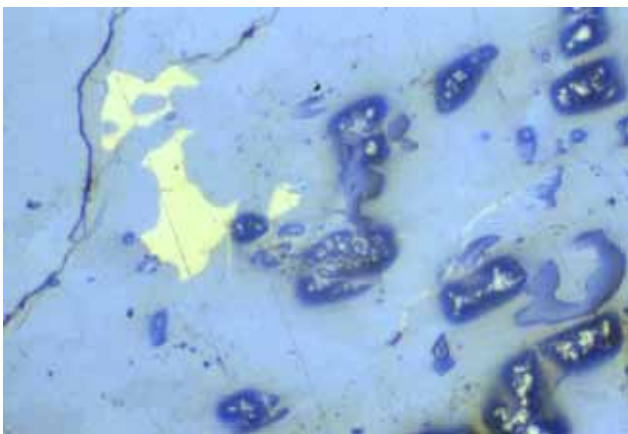


Рис. 24. Вростки и микропрожилки ртутистого золота в антимоните (с включениями сфалерита и арсенопирита). Аншлиф. Ширина поля зрения 1.5 мм. Кварцитовые Горки.

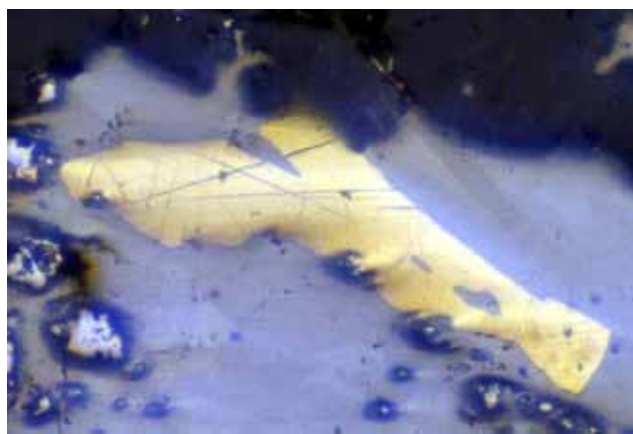


Рис. 25. Ртутистое серебристое золото 4 мм в антимоните (с включениями арсенопирита). Аншлиф. Кварцитовые Горки.

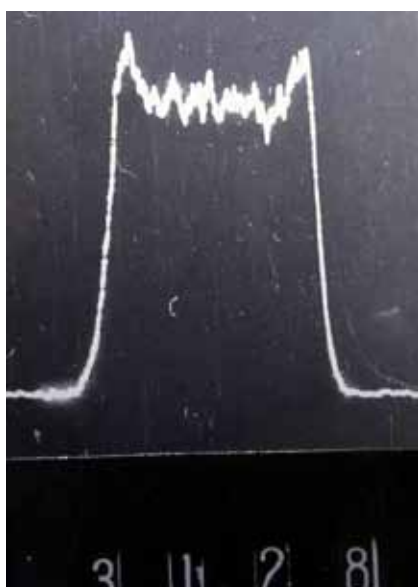


Рис. 26. Концентрационный профиль серебра через кристалл ртутистого серебристого золота 0.6 мм. Края заметно обогащены серебром. Кварцитовые Горки.

трагиабиссальных месторождениях – Кварцитовые Горки, Северный Казахстан, – развита ассоциация антимонита (и/или цинкениита, джемсонита, бертьерита, халькостибита) с ртутистым серебристым золотом – α -амальгамой золота, которая макро- и микроскопически не отличима от обычного золота (рис. 24, 25). Золотины малоглубинных плутоногенных месторождений обычно зональные, их края обогащены серебром (рис. 26), нередко и ртутью. В гипабиссальных месторождениях развито преимущественно серебристое золото в ассоциации с сульфидоантимонидами свинца (рис. 27–29) и тетраэдритом (рис. 30). Нередко золоторудные жилы настолько бедны сульфидами, что в отдельных участках количество самородного золота превышает содержание сульфидов (рис. 27–29). В гипабиссальных месторождениях (Бестюбе) золото нередко избирательно замещает сфалерит. В гипомезоабиссальных месторождениях (знаменитое Берёзовское на Среднем Урале) и мезоабиссальных (Степняк) довольно часто золото в виде прожилков приурочено к скоплениям галенита (рис. 31). В месторождениях абиссальной фации развито преимущественно высокопробное мелкое золото (рис. 32, 33), нередко в сростании с теллуридами – чаще с теллуридами и сульфотеллуридами висмута (рис. 34, 35). Золотины глубинных месторождений по составу обычно не зональны (рис. 36).

Для одного из месторождений (Джеламбет-Центр), вскрытого глубокими шахтами и скважинами, прослежены вариации пробности по вертикали более, чем на 1.5 км (рис. 37). Для этого глубоко проникающего ме-

сторождения характерна удивительная устойчивость пробности золота по вертикали – мода практически не меняется. Появление на глубоких горизонтах кроме преобладающего высокопробного золота и более низкопробного свидетельствует о том, что месторождение будет продолжаться на значительные глубины (при подходящих тектонических условиях).

В целом для детально изученной золото-кварцевой формации позднеордовикского возраста в каледонидах Северного Казахстана вариации пробности эндогенного самородного золота составляют 1000–700, лишь у единичных золотин пробность ниже 700, т. е. отвечает электриту. Обращает внимание вполне непрерывный спектр состава самородного золота, а также заметное количество золота с крайне высокой пробностью – до 1000. Крайне высокопробное золото находится в сростаниях с теллуридами не только висмута (тетрадимит, теллуровисмутит, цумоит), свинца (алтаит), никеля (мелонит), железа и ко-



Рис. 27. Обильное золото (пробность 880) в жильном кварце. 7 см. Бестюбе-Запад, горизонт – 115 м. Северный Казахстан.



Рис. 28. Обильное золото (пробность 885) в жильном кварце. 6 см. Бестюбе-Запад, горизонт – 385 м.



Рис. 29. Пржилки и гнёзда золота (пробность 880) в брекчиевидной кварцевой жиле. Бестюбе-Запад, горизонт – 610 м.



Рис. 30. Обильное золото (пробность 870) в жильном кварце с гнёздами крупнокристаллического арсениопирита и с тетраэдритом. 9 см. Бестюбе-Центр, горизонт – 610 м.



Рис. 31. Жильный кварц с гнездом галенита, пронизанным мелкими прожилками золота (пробность 895). 9 см. Берёзовское месторождение, Ср. Урал, шахта Северная.

бальта (фробергит до маттагамита), но и золота-серебра (калаверит, креннерит). Высокое сродство серебра к теллуру общеизвестно. Очевидно, что именно повышенной активностью Те во флюидах и обусловлена крайне высокая пробность самородного золота в некоторых месторождениях абиссальной фации (Северное Аксу). В месторождениях с самородным висмутом при наложении более поздней золотой минерализации возник реакционный мальдонит (Чвилёва и др., 1988).

В гипабиссальных месторождениях в участках брекчирования и наложения послезолоторудной сурьмяной минерализации с самородной сурьмой возник реакционный аурустибит (Назьмова, Спиридонов, 1977) (рис. 39). Он слагает оторочки вокруг самородного золота и полные псевдоморфозы по нему, замещая в первую очередь более серебристое самородное золото; сравните две гистограммы распределения пробности золота на рис. 39 – верхнюю (исходное самородное золото) и расположенную под ней (реликтовое золото, капсулированное в аурустибите). Аурустибит практически не содержит серебра. Поэтому за счёт сброшенного серебра рядом с ним возникли новообразованные минералы, не характерные для руд данного месторождения – богатый серебром тетраэдрит и миаргирит. В местах наложения более поздних гидротерм с повышенной fS_2 , отлагавших сурьмяную минерализацию с бертьеритом и антимонитом, аурустибит разложился с образованием тонкофестончатого край-

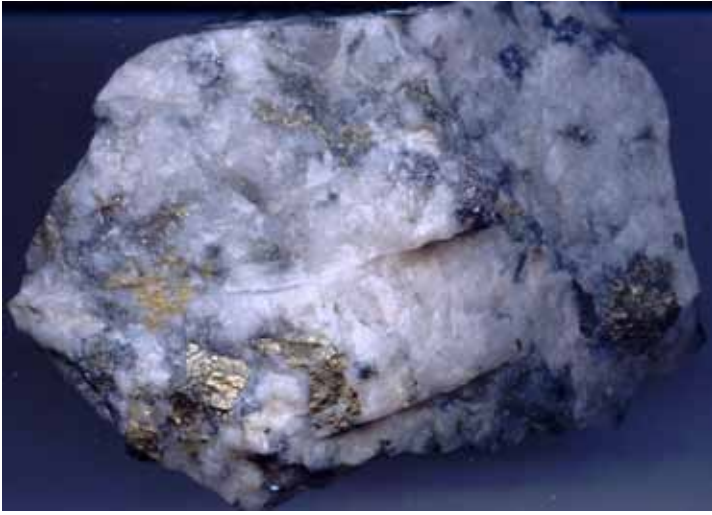


Рис. 32. Крупнозернистый жильный кварц с пиритом и кальцитом с мелкими вросками галенита, алтаита, небольшими гнёздами золота (пробность 940). 12 см. Джеламбет-Центр, Северный Казахстан.



Рис. 33. Мелкозернистый жильный кварц с малым количеством пирита и галенита (с микровросками мелонита и алтаита), с включениями обломков лиственигов с обильным пиритом. По кривым трещинам в кварце примазки мелкозернистого золота (пробность 935). 6 см. Джеламбет-Центр.



Рис. 34. Срастание золота (пробность 985) с тетрадимитом. 8 мм. Кварц растворён в плавиковой кислоте. Северное Аксу, Северный Казахстан.

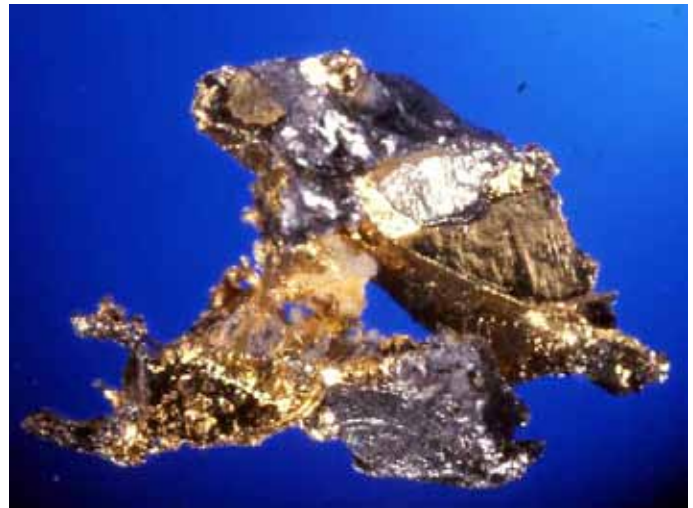


Рис. 35. Срастание золота (пробность 995) с теллурувисмутитом и калаверитом. 11 мм. Кварц растворён в плавиковой кислоте. Северное Аксу.

не высокопробного золота, не характерного для гипабиссальных месторождений золота (рис. 39). При эндогенном замещении аурустибита часть золота была переотложена, возникло новое золото в виде мелких правильных кристалликов в агрегатах антимонита (фотография в нижнем ряду на рис. 39), пробность такого золота весьма высокая – около 960. Таким образом, появление аурустибита в рудах весьма усложняет и нарушает первичную картину пробности золота. Наличие аурустибита заставляет изменять технологию переработки золотых руд, поскольку этот минерал и капсулированное в нём золото не цианируются и не амальгамируются, – руды необходимо обжигать.

Изотопный состав кислорода шеелита, который наиболее устойчив к эпигенетическому изотопному обмену, практически постоянен в плутоногенных гидротермальных месторождениях золота Казахстана, Урала, Средней Азии, Северной и Южной Америк: $\delta^{18}\text{O} = +4 \div +6\text{‰}$ SMOW. Это свидетельство глубинного метаморфогенного источника рудоносных $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$ флюидов, которые сопровождали становление золотоносных инверсионных



Рис. 36. Концентрационный профиль серебра через кристалл высокопробного золота 0.9 мм. Северное Аксу.

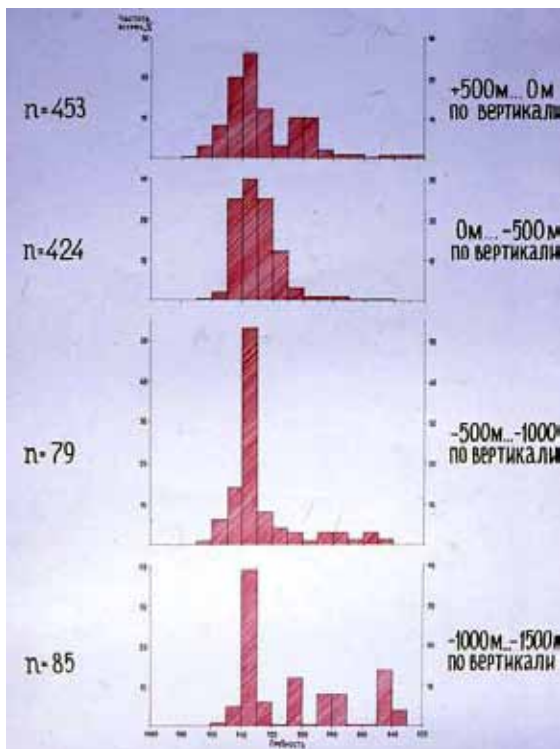


Рис. 37. Вариации пробности золота по вертикали месторождения Джеламбет-Центр, по результатам микрозондовых анализов. Данные автора.

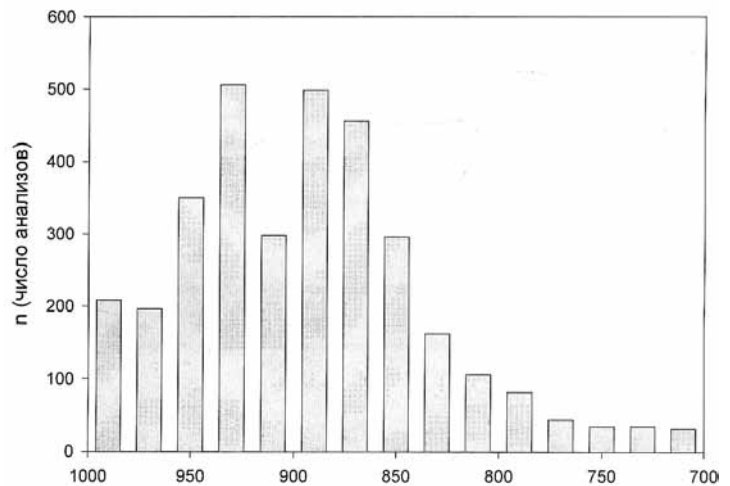


Рис. 38. Вариации пробности самородного золота позднеордовикских месторождений плутогенной золото-кварцевой формации каледонской провинции Северного Казахстана, по результатам микрозондовых анализов (n = 3305). Данные автора.

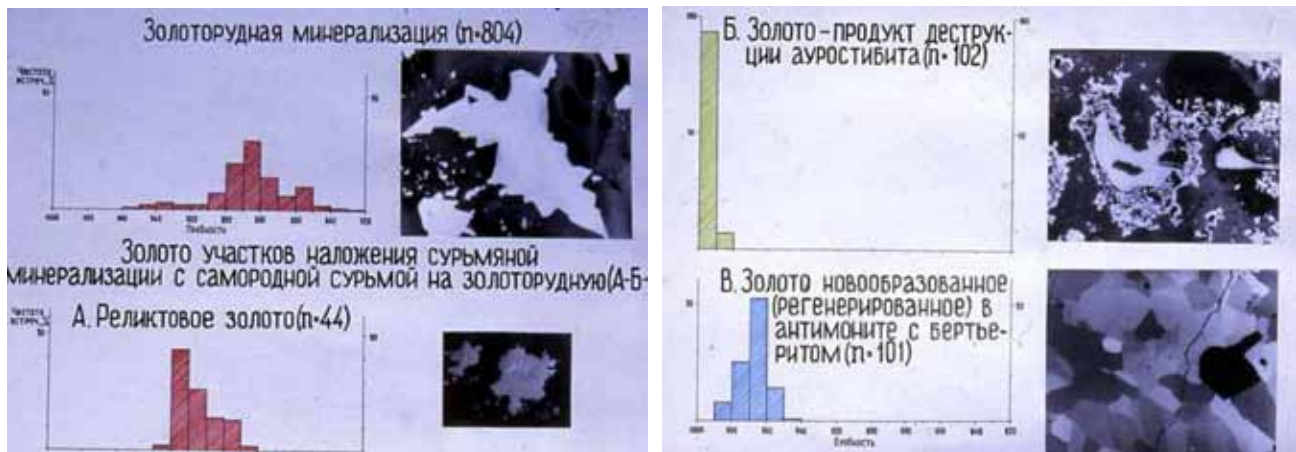


Рис. 39. Месторождение Бестюбе, Северный Казахстан. Верхний ряд – первичная золоторудная минерализация (фотография типичного выделения золота в агрегате анкерита, гистограмма пробности золота, n = 804). Ниже – золото участков наложения сурьмяной минерализации с самородной сурьмой на первичную золоторудную. А – реликтовое золото в ауростибите (фотография, гистограмма пробности золота, n = 44). Б – золото, продукт эндогенной деструкции ауростибита (фотография, гистограмма пробности золота, n = 102). В – золото новообразованное в антимоните с бертьеритом – регенерированное при разложении ауростибита (фотография, гистограмма пробности, n = 101).

тоналит-гранодиоритовых и раннеорогенных монцонитовых формаций складчатых областей и их рамы (Спиридонов, 1995 а).

Плутогенная гидротермальная медно-порфировая с Au формация

Медно-порфировая формация включает до 80% мировых запасов меди, ряд её месторождений содержит существенные количества Au и Ag. Формация сопряжена с плутоническими и вулканоплутооническими поясами складчатых областей. Генетически формация связана с малыми интрузивами гранитоид-порфиров гранодиоритовых, монцонитовых и реже гранитных комплексов. Её суть передаёт буквальный перевод названия формации с английского «porphyry-copper» – «медь в порфирах». Меденосные штокверки и окаймляющие их сверху рудные жилы размещены в телах гранитоид-порфиров (и в их экзоконтактах) и сопутствующих телах взрывных пневматогидротермальных брекчий в ореолах калиевых пропицитов, кварц-серицитовых и близкого состава метасоматитов. К вопросу о длительности формирования медно-порфировых рудоносных систем – известны гигантские

медно-порфировые месторождения с полным циклом развития, возраст которых около 1.5 млн. лет. Содержания золота в медных рудах обычно низкие – от сотых до первых десятых г/т, изредка до 0.5–1 г/т и более. Благодаря огромным запасам руд, ресурсы Au значительные. Наиболее золотоносны бедные Mo медно-порфировые месторождения энсиматических островных дуг. Типичная величина Ag/Au от 10 до 500 и более, чаще 60–80–100. По этому признаку медно-порфировая минерализация резко отлична от плутоногенной золото-кварцевой, поздние жилы которой нередко развиты среди медно-порфировых штокверков. Существенно медные руды верхних зон некоторых медно-порфировых месторождений содержат десятки г/т золота; такие руды обычно содержат также палладий и платину с соотношениями Au:Pt ≈ 100:10:1. В таких рудах в ассоциации с электрумом, алтаитом, креннеритом, петцитом, сильванитом развиты висмутотеллуриды Pd-Pt – меренскиит, майчнерит, котульскит, мончеит, реже арсенид – сперрилит (Филимонова, Слюсарёв, 1971; Николаева, 1980; Tarkian et al., 1991; Tarkian, Koopmann, 1995; Гаськов и др., 2006).

В последнее время по аналогии с медно-порфировыми выделяют так называемые золото-порфировые штокверковые месторождения. Аналогия в данном случае не корректна, поскольку эти объекты генетически, а часто и пространственно не связаны с телами гранитоид-порфиров, в отличие от медно-порфировых. Типичный пример «золото-порфировых» объектов, который описан в ряде публикаций, – месторождение Рябиновое, Алданский щит (Ли Гуанмин, 1995 и др.). Основная золоторудная залежь этого штокверкового месторождения размещена в сиенитах с размером выделений K-Na полевого шпата до 1 метра. Очевидно, пегматоидные сиениты не имеют никакого отношения к порфирам. Известны штокверковые гидротермальные месторождения золота различных генетических типов от плутоногенных до телетермальных. Представляется, что термин «золото-порфировые месторождения» излишен.

Телетермальные золоторудные формации

Золото-сурьмяная формация. Месторождения этой формации (Сарылах, Сентачан, Якутия) похожи на золото-антимонитовые плутоногенные. Однако, в последних широко развиты Ag – содержащие минералы, в том числе самородное золото, наиболее серебристое в ряду плутоногенных гидротермальных месторождений золота (Назьмова и др., 1975; Спиридонов, 1995 а). Ещё В. Линдгрэн (Lindgren, 1933) определил кварцево-жилные золото-сурьмяные месторождения как «результат совмещения мезотермального золото-кварцевого и более позднего эпитеермального сурьмяного». Примерно так же рассматриваются данные месторождения в работах (Индолев и др., 1980). Телетермальные Au-Sb месторождения бедны Ag и минералами Ag; здесь с антимонитом сосуществует самородное золото с пробностью 960–1000 – продукт эндогенной деструкции аурустибита, характерного минерала данных месторождений (Индолев, Жданов, 1975; Амузинский и др., 1992; Ortega et al., 1996). Аурустибит в данных рудах – реакционный минерал, продукт замещения самородного золота ранней досурьмяной минерализации, под действием сурьмянистых гидротерм, отлагавших самородную сурьму. Гипогенная деструкция аурустибита произошла при воздействии более поздних сурьмянистых гидротерм с повышенной fS₂, отлагавших бертьерит и антимонит; в таких Au-Sb рудах развит борнитоподобный пирит, содержащий до 18–21 % Sb (Чвилёва и др., 1988).

Золото-ртутная формация. Месторождения этой формации (Кючюс, Якутия; Нолан, США) относительно редки и своеобразны. Они выделяются наличием самородной ртути, высокортутистых амальгам Au и Au-Ag, подчас в ассоциации с теллуридами Au-Ag, Pb, Hg, магнолитом Hg₂Te₄O₃ и самородным теллуром (Галкин, 1966; Амузинский и др., 1992; Берзон и др., 1999 и др.). Таким образом, Au-Hg месторождения формировались при высокой фугитивности кислорода и весьма низкой серы. На поздней стадии развития этих месторождений при наложении поздних гидротерм с повышенной fS₂ вокруг высоко ртутистого самородного золота развиваются реакционные каймы бедного Hg золота и метациннабарита.

Золото-уран-селенидная и золото-селенидная формации. Эти телетермальные месторождения развиты в краевых частях щитов и срединных массивов (Богемский, Бразильский, Балтийский, Центрально-Французский и др.). Рудные залежи часто окружены ореолами эйситов – продуктов средне-низкотемпературного углекисло-натрового (содового) метасоматоза (Зарайский, 1989). В ассоциации с уранинитом (или без уранинита), гематитом и широким кругом селенидов Pb, Cu, Ag, Fe (Ni, Co), Hg, Tl, Pd, Pt, в их числе полные серии твёрдых растворов халькопирит – эскеборнит CuFeSe₂, галенит – клаусталит PbS-PbSe, теннантит – жиродит Cu₁₀(Zn,Fe)₂As₄Se₁₃, развиты самородное золото, фишессерит, Se блёклые руды с примесью таллия – хакит, жиродит. Для ранних минеральных ассоциаций характерно богатое палладием золото, которое в поздних ассоциациях вытесняется низкоPd или не содержащим Pd золотом в парагенезе с селенидами палладия или с арсенидами – антимонидами палладия типа мертиита (Бржедборжице, Чехия; месторождения Бразильского щита среди итабиритов – своеобразных слоистых гематитовых кварцитов; Чудное на западном склоне Приполярного Урала и др.) (Johnson, Lampadius, 1837; Johan et al., 1971; Kvaček, 1973; Picot, Johan, 1982; Чвилёва и др., 1988; Partunc et al., 1989; Stanley et al., 1990; Olivo et al., 1994; Тарбаев и др., 1996; Cabral et al., 2002, 2003; Fleet et al., 2002). Данные рудные концентрации нередко входят в состав гиперформации – пятиметальной (Ag-Bi-U-Ni-Co).

Пятиметальная формация с золотом. В ряде месторождений формации (Конгсберг и др.) присутствуют редкие включения электрума или кюстелита в зернах серебра (Браунс, 1906). Некоторые месторождения (Бу-Аззер) содержат существенные концентрации самородного золота среди наиболее поздних минеральных ассоциаций в парагенезе с арсенидами и сульфоарсенидами Ni-Fe-Co, нередко селенсодержащими (до селеноарсенидов Ni-Fe-Co), и с селенидами (Picot, Johan, 1982; Дымков, 1985; Partunc, Gandhi, 1989; Виноградова и др., 1995). Вы-

соко пробное золото нередко включено в бобовины никелина – крутовита – герсдорфита в хлорит-карбонатных жилах с лёллингитом и самородным мышьяком (месторождение Маныбай, Северный Казахстан) (Спиридонов, Широкова, 1988).

Метаморфизованные золоторудные формации

Нередко месторождения захвачены послерудным высокоградным контактовым или региональным метаморфизмом (Schneiderhöhn, 1941; Билибин, 1959; Ramdohr, 1982; Спиридонов и др., 1989; Спиридонов, 1995 b, 1996; Моисеенко, Эйриш, 1996; Hytonen, 1999). Это не только золотые месторождения архейского и протерозойского возраста, но и многие месторождения палеозойского и мезозойского возраста. При метаморфизме меняется структура рудных агрегатов и состав жильных и рудных минералов. Происходит перекристаллизация минералов, при этом микровыделения золота в сульфидах укрупняются (Масленицкий, 1944; Крейтер, 1948). Не метаморфизованные колчеданные месторождения не россыпеобразующие, тогда как метаморфизованные в условиях пумпеллиит-актинолитовой фации, фации зелёных сланцев (Карабашское рудное поле, Урал) и более высоких фаций – россыпеобразующие. Исчезают зональные по составу кристаллы. В частности, происходит гомогенизация золотин, при этом каждая из них примерно сохраняет исходный валовый состав (Oberthür, Saager, 1986; Frimmel, Gartz, 1997), возникают сростания золотин различного состава (Спиридонов, 1995 b, 1996; Frimmel, Gartz, 1997), сростания золота и серебра (Ярош, 1955), что исключено для неметаморфизованных руд. Происходит деструкция висмут-, теллур-, селен-, ртуть-, таллийсодержащих сложных сульфидов (тетраэдрит, голдфилдит, айкинит и др.) и близких к ним. Пирит нередко замещается пирротинном, обычно моноклинным (сильно магнитным), сростания пирит + халькопирит – кубанитом, висмутин – икунолитом. В метарудах широко проявлено микролокальное равновесие, т. к. реагируют контактирующие минералы с образованием разнообразных твёрдых растворов типа Iss, галенит – шапбахит; реагируют галенит и тетрадимит с образованием алексита, сэддлебакита и иных сульфотеллуридов Bi-Pb; реагируют алтаит и теллуrowисмутит с образованием раклиджита, кочкарита и иных теллуридов Bi-Pb. Одни из устойчивых при высокоградном метаморфизме минералов – электрум и золотосодержащие арсениды и сульфоарсениды Fe-Ni-Co. При контактовом метаморфизме плутоногенных месторождений Au в их холодных участках возникают метаморфогенные ртутистое золото и порошковатая киноварь за счёт паров Hg, отогнанной из наиболее горячих участков; такие факты установлены в Кочкарском рудном поле (Спиридонов, 1996).

При региональном метаморфизме с флюидодоминирующим режимом (когда давление метаморфогенного флюида превышает стрессовое, что препятствует будинажу и рассланцеванию, в метаморфизованных породах и рудах нередко сохраняются тонкие детали протолитов. В золотоносных метаконгломератах AR₂-PR₁ Витватерсранда, в отдельных участках до 30% золотин сохранили все особенности морфологии мелкого золота с эоловой обработкой – это золотины в форме тороида, аналогичные таковым из современных эоловых россыпей золота в долинах рек Восточной Якутии.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 10-05-00674).

Список литературы

- Алабин Л.В., Калинин Ю.А. Металлогения золота Кузнецкого Алатау. Н.: НИЦ ОИГГМ, 1999. 237 с.
- Альшевский А.В. Интерметаллиды золота – мальдонит и аурустибит из месторождений Северо-Востока России // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 131–134.
- Амирян Ш.О., Фарамазян А.С. Минералогия, геохимия и условия образования рудных месторождений Армянской ССР. Ереван: Изд. АН Арм. ССР, 1974. 255 с.
- Амузинский В.А., Анисимова Г.С., Жданов Ю.Я. Самородное золото Якутии: Верхне-Индибирский район. Н.: Наука, 1992. 184 с.
- Андрусенко Н.И., Щепотьев Ю.М. Температурный режим формирования и стадийность субвулканических золото-серебряных месторождений // Геохимия. 1974. С. 179–186.
- Ачкасова Е.Б., Бадалова Р.П., Бадалов С.Т., Палей А.З. Особенности самородного золота в эндогенных месторождениях Алмалыка // Зап. Узбек. отд. ВМО. 1969. Вып. 20. С. 68–72.
- Бабкин П.В., Сидоров А.А. Золото-серебряные месторождения Северо-Востока СССР // Разведка и охрана недр. 1972. № 10. С. 4–11.
- Бадалов А.С., Спиридонов Э.М. Минеральные ассоциации и эндогенная зональность вулканогенного месторождения Кайрагач // Зап. Узбек. отд. ВМО. 1986. Вып. 39. С. 18–27.
- Балейское рудное поле: геология, минералогия, вопросы генезиса. Ред. Н.В. Петровская. М.: Недра, 1984. 270 с.
- Бегизов В.Д. Минералы благородных металлов в рудах Талнахского месторождения. Дисс. к.г.-м.н. М.: МГРИ, 1977. 197 с.
- Белозерский Н.А. Карбонилы металлов. М.: Металлургия, 1958. 272 с.
- Берзон Р.О., Брызгалов И.А., Конышев В.О. и др. Геологическое строение, минеральный состав и условия формирования золото-ртутного месторождения Кючюс (Якутия, Россия) // Геол. руд. месторожд. 1999. Т. 41. С. 485–506.
- Берман Ю.С., Ботова М.М., Бочек Л.И. и др. Природная система золото-серебро // Геохимия. 1978. С. 1351–1359.
- Берман Ю.С., Волярович Г.П., Казаринов А.И. Минералого-геохимические особенности золота месторождений, сформировавшихся в близповерхностных условиях // Сов. геол. 1972. № 7. С. 47–55.
- Билибин Ю.А. О некоторых чертах металлогении золота // Зап. ВМО. 1947. Ч. 76. Вып. 1. С. 77–91.
- Билибин Ю.А. Общие вопросы металлогении золота // Избр. тр. Т. 2. М.: Изд. АН СССР, 1959. С. 238–339.
- Богданов Ю.А. Гидротермальные рудопоявления рифтов Срединно-Атлантического хребта. М.: Научный мир, 1998. 167 с.
- Богданов Ю.А., Леин А.Ю., Гурвич Е.Г. и др. Минералого-геохимические особенности гидротермальных сульфидных

- руд и флюида поля Рейнбоу, ассоциированного с серпентинитами, Срединно-Атлантический хребет // Геол. руд. месторожд. 2002. Т. 44. С. 510–542.
- Бородаевский Н.И., Ершова Н.А., Егоров Н.А. и др. Берёзовское месторождение // Золоторудные месторождения СССР. Т. 1. М.: Недра, 1984. С. 7–53.
- Ботова М.М., Берман Ю.С., Баясников С.М. Первая находка фишессерита в СССР // Докл. АН СССР. 1981. Т. 256. С. 1465–1468.
- Бочек Л.И., Сандомирская С.М., Чувикина Н.Г. и др. Новый селенсодержащий сульфид Ag, Au, Cu – пенжинит $Au(Ag,Cu)_4(S,Se)_4$ // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113. Вып. 3. С. 356–360.
- Брагин И.К., Касавченко Г.В., Шер С.Д. и др. Месторождение Мурунтау // Золоторудные месторождения СССР. Т. 2. М.: Недра, 1986. С. 140–158.
- Браунс Р. Царство минералов. Спб.: изд. А.Ф. Девриена, 1906. 507 с.
- Брызгалов И.А. Золото-серебряное месторождение Карамкен, Магаданская обл.: минералого-геохимические черты и особенности размещения руд в жиле Главной // Геол. руд. месторожд. 2001. Т. 43. С. 346–366.
- Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М., Петрова И.В. Бабкинит $PbBi_2(S,Se)_4$ – новый минерал // Докл. РАН. 1996. Т. 346. № 5. С. 1–3.
- Булытников А.Я. Золоторудные формации и золотоносные провинции Алтае-Саянской горной системы. Томск: изд-во Томского ун-та, 1948. 299 с.
- Буряк В.А., Хмелевская Н.М. Сухой Лог – одно из крупнейших золоторудных месторождений мира. Владивосток: изд-во Дальнаука, 1997. 156 с.
- Бутузова Г.Ю. Гидротермально-осадочное рудообразование в рифтовой зоне Красного моря. М.: ГЕОС, 1998. 311 с.
- Вейц М.В., Покровская И.О., Болгов Г.П. Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: изд-во АН КазССР, 1957. Т. 1. 344 с.
- Вернадский В.И. Опыт описательной минералогии. Петроград: изд-во Имп. АН, 1914. 780 с.
- Виноградова Р.А., Образцов Б.В., Азизи С.М.Р. и др. Первые данные о золото-селеновой минерализации в As-Ni-Co месторождениях района Бу-Аззер, Марокко // Докл. РАН. 1995. Т. 343. С. 511–513.
- Вол А.Е., Каган И.К. Строение и свойства двойных металлических систем. Системы золота. Т. III. М.: Наука, 1976. С. 80–122, 213–219.
- Воларович Г.П., Николаева Л.А., Бархударян Н.Б. Типоморфные особенности золота и кварца близповерхностных месторождений // Научные основы и практическое использование типоморфизма минералов. М.: Наука, 1980. С. 204–212.
- Волостных Г.Т. Аргиллизация и оруденение. М.: Недра, 1971. 240 с.
- Высоцкий Н.К. Месторождения золота Кочкарской системы на Ю. Урале // Тр. Геолкома. Т. 13. СПб, 1900. 229 с.
- Галкин М.А. Минеральные ассоциации на ртутных месторождениях Северо-Востока Якутии // Докл. АН СССР. 1966. Т. 169. С. 438–440.
- Гамянин Г.Н. Минералого-генетические аспекты золотого оруденения Верхояно-Колымских мезозоид. М.: изд-во Геос, 2001. 222 с.
- Гамянин Г.Н., Некрасов И.Я., Самусиков В.П. Мальдонит из золоторудных проявлений Вост. Якутии // Минерал. журнал. 1986. № 3. С. 65–71.
- Гаськов И.В., Акимцев В.А., Ковалёв К.Р. и др. Золотосодержащие минеральные ассоциации месторождений меднорудного профиля Алтае-Саянской складчатой области // Геол. и геофиз. 2006. Т. 47. С. 986–994.
- Генкин А.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л. и др. Сульфидные медно-никелевые руды норильских месторождений. М.: Наука, 1981. 234 с.
- Годлевский М.Н., Разин Л.В., Конкина О.М. Золотоносность дифференцированных интрузивов норильского типа // Тр. ЦНИГРИ. 1970. Вып. 87. С. 42–57.
- Гончаров В.И. Гидротермальное рудообразование в краевых вулканогенных поясах. М.: Наука, 1983. 216 с.
- Гончаров В.И., Ворцепнев В.В., Альшевский А.В. Типоморфизм самородного золота дайковых золоторудных месторождений Северо-Востока СССР // Тихоокеанская геология. 1987. № 2. С. 68–77.
- Громова Е.И., Завьялова Л.Л., Глотов А.М. Находка редко встречающихся минералов золота (мальдонит, аурустибит) в рудах месторождения Зармитан (Чармитан) Зап. Узбекистана // Зап. Узб. отд. ВМО. 1979. Вып. 31. С. 38–40.
- Дистлер В.В., Служеникин С.Ф., Кабри Л.Дж. и др. Платиновые руды Норильских расслоенных интрузивов: соотношение магматического и флюидного концентрирования благородных металлов // Геология рудных месторождений, 1999. Т. 41. С. 241–265.
- Дриц М.Е., Бочвар Н.Р., Гузей Л.С. и др. Двойные и многокомпонентные сплавы на основе меди. М.: Наука, 1979. 248 с.
- Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д. Платинометальная минерализация норильских медно-никелевых руд: природные и экспериментальные данные // Геология медно-никелевых месторождений СССР. Л.: 1990. С. 98–106.
- Зарайский Г.П. Зональность и условия образования метасоматических горных пород. М.: Наука, 1989. 342 с.
- Золоторудные месторождения островных дуг Тихого Океана. М.: ЦНИГРИ. 1989. 244 с.
- Золоторудные месторождения СССР. Т. 1–5. М.: Недра, 1984–1990.
- Ивсенс Ю.П., Левин В.И. Генетические типы золотого оруденения и золоторудные формации // Золоторудные формации и геохимия золота Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1975. С. 5–120.
- Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я. Аурустибит из золото-сурьмяных месторождений Якутии // Зап. ВМО. 1975. Ч. 104. С. 586–588.
- Индолев Л.Н., Жданов Ю.Я., Суплецов В.М. Сурьмяное оруденение Верхоянской провинции. Н.: Наука, 1980. 232 с.
- Казаченко В.Т., Чубаров В.М. Золото-серебряная минерализация в марганцовистых и железистых метасоматитах // Докл. АН СССР. 1978. Т. 240. С. 707–709.
- Качаловская В.М., Кукоев В.А., Козлова Е.В. Теллуриды в рудах месторождения Уруп // Геология рудных месторождений. 1971. Т. 13. № 6. С. 98–104.

- Коваленкер В.А., Залибекян М.А., Лапутина И.П. и др. Сульфидно-теллуридная минерализация Меградзорского рудного поля, Армения // Геология рудных месторождений. 1990. № 3. С. 65–81.
- Коваленкер В.А., Наумов В.Б., Прокофьев В.Ю. Минералого-геохимические закономерности и РТ-параметры формирования минеральных ассоциаций Кочбулакского рудного поля // Геология рудных месторождений. 1988. № 1. С. 38–52.
- Коваленкер В.А., Некрасов И.Я., Некрасова А.Н. и др. Сульфидно-селенидно-теллуридная минерализация эпиптермальных проявлений Курило-Камчатского вулканического пояса // Минерал. журнал. 1989. Т. 11. № 6. С. 3–18.
- Коваленкер В.А., Тронева Н.В., Доброниченко В.В. Особенности состава минералов трубообразных рудных тел месторождения Кочбулак // Методы исследования рудообразующих сульфидов и их парагенезисов. М.: Наука, 1980. С. 140–164.
- Коваленкер В.А., Тронева Н.В., Вяльсов Л.Н. и др. Первая находка костовита в СССР // Докл. АН СССР. 1979. Т. 247. № 5. С. 1249–1252.
- Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И., Стружков С.Ф. Золото-серебряное месторождение Дукат. М.: Недра. 1998. 203 с.
- Коржинский Д.С. Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: изд-во АН СССР, 1953. С. 334–456.
- Коробейников А.Ф. Условия локализации золота в палеозойских орогенах. Н.: Наука, 1987. 177 с.
- Котов Н.В., Порицкая Л.Г., Гембицкий В.В. Самородное золото месторождений Зап. Узбекистана. Спб.: Невский курьер, 1995. 96 с.
- Кравцова Р.Г. Минералого-геохимическая зональность и особенности формирования золото-серебряных месторождений (северо-восток России) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. С. 763–777.
- Крейтер Б.М. Размер частиц золота в сульфидных месторождениях как признак послерудного метаморфизма // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1948. № 1.
- Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М. Джонасонит $AuBi_5S_4$ – первая находка в Вост. Забайкалье // Докл. РАН. 2008. Т. 420. № 2. С. 368–371.
- Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А., Спиридонов Э.М. и др. Парагенезы минералов Au-Bi-Sb-Te в Дарасунском вулканогенно-плутоногенном месторождении, Восточное Забайкалье // Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований. М.: ИГЕМ РАН. 2010. Т. 1. С. 292–294.
- Крутов Г.А. Месторождения кобальта. М.: Госгеолтехиздат, 1971. 213 с.
- Крылова В.В., Сандомирская С.М., Чувикина Н.Г. Олово, свинец и интерметаллические соединения в рудах месторождений золото-серебряной формации // Тр. ЦНИГРИ. 1979. Вып. 142. С. 22–28.
- Кулагов Э.А. Особенности минерального состава руд месторождения Норильск-1. Дисс. к.г.-м.н. М.: МГУ, 1968. 239 с.
- Курский А.Н. Выбор методов аналитического определения металлов платиновой группы в породах и рудах при решении геологических задач // Платина России. Проблемы развития минерально-сырьевой базы платиновых металлов в XXI веке (минералогия, генезис, технология, аналитика). Т. IV. М.: ЗАО Геоинформмарк. 1999. С. 246–263.
- Кутюхин П.И. Вещественный состав руд Берёзовского золоторудного месторождения и типы кварцевых жил // Св.: СГИ. 1937. 93 с.
- Лазаренко Е.К., Лазаренко Э.А., Барышников Э.К. Минералогия Закарпатья. Львов: изд-во Львов. ун-та, 1963. 614 с.
- Лайпанов Х.Х., Михайлова Л.В. Минералого-геохимические особенности листовитов, березитов и золото-сульфидно-кварцевых жил // Тр. ЦНИГРИ. 1982. № 167. С. 49–54.
- Лебедев Л.М. О природе металлоносности кислых гидротерм аппаратов вулканов // Современные гидротермы и минералообразование. М.: Наука, 1988. С. 22–24.
- Летников Ф.А., Вилор Н.В. Золото в гидротермальном процессе. М.: Недра, 1981. 225 с.
- Ли Гуанмин. Морфология, вещественный состав и генетические особенности золото-порфирового оруденения месторождения «Рябиновое» (Центральный Алдан). Автореф. дисс. к.г.-м.н. М. 1995. 28 с.
- Ложечкин М.П. Новые данные о химическом составе «медистого» золота // Докл. АН СССР. 1939. Т. 24. № 5. С. 454–457.
- Ляхов Ю.В. Флюидный режим рудообразующих процессов и факторы концентрации золота в разноглубинных условиях // Минерал. сб. Львов. ун-та. № 42. 1988. Вып. 2. С. 26–35.
- Масленицкий И.Н. О некоторых случаях образования дисперсных выделений золота из сульфидов железа // Докл. АН СССР. 1944. Т. 45. № 9. С. 405.
- Митенков Г.А., Кнауф В.В., Ерцева Л.Н. и др. Минералы элементов платиновой группы в сплошных пирротиновых рудах Талнаха // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Наука. 1997. С. 284–285.
- Моисеева М.И., Бадалова Р.П., Маркова Э.А. Золото, электрум, кюстелит // Минералы Узбекистана. Т. I. Ташкент: Фан. 1975. С. 31–41.
- Моисеенко В.Г., Эйриш Л.В. Золоторудные месторождения Востока России. Владивосток: изд-во Дальнаука, 1996. 352 с.
- Мурзин В.В., Таланцев А.С., Леонтьев Р.Л. Самородки золота на глубоких горизонтах Берёзовского месторождения (Урал) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1987. № 5. С. 70–79.
- Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М. Ртутистое золото // Докл. АН СССР. 1979. Т. 246. С. 702–705.
- Назьмова Г.Н., Спиридонов Э.М., Шаласев Ю.С. Ауростибит месторождения Бестюбе в Сев. Казахстане (первая находка в СССР) // Докл. АН СССР. 1975. Т. 222. С. 687–689.
- Нарсеев В.А., Сидоров А.А., Фогельман Н.А. и др. Основы прогнозирования золоторудных месторождений в терригенных комплексах. М.: изд-во ЦНИГРИ, 1986. 192 с.
- Наумова О.А. Гидротермально измененные породы Au-Ag месторождений Центр. и Ю. Камчатки. Автореф. дисс. к.г.-м.н. ЦНИГРИ: 1996. 23 с.
- Некрасов И.Я. Геохимия, минералогия и генезис золоторудных месторождений. М.: Наука, 1991. 302 с.
- Некрасов И.Я., Ленников А.М., Октябрьский Р.А. и др. Петрология и платиноносность кольцевых щелочно-ультраосновных комплексов. М.: Наука. 1994. 321 с.
- Некрасов И.Я., Самусиков В.П., Лескова Н.В. Первая находка сульфида $AuAgS$ – аналога петровскита // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303. № 4. С. 944–947.

- Некрасова А.Н., Берман Ю.С., Крылова В.В. и др. Особенности состава сульфосолей серебра из близповерхностных месторождений // Тр. ЦНИГРИ. 1979. Вып. 149. С. 10–17.
- Нестеренко Г.В., Кузнецова А.И., Пальчик Н.А. Петровскиит $\text{AuAg}(\text{S},\text{Se})$ – новый селенсодержащий сульфид золота и серебра // Зап. ВМО. 1984. Ч. 113. Вып. 5. С. 602–607.
- Николаева Е.И. Типоморфизм самородного золота в рудах медно-порфировых месторождений Алмалыкского рудного района. В кн.: Минералогия и геохимия эндогенных месторождений Средней Азии. Ташкент: изд. САИГИМС. 1980. Вып. 3. С. 79–98.
- Николаева Л.А. Генетические особенности самородного золота как критерии при поисках и оценке руд и россыпей. М.: Недра, 1978. 101 с.
- Новгородова М.И., Цепин А.И., Вяльсов Л.Н. и др. Новые данные по кристаллохимии и свойствам природных интерметаллических соединений системы Cu-Au // Зап. ВМО. 1977. Ч. 106. С. 540–552.
- Нолан Т. Эпитермальные месторождения драгоценных металлов. В кн.: Геология рудных м-ний западных штатов США. М.-Л.: изд. НТЦ, 1937. С. 540–556.
- Обручев В.А. Рудные месторождения. М.: ОНТИ, 1935. 596 с.
- Павлова Л.К. Геолого-геохимические особенности золото-скарновых месторождений Кузнецкого Алатау и Горного Алтая. Автореф. дисс. канд. геол.-мин. наук. Новосибирск: ИГ и Г СО АН. 1993. 48 с.
- Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 348 с.
- Петровская Н.В. Что же такое полигенные рудные месторождения // Зап. ВМО. 1986. Ч. 155. № 3. С. 273–287.
- Петровская Н.В. Золотые самородки. М.: Наука, 1993. 192 с.
- Петровская Н.В., Новгородова М.И. Распад и упорядочение природных золото-серебряных твёрдых растворов. В кн.: Упорядочение и распад твёрдых растворов в минералах. М.: Наука. 1980. С. 177–184.
- Петровская Н.В., Сафонов Ю.Г., Шер С.Д. Формации золоторудных месторождений. В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. М.: Наука, 1976. С. 3–110.
- Пилипенко П.П. Минералогия Западного Алтая. Томск: изд-во Томского университета. 1915. 763 с.
- Пляшкевич Л.Н. Золотое и золото-серебряное оруденение эпитермального типа на Северо-Востоке СССР. В кн.: Рудоносность вулканогенных образований Северо-Востока и Дальнего Востока. Магадан: изд-во СВКНИИ, 1967. С. 52–57.
- Покровский П.В., Мурзин В.В., Берзон Р.О. К минералогии самородного золота месторождения Золотая Гора // Зап. ВМО. 1979. Ч. 108. № 3. С. 317–326.
- Попенко Г.С. Минералогия золота Узбекистана. М.: Недра, 1982. 150 с.
- Прокофьев В.Ю. Типы гидротермальных рудообразующих систем (по данным исследования флюидных включений) // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. С. 514–528.
- Прокуронов П.В., Дрыжак Ю.И., Шкурский В.И. Первая находка мальдонита в СССР // Зап. ВМО. 1978. Ч. 105. Вып. 4. С. 453–456.
- Пшеничный Г.Н. Гайское медно-колчеданное месторождение Южного Урала. М.: Наука. 1975. 188 с.
- Разин Л.В., Сидоренко Г.А. Анюйит AuPb_2 – новый интерметаллид золота и свинца // Минерал. журнал. 1989. Т. XI. № 4. С. 88–92.
- Рожков И.С., Гринберг Г.А., Гамянин Г.Н. Позднемезозойский магматизм и золотое оруденение Верхне-Индигирского района. М.: Наука, 1971. 240 с.
- Савва Н.Е. Электрум-акантит-айтенбогардитовый минеральный тип золото-серебряного оруденения в трубчатых неках риолитов. В кн.: Минералогия и генетические особенности месторождений золота и серебра. Магадан: изд. СВКНИИ ДВО РАН, 1996. С. 66–82.
- Савва Н.Е., Пальянова Г.А. Генезис сульфидов золота и серебра на месторождении Улахан (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. С. 1028–1042.
- Савва Н.Е., Прейс В.К. Атлас самородного золота Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1990. 293 с.
- Савва Н.Е., Раевская И.С. О находке бериллиевого минерала в золото-серебряных рудах // Колыма. 1974. № 6. С. 44–48.
- Сазонов В.Н. Березит-лиственитовая формация и сопутствующее ей оруденение (на примере Урала). Свердловск: изд-во УНЦ АН СССР, 1984. 208 с.
- Самусиков В.П., Некрасов И.Я., Лескова Н.В. Золото-серебряный сульфоселенид $(\text{Ag},\text{Au})_2(\text{S},\text{Se})$ из золотого м-ния Якутское // Зап. ВМО. 2002. Ч. 131. Вып. 6. С. 61–65.
- Сахарова М.С. Минералогия золота Дарасунского месторождения (Восточное Забайкалье) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1968. № 11. С. 51–68.
- Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Ряховская С.К., Брызгалов И.А. Минералогические и генетические особенности золото-серебряного оруденения северо-западной части Тихоокеанского обрамления. М.: Наука, 1992. 257 с.
- Сахарова М.С., Кривицкая Н.Н., Спиридонов Э.М. Первая находка мальдонита в Сибири // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270. № 4. С. 960–962.
- Сидоров А.А. Рудные формации фанерозойских провинций. Магадан: изд. СВКНИИ, 1987. 85 с.
- Синдеева Н.Д. Минералогия, типы месторождений, основные черты геохимии селена и теллура. М.: изд-во АН СССР. 1959. 257 с.
- Служеникин С.Ф., Дистлер В.В., Туровцев Д.М. и др. Малосульфидное платиновое оруденение в Норильских дифференцированных интрузивах // Геология рудных месторождений. 1994. Т. 36. С. 195–217.
- Служеникин С.Ф., Мохов Ф.В. Минералы золота и серебра в месторождениях Норильского района. В кн.: Геология, генезис и вопросы освоения месторождений благородных металлов. М.: ИГЕМ РАН, 2002. С. 326–330.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. М.: Недра, 1982. 688 с.
- Смирнов Ф.Л. Редкие минералы в борнитовых рудах медно-колчеданного м-ния Уруп на Северном Кавказе // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1959. Вып. 10. С. 171–179.
- Смолин А.П. Самородки золота Урала. М.: Недра, 1970. 144 с.

- Спирidonов Э.М. Минеральные ассоциации золото-теллуридного месторождения Ю. Аксу в Сев. Казахстане // Зап. Узбек. Отд. ВМО. 1985. Вып. 38. С. 90–95.
- Спирidonов Э.М. Месторождение Степняк. Месторождение Южное Аксу. В кн.: Геология золоторудных месторождений СССР. Т. II. М.: Недра, 1986. С. 57–65, 66–74.
- Спирidonов Э.М. Самородное ртутистое золото Северного Казахстана // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1991 а. Вып. 37. С. 108–127.
- Спирidonов Э.М. Нагиагит $AuPb_5Te_{4-x}Sb_xS_6$ (уточнённые данные о составе) // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1991 б. Вып. 37. С. 128–138.
- Спирidonов Э.М. О составе и структуре минералов группы билибинскита – богдановита // Тр. Минерал. музея АН СССР. 1991 в. Вып. 37. С. 138–145.
- Спирidonов Э.М. Листвениты и зодиты // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 2. С. 38–48.
- Спирidonов Э.М. Условия образования мышьяковистого теллурантимонита в вулканогенных гидротермальных месторождениях Au // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1994. № 4. С. 73–78.
- Спирidonов Э.М. Инверсионная плутоногенная золото-кварцевая формация каледонид севера Центрального Казахстана // Геология рудных месторождений. 1995 а. Т. 37. № 3. С. 179–207.
- Спирidonов Э.М. Минералогия метаморфизованного плутоногенного золото-кварцевого месторождения Кочкарское, Южный Урал. I. Золото-теллуридные руды // Зап. ВМО. 1995 б. Ч. 124. Вып. 6. С. 24–39.
- Спирidonов Э.М. Минералогия метаморфизованного плутоногенного золото-кварцевого месторождения Кочкарское, Южный Урал. II. Золото-галенит-висмутиновые руды // Зап. ВМО. 1996. Ч. 125. Вып. 6. С. 1–10.
- Спирidonов Э.М. Майкаинит $Cu_{26}(Fe,Cu)_6Mo_2Ge_6S_{32}$ и овамбоит $Cu_{26}(Fe,Cu,Zn)_6W_2Ge_6S_{32}$ – новые минералы колчеданно-полиметаллических руд // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 6. С. 1–4.
- Спирidonов Э.М. Железистый богдановит $Au_5CuFe_2(Te,Pb)_2$ из зоны цементации Агинского золото-теллуридного месторождения на Камчатке // Тр. Минерал. музея РАН им. А.Е. Ферсмана. 2008. Вып. 43. С. 143–145.
- Спирidonов Э.М. Рудно-магматические системы Норильского рудного поля // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 9. С. 1356–1378.
- Спирidonов Э.М., Бадалов А.С. Стибиоколузит $Cu_{26}V_2(Sb,Sn,As)_6S_{32}$ – новый минерал // Докл. АН. 1992. Т. 324. № 2. С. 411–414.
- Спирidonов Э.М., Демент Т.Н., Минервин О.В. и др. Золоторудное поле Аксу, Северный Казахстан: реальное геологическое строение и реальная минерально-геохимическая зональность месторождений Au-Sb, Au-Cu, Au-Te, Au-Bi-Te (по результатам объёмного геолого-геофизического, минералогического и геохимического картирования масштаба 1:25000 - 1:10000 до глубин 900–1200 м). В кн.: Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: изд-во ИГЕМ РАН. 2002. С. 240 – 244.
- Спирidonов Э.М., Ершова Н.А., Тананаева О.И. Кочкарит $PbBi_4Te_7$ – новый минерал из контактово-метаморфизованных руд // Геология рудных месторождений. 1989. Т. 34. № 4. С. 98–102.
- Спирidonов Э.М., Игнатов А.М., Шубина Е.В. Эволюция блёклых руд вулканогенного месторождения Озерновское, Камчатка // Изв. АН СССР. 1990. № 9. С. 82–94.
- Спирidonов Э.М., Качаловская В.М. Германоколузит $Cu_{26}V_2(Ge,As)_6S_{32}$ – новый минерал // Вестн. МГУ. Сер. геол. 1992 б. № 6. С. 50–54.
- Спирidonов Э.М., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А. Особенности строения и состав карбонатов золоторудных жил Дарасунского вулканогенно-плутоногенного месторождения (Восточное Забайкалье) // Проблемы геологии рудных месторождений, минералогии, петрологии и геохимии. ИГЕМ РАН: 2008. С. 352–355.
- Спирidonов Э.М., Кривицкая Н.Н., Брызгалов И.А. и др. Богатый висмутом аурустибит – продукт замещения мальдонита в вулканогенно-плутоногенном месторождении Дарасун (Восточное Забайкалье) // Докл. РАН. 2010. Т. 435. № 4. С. 1–4.
- Спирidonов Э.М., Кулагов Э.А., Куликова И.М. Ассоциации минералов палладия, платины и золота в рудах Норильского месторождения // Геология рудных месторождений. 2004. Т. 46. № 2. С. 175–192.
- Спирidonов Э.М., Куликова И.М., Филимонов С.В. и др. Свинцовистый колорадоит и минералы золота в вулканогенных месторождениях южной Армении и северо-западного Ирана // Докл. РАН. 2003. Т. 393. № 2. С. 1–4.
- Спирidonов Э.М., Назьмова Г.Н., Шалаев Ю.С., Шавкин Г.Н. Месторождение Бестюбе. Месторождение Джеламбет. В кн.: Геология золоторудных месторождений СССР. Т. II. М.: Недра, 1986 б. С. 32–43, 44–56.
- Спирidonов Э.М., Округин В.М. Селенистый голдфилдит – новая разновидность блёклых руд // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 2. С. 476–478.
- Спирidonов Э.М., Плетнёв П.А. Месторождение медистого золота Золотая Гора (о «золото-родингитовой» формации). М.: Научный Мир, 2002. 220 с.
- Спирidonов Э.М., Ряховская С.К., Плетнёв П.А. Гидротермальные минералы Au-Cu: парагенезы, условия образования, синтез, твердофазные превращения. В кн.: XV Российское совещание по экспер. минералогии. Сыктывкар. 2005. С. 314–316.
- Спирidonов Э.М., Соколова Н.Ф., Гапеев А.К. Минеральные ассоциации золото-теллуридного месторождения Жана-Тюбе в Северном Казахстане // Геология рудных месторождений. 1974. № 1. С. 54–65.
- Спирidonов Э.М., Спирidonов Ф.М., Юдин А.В. Новые данные о скиппените Bi_2TeSe_2 // Докл. АН. 1995 с. Т. 343. № 2. С. 229–232.
- Спирidonов Э.М., Филимонов С.В., Брызгалов И.А. Твёрдый раствор фишессерит – науманнит $(Ag,Au)_2Se$ в рудах вулканогенного месторождения золота Озерновское, Камчатка // Докл. РАН. 2009. Т. 425. № 3. С. 391–394.
- Спирidonов Э.М., Филиппьев М.П., Балашов Е.П., Шавкин Г.Н. Месторождение Кварцитовые Горки. В кн.: Геология золоторудных месторождений СССР. Т. II. М.: Недра, 1986 д. С. 75–86.
- Спирidonов Э.М., Чвилёва Т.Н. Безмертновит $Au_4Cu(Te,Pb)$ – новый минерал из зоны окисления месторождения Дальнего Востока // Докл. АН СССР. 1979. Т. 249. С. 185–189.
- Спирidonов Э.М., Чвилёва Т.Н. Мутманнит $AuAgTe_2$ – новые данные // Докл. АН СССР. 1985. Т. 280. № 4. С. 994–997.
- Спирidonов Э.М., Широкова Г.М. О новом типе золото-урановой минерализации, Сев. Казахстан // Мат. по геологии

м-ний урана. № 111. М.: изд-во ВИМС, 1988. С. 73–76.

Тарбаев М.П., Кузнецов С.Г., Моралёв Г.В. и др. Новый золото-палладиевый тип минерализации в Кожимском районе Приполярного Урала (Россия) // Геология рудных месторождений. 1996. Т. 36. № 1. С. 15–30.

Таусон В.Л., Кравцова Р.Г., Гребенщикова В.И. Типохимизм поверхности кристаллов пирита золоторудных месторождений // Докл. РАН. 2004. Т. 399. С. 673–677.

Таусон Л.В., Гундобин Г.М., Зорина Л.Д. Геохимические поля рудно-магматических систем. Новосибирск: Наука. 1987. 202 с.
Филимонова Л.Е., Слюсарев А.П. Минералы теллура в рудах медно-молибденового месторождения Бошекуль. В кн.: Минералогия и геохимия Центрального Казахстана и Алтая. Алма-Ата: Наука. 1971. С. 42–51.

Фирсов Л.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. Новосибирск: Наука, 1985. 216 с.

Фогельман Н.А. Золоторудные формации и промышленные типы // Тр. ЦНИГРИ. 1985. Вып. 197. С. 18–25.

Хамид Ш., Победимская Е.А., Спиридонов Э.М., Белов Н.В. Уточнённая структура петцита $AuAg_3Te_2$ // Кристаллография. 1978. Т. 23. № 3. С. 483–486.

Хомич В.Г. Хаканджинское рудное поле. Владивосток: изд-во Дальнаука. 2002. 206 с.

Чвилёва Т.Н., Безсмертная М.С., Спиридонов Э.М. и др. Справочник-определитель рудных минералов в отраженном свете. М.: Недра, 1988. 505 с.

Шер С.Д. Металлогения золота (Северная Америка, Австралия и Океания). М.: Недра, 1972. 295 с.

Шер С.Д. Металлогения золота (Евразия, Африка, Южная Америка). М.: Недра, 1974. 256 с.

Щепотьев Ю.М., Варганян С.С., Орешин В.Ю., Гузман Б.В. Золоторудные месторождения островных дуг Тихого Океана. М.: Недра, 1989. 244 с.

Якубовская Н.Ю., Спиридонов Э.М., Пономарёва И.А., Гапеев А.К. О «магнитном» самородном золоте // Докл. АН СССР. 1989. Т. 309. № 2. С. 434–437.

Яренская М.А. Борнит-теннантит-халькозиновая ассоциация в колчеданных рудах Казахстана. В кн.: Минералогия и геохимия Центрального Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1971. С. 5–15.

Ярош П.Я. О явлениях сростания самородного золота и серебра в одном из колчеданных месторождений Урала // Тр. СГИ. Свердловск: 1955. Вып. 22.

Altaner S.P., Fitzpatrick J.J., Krohn M.D. et al. Ammonium in alunites // Amer. Mineral. 1988. V 73. P 145–152.

Andersen J.C.Ø., Rasmussen H., Nielsen T.F.D. & Rønbo J.G. The Triple Group and the Platinova Gold and Palladium Reefs in the Skaergaard Intrusion: Stratigraphic and Petrographic Relations // Econ. Geol. 1998. V 93. P 488–509.

Ansdell K.M. & Kyzer T.K. Mesothermal gold mineralization in a Proterozoic greenstone belt: Western Flin Flon domain, Saskatchewan, Canada // Econ. Geol. 1992. V 87. P 1496–1524.

Bachechi F. Synthesis and stability of montbrayite // Amer. Mineral. 1972. V 57. P. 146–154.

Barton M.D., Kieft C., Burke E.A.J. & Oen I.S. Uyttenbogaardtite, a new silver-gold sulfide // Canad. Mineral. 1978. V 16. P 651–657.

Berman H. & Harcourt G.A. Natural amalgams // Amer. Mineral. 1938. V 23. P 761–764.

Bindi L. & Cipriani C. Structural and physical properties of fischesserite, a rare gold-silver selenide from the De Lamar mine, Owyhee County, Idaho, USA // Canad. Mineral. 2004a. V 42. P 1733–1737.

Bindi L. & Cipriani C. Museumite, $AuPb_5SbTe_2S_{12}$, a new mineral from the gold-telluride deposit of Sacarîmb, Metaliferi Mountains, western Romania // Eur. J. Mineral. 2004b. V 16. P 835–838.

Bindi L., Rossell M.D., Van Tandeloo G. et al. Inferred phase relations in part of the system Au – Ag – Te on integrated analytical study of gold ore from the Golden Mile, Kalgoorlie, Australia // Mineral. Petrol. 2005. V 83. P 283–293.

Binns R.A. & Scott S.D. Actively forming polymetallic sulfide deposits associated with felsic volcanic rocks in the Eastern Manus back-arc basin, Papua New Guinea // Econ. Geol. 1993. V 88. P 2226–2236.

Bonev I.K. & Petrunov R. Cuprian montbrayite, $(Au,Cu)_2Te_3$, associated with goldfieldite from the Chelopech Au-Cu deposit, Bulgaria // 32th Intern. Geol. Congr. 2004. V 1.

Bowell R.J., Foster R.P. & Stanley C.J. Telluride mineralization at Ashanti gold mine, Ghana // Mineral. Mag. 1990. V 54. P 617–627.

Boyle R.M. The geochemistry of gold and its deposits (together with a chapter on geochemical prospecting for the element) // Bull. Geol. Surv. Canada. 1979. № 280. 584 p.

Brown P.R.L. & Ellis A.J. The Ohaki-Broadlands hydrothermal area, New Zealand: mineralogy and related geochemistry // Amer. J. Sci. 1970. V 269. P 97–131.

Cabral A.R., Lehmann B., Kwitko R. et al. The Serra Pelada Au-Pd-Pt deposit, Carajas mineral province, northern Brazil: reconnaissance mineralogy and chemistry of very-high-grade palladian gold mineralization // Econ. Geol. 2002. V 97. P 1127–1138.

Cabral A.R., Lehmann B., Kwitko-Ribeiro R. et al. On the association of Pd-bearing gold, hematite and gypsum in an Ouro Preto nugget // Canad. Mineral. 2003. V 41. P 473–478.

Cabri L.J. Phase relations in the Au-Ag-Te system and their mineralogical significance // Econ. Geol. 1965. V 60. P 1569–1606.

Casadevall T. & Ohmoto H. Sunnyside mine, Eureka mining district, San Juan County, Colorado: geochemistry of gold and base metal ore deposition in the volcanic environment // Econ. Geol. 1977. V 72. P 1285–1320.

Castor S.B. & Sjöberg J.J. Uyttenbogaardtite, Ag_3AuS_2 , in the Bullfrog mining district, Nevada // Canad. Mineral. 1993. V 31. P 89–98.

Chen K.Yu., Tinggao Z.Y., Peng Z. Tetraauricupride, $CuAu$, discovered in China // Sci. Geol. Sinica. 1982. V 11. № 1. P 111–116.

Chen L. Yuanjiangite $AuSn$ // Acta Petrol. Mineral. China. 1994. V 13. P 232–238.

Cole D.R. & Drummond S.E. The effect of transport and boiling on Ag/Au ratios in hydrothermal solutions: A preliminary assessment and possible implications for the formations of epithermal precious-metal ore deposits // J. Geochim. Explor. 1986. V 25. P 45–79.

Cooke D.R. & McPhail D.C. Epithermal Au-Ag-Te mineralization, Acupan, Baguio District, Philippines: numerical simulations of mineral deposition // Econ. Geol. 2001. V 96. P 109–131.

Don J.R. The genesis of certain auriferous lodes // Trans. Amer. Inst. Min. Eng. 1898. V 27. 564 p.

Emmons W.H. Gold deposits of the World. New York–London: Mc Graw-Hill Book Company, 1937. 562 p.

- Ewers G.R. & Keays R.R. Volatile and precious metal zoning in the Broadlands geothermal field, New Zealand // *Econ. Geol.* 1977. V 72. P 1337–1354.
- Fleet M.E., de Almeida C.M. & Angeli N. Botryoidal platinum, palladium and potarite from the Bom Susseco srteam, Minas Gerais, Brazil // *Canad. Mineral.* 2002. V 40. P 341–355.
- Fleming A.W., Handley G.A., Williams K.L., Hills A.L. & Corbett G.J. The Porgera gold deposit, Papua New Guinea // *Econ. Geol.* 1986. V 81. P 660–680.
- Francis C.A., Criddle A.J., Stanley C.J. et al. Buckhornite, $\text{AuPb}_2\text{BiTe}_2\text{S}_3$, a new mineral species from Boulder County, Colorado, and new data for aikinite, tetradymite and calaverite // *Canad. Mineral.* 1992. V 30. P 1039–1048.
- Frimmel H.E. & Gartz V.H. Witwatersrand gold particle chemistry matches model of metamorphosed, hydrothermally altered placer deposits // *Mineral. Deposita.* 1997. V 32. P 523–531.
- Fulignati P. & Sbrana A. Presens of native gold and tellurium in the active high-sulfidation hydrothermal system of the La Fossa volcano, Vulcano, Italy // *J. Volcan. Geotherm. Res.* 1998. V 86. P 187–198.
- Gammons C.H. & Williams-Jones A.E. Hydrothermal geochemistry of electrum: thermodynamic constraints // *Econ. Geol.* 1995. V 90. P 420–432.
- Gehlen von K. Silver and mercury in single gold grain from the Witwatersrand and Barberton, South Africa // *Mineral. Deposita.* 1983. V 18. P 529–534.
- Goldschmidt V.M. Atlas der Krystallformen. Gold. Heidelberg : Carl Winters Universitätsbuch handlung, 1918. Bd. IV.
- Goldschmidt V.M., Palache C. & Peacock M. Über calaverite // *Neues Jahrb. Mineral.* 1931. Bd. 63. S. 1–15.
- Graham A.R. & Caiman S. Aurostibite, AuSb_2 , a new mineral in the pyrite group // *Amer. Mineral.* 1952. V 37. P 461–469.
- Hagemann S.G. & Brown Ph.E. Geobarometry in Archean lode-gold deposits // *Eur. J. Mineral.* 1996. V 8. P 937–960.
- Hannington M.D., Peters J.M. & Scott S.D. Gold in sea-floor polymetallic sulfide deposits // *Econ. Geol.* 1986. V 81. P 1867–1883.
- Hannington M.D., Tivey M.K. & Laroque A.C.L. The occurrence of gold in sulfide deposits of the Tag hydrothermal field, Mid-Atlantic ridge // *Canad. Mineral.* 1995. V 33. P 1285–1310.
- Harris D.C., Roberts A.C., Laflamme J.H.G. Criddleite $\text{TlAg}_2\text{Au}_3\text{Sb}_{10}\text{S}_{10}$, a new gold-bearing mineral from Hemlo, Ontario, Canada // *Mineral. Mag.* 1988. V 52. P 691–697.
- Heald P., Foley N.K. & Hayba D.O. Comparative anatomy of volcanic-hosted epithermal deposits – acid-sulfate and adular-sericite types // *Econ. Geol.* 1987. V 82. P 1–26.
- Healy R. & Petruk W. Petrology of Au-Ag-Hg alloy and «invisible» gold in the Trout Lake massive sulfide deposit Flin Flon, Manitoba // *Canad. Mineral.* 1990. V 28. P 189–206.
- Helke A. Die goldtellurierzlagerstätten von Sacaramb (Nagyag) (in Rumanian) // *Neues Jahrb. Mineral. Beil.* 1934. Bd. 68 A. S. 19–85.
- Herzig P.M., Hannington M.D., Stoffers P. et al. Gold-rich polymetallic sulfides from the Lau back arc and implications for the geochemistry of gold in sea-floor hydrothermal systems of the Southwest Pacific // *Econ. Geol.* 1993. V 88. P 2182–2209.
- Hodgson C.J., Love D.A. & Hamilton J.V. Giant mesothermal gold deposits: descriptive characteristics, genetic model and exploration are celection criteria. In: *Giant ore deposits.* SEG SP-2. 1995. P 157–206.
- Huston D.L., Bottrill R.S. & Creeman R.A. Geological and geochemical controls on the mineralogy and grain size of gold-bearing phases, eastern Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits // *Econ. Geol.* 1992. V 87. P 542–563.
- Hytonen K. Suomen Mineraalit. Geologian Tutkimuskeskus. Erillisjulkaisien: 1999. 399 s.
- Introduction to Japanese minerals. *Geol. Surv. Japan*, 1970. 235 p.
- Jia Y., Li X. & Kerrich R. A fluid inclusion study of Au-bearing quartz vein systems in the Central and North Deborah deposits of the Bendigo gold field, Central Victoria, Australia // *Econ. Geol.* 2000. V 95. P 467–494.
- Johan Z., Dodony I., Moravek P., Pasava J. La buckhornite, $\text{Pb}_2\text{AuBiTe}_2\text{S}_3$, du gisement d'or de Jilove, Republique Tchèque // *C.R. Acad. Sci. Paris.* 1994. V 318. P 1225–1231.
- Johan Z., Picot P., Pierrot P. & Kvacek M. La fischerite, Ag_3AuSe_2 , premier selenide d'or, isotype de la petzite // *Bull. Soc. fran. mineral. cristall.* 1971. № 94. P 381–384.
- Johnson P.N. & Lampadius W.A. Über brasilianisches palladgold und dessen aushbringen und schneidung // *J. praktische Chemie.* 1837. Bd. 11. S. 309–315.
- Kesler S.E., Foruna J., Ye Z., Alt J.C. et al. Evaluation of the role of sulfidation in deposition of gold, Screamer section of the Betze-Post Carlin-type deposit, Nevada // *Econ. Geol.* 2003. V 98. P 1137–1157.
- Khin Zaw & Large R.R. The precious metal-rich South Hercules mineralization, Western Tasmania: A possible subsea-floor replacement volcanic-hosted massive sulfide deposit // *Econ. Geol.* 1992. V 87. P 931–952.
- Kieft C. & Oen J.S. Ore mineral in the telluride-bearing gold-silver ores of Salida, Indonesia, with special reference to the distribution of selenium // *Mineral. Deposita.* 1973. V 8. P 312–320.
- Knight J.B. & Leitch C.H.B. Phase relations in the system Au-Cu-Ag at low temperatures, based on natural assemblages // *Canad. Mineral.* 2001. V 39. P 889–905.
- Knipe S.W. & Fleet M.E. Gold-copper alloy minerals from the Kerr Mine, Ontario // *Canad. Mineral.* 1997. V 35. P 573–586.
- Knittel U. Composition and association of arsenian goldfieldite from the Marian Gold deposit, Northern Luzon, Philippines // *Mineral. Petrol.* 1989. V 40. P 145–154.
- Krupp R.E. & Seward T.M. The Rotokawa geothermal system, New Zealand; an active epithermal gold-depositing environment // *Econ. Geol.* 1987. V 82. P 1109–1129.
- Kuehn C.A. & Rose W. Carlin gold deposits, Nevada: Origin in a deep zone of mixing between normally pressured and overpressured fluids // *Econ. Geol.* 1995. V 90. P 17–36.
- Kvaček M. Selenides from the uranium deposits of Western Moravia, Czechoslovakia // *Acta Univ. Carolinae. Geologica.* Rost Vol. 1973. P 23–36.
- Large R.R. Australian volcanic-hosted massive sulfide deposits: Features, styles and genetic models // *Econ. Geol.* 1992. V 87. P 471–510.
- Leistel J.M., Marcoux E., Deschamps Y. Antithetic behaviour of gold on the volcanogenic deposits of the Iberian Pyrite Belt // *Mineral. Deposita.* 1998. V 33. P 82–97.

- Leitch C.H.B., Godwin C.I., Brown T.H. & Taylor B.E. Geochemistry of mineralizing fluids in the Bralorne-Pioneer mesothermal gold vein deposit, British Columbia, Canada // *Econ. Geol.* 1991. V 86. P 318–353.
- Lindgren W. Mineral deposits, 4th ed. New York–London: McGraw – Hill Book Company, 1933. 930 p.
- Lindgren W. & Ransome F.L. Geology and gold deposits of the Cripple Creek district, Colorado // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* N 54. 1906. 516 p.
- Litochleb J. & Šrein V. Minerals of bismuth and tellurium from ore deposits and occurrences of gold in the Czech Republic // *Bull. Mineral.-Petrogr. Odd. NM v Praze.* 1994. V 2. P 89–105.
- Marcoux E. Gold and Volcanoes: Epithermal gold deposits, a review // *C.R. Acad. Sci. Franc. Ser. 2.* 1995. V 321. P 723–735.
- Markham N.L. Synthetic and natural phases in the system Au-Ag-Te // *Econ. Geol.* 1960. V 55. P 1148–1178, 1460–1477.
- Milesi J.P., Marcoux E., Sitorus T. et al. Pongkor (west Java, Indonesia): a Pliocene supergene-enriched epithermal Au-Ag-(Mn) deposit // *Mineral. Deposita.* 1999. V 34. P 131–149.
- Mishra B. & Panigrahi M.K. Fluid evolution in the Kolar Gold Field : evidence from fluid inclusion studies // *Mineral. Deposita.* 1999. V 34. P 173–181.
- Mitchell A. & Leach T.M. Epithermal island arc metallogenesis, geothermal system and geology. London: Acad. Press, 1992. 457 p.
- Muntean J.L., Kesler S.E., Russell N. & Polanco J. Evolution of the Monte Negro acid sulfate Au-Ag deposit, Pueblo Viejo, Dominican Republic: Importance factors in grade development // *Econ. Geol.* 1990. V 85. P 1738–1758.
- Nesbitt B.E. The gold deposit continuum: a genetic model for lode Au mineralization in the continental crust // *Geology.* 1988. V 16. P 1044–1048.
- Nickel E.H. & Grey I.E. A vanadium-rich mineral assemblage associated with the gold telluride ore at Kalgoorlie, Western Australia // *Crystallochemistry of minerals.* Sofia. 1986. P 899–908.
- Nishiyama T., Shimoda S. & Shimosaka K. Lithium-bearing tosudite // *Clay and clay minerals.* 1975. V 23. P 337–342.
- Oberthür T. & Saager R. Silver and mercury in gold particles from the Proterozoic Witwatersrand placer deposits of South Africa: metallogenic and geochemical implications // *Econ. Geol.* 1986. V 81. P 20–31.
- Oberthür T., Weiser T., Amanor J.A. et al. Mineralogical siting and distribution of gold in quartz veins and sulfide ores of the Ashanti mine and other deposits in the Ashanti belt of Ghana: genetic implications // *Mineral. Deposita.* 1997. V 32. P 2–15.
- Ohmoto H. Formation of volcanogenic massive sulfide deposits: The Kuroko perspective // *Ore Geology Rev.* 1996. V 11. P. 135–177.
- Okamoto H., Chakrabarti D.J. & Laughlin D.E. The Au-Cu (gold-copper) system // *Bull. Alloy Phase Diagrams.* 1987. V 8. P 453–474.
- Olivo R., Gauthier M. & Bardoux M. Palladian gold from the Caue iron mine, Itabira District, Minas Gerais, Brazil // *Mineral. Mag.* 1994. V 58. P 579–587.
- Ortega L., Oyarzun R., Gallego M. The Mari Rosa late hercynian Sb-Au deposit, Western Spain: Geology and geochemistry of the mineralizing processes // *Mineral. Deposita.* 1996. V 31. № 3. P 172–187.
- Paar W.H., Putz H., Topa D., Roberts A.C., Stanley C.J. & Culetto F.J. Jonassonite, Au(Bi,Pb)5S4, a new mineral species from Nagybörzsöny, Hungary // *Canad. Mineral.* 2006. V 44. P 1127–1136.
- Palenic C.S., Utsunomiya S., Reich M., Kesler S.E., Wang L. & Ewing R.C. «Invisible» gold revealed: Direct imaging of gold nanoparticles in a Carlin-type deposit // *Amer. Mineral.* 2004. V 89. P 1359–1366.
- Pals D.W. & Spry P.G. Telluride mineralogy of the low-sulfidation epithermal Emperor gold deposit, Vatukoula, Fiji // *Mineral. Petrol.* 2003. V 79. P 285–307.
- Papike J.J., Karner J.M., Spilde M.N. & Shearer C.K. Major and minor element systematics of alunite - jarosite from Goldfield, Nevada // *Amer. Mineral.* 2006. V 91. P 1197–1200.
- Partunc A.D. & Gandhi S.S. Hydrothermal platinum-palladium-gold mineralization associated with uranium veins, northwest territories, Canada // *Bull. Geol.Soc. Finland.* 1989. № 61. Pt. 1. 50 p.
- Peacock M.A. & Thompson R.M. Montbrayite, a new gold telluride // *Amer. Mineral.* 1946. V 31. P 515–526.
- Picot P. & Johan Z. Atlas of ore minerals. Amsterdam: Elsevier. 1982. 458 p.
- Radhakrishna B.R. & Curtis L.C. Gold in India. Bangalor (Geol. Soc. India): 1999. 307 p.
- Radtke A.S., Rye R.O. & Dickson F.W. Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposit, Nevada // *Econ. Geol.* 1980. V 75. P 641–671.
- Radtke A.S. & Scheiner B.G. Studies of hydrothermal gold deposition at Carlin gold deposit, Nevada: the role of carbonaceous materials in gold depositions // *Econ. Geol.* 1970. V 65. P 641–672.
- Ramdohr P. The ore minerals and their intergrowths. Pergamon Press. 1982. 1207 p.
- Ransome F.L., Emmons W.H. & Carrey G.H. The geology and ore deposits of Goldfield, Nevada // *US Geol. Surv. Prof. Pap.* 1909. N 66. P 1–258.
- Richards J.P. & Kerrich R. The Porgera gold mine, Papua New Guinea: Magmatic hydrothermal to epithermal evolution of an alkaline-type precious metal deposit // *Econ. Geol.* 1993. V 88. P 1017–1052.
- Robert F. & Kelly W.C. Ore-forming fluids in Archean gold-bearing quartz veins at the Sigma mine, Abitibi greenstone belt, Quebec, Canada // *Econ. Geol.* 1987. V 82. P 1464–1482.
- Rucklidge J. Frobergite, montbreite and new Pb-Bi telluride // *Canad. Mineral.* 1969. V 9. P 709–716.
- Rushton R.W., Nesbitt B.E., Muehlenbachs K. & Mortensen J.K. A fluid inclusions and stable isotope study of gold quartz veins in the Klondike district, Yukon Territory, Canada: A section through a mesothermal vein system // *Econ. Geol.* 1993. V 88. P 647–678.
- Rytuba J.J. Evolution of volcanic and tectonic features in caldera settings and their importance in the localization of ore deposits // *Econ. Geol.* 1994. V 89. P 1687–1696.
- Schmidt M.A., Oberthür T., Vetter U. et al. High CO₂ content of fluid inclusions in gold mineralisations in the Ashanti belt, Ghana: a new category of the ore forming fluids? // *Mineral. Deposita.* 1997. V 32. P 107–118.
- Schneiderhohn H. Lehrbuch der erzlager statenkunde. Berlin. 1941. 858 s.
- Shackleton J.M., Spry P. & Bateman R. Telluride mineralogy of the Golden Mile deposit, Kalgoorlie, Western Australia // *Canad. Mineral.* 2003. V 41. P 1503–1524.

- Shangquan Wu, Yi Yang & Qun Song A new gold mineral – hunchunite Au_2Pb // *Acta Mineral. Sinica*. 1992. V 12. P 319–322.
- Sharwood W.J. Notes on tellurium-bearing gold ores // *Econ. Geol.* 1911. V 6. P 22–36.
- Shelton K.L., So C.-S., Halusser G.T., Chi S.-J. & Lee K.-Y. Geochemical studies of the Tongyoung gold-silver deposit, Republic of Korea: Evidence of meteoric water dominance in a Te-bearing epithermal system // *Econ. Geol.* 1990. V 85. P 1114–1132.
- Shikazono N. Selenium content of acantite and chemical environments of Japanese vein-type deposits // *Econ. Geol.* 1978. V 73. P 524–533.
- Shikazono N. & Shimizu M. The Ag/Au ratio of native gold and electrum and the geochemical environment of gold deposits in Japan // *Mineral. Deposita*. 1987. V 22. P 309–314.
- Shikazono N. & Shimizu M. Mercurian gold from the Tsugu gold-antimony vein deposit in Japan // *Canad. Mineral.* 1988. V 26. P 423–428.
- Shimizu M., Matsuyama F. & Shimizu M. Hutchinsonite, $\text{TiPb}(\text{As},\text{Sb})_5\text{S}_9$, chabourneite, $\text{Ti}_2\text{Pb}(\text{Sb},\text{As})_{10}\text{S}_{17}$, and unnamed $(\text{Ti},\text{Ag})_2\text{Pb}_6(\text{As},\text{Sb})_{16}\text{S}_{31}$ from the Toya-Takarada mine, Hokkaido, Japan – Ti mineralization in the Kuroko deposits // *Resource Geol. Spec. Issue*. 1999. N 20. P 31–37.
- Shimizu T., Matsueda H. & Ishigama D. Genesis of epithermal Au-Ag mineralization of the Koryu Mine, Hokkaido, Japan // *Econ. Geol.* 1998. V 93. P 303–325.
- Sillitoe R.H. Giant and Bonanza gold deposits in the epithermal environment: assesment of potential genetic factors. In *Giant Ore Deposits*. New York: 1995. P 125–155.
- Smith F.G. The ore deposition temperature and pressure at the McIntyre mine, Ontario // *Econ. Geol.* 1948. V 43.
- So C.-S., Dunchenko Y.V., Yun S.-T. Te- and Se-bearing epithermal Au-Ag mineralization, Prasolovskoe, Kunashir Island, Kuril island arc // *Econ. Geol.* 1995. V 90. P 105–117.
- So C.-S. & Yun S.-T. Jurassic mesothermal gold mineralization of the Samhwanghak mine, Youngdong area, Republic of Korea: constraints on hydrothermal fluid geochemistry // *Econ. Geol.* 1997. V 92. P 60–80.
- Springer G. Chlorine-bearing and other uncommon minerals in the Strathcona deep copper zone, Sudbury district, Ontario // *Canad. Mineral.* 1989. V 27. P 311–313.
- Spycher N.F. & Reed M.H. Evolution of a Broadlands-type epithermal ore fluid along alternative P-T paths: implications for the transport and deposition of base, precious and volatile metals // *Econ. Geol.* 1989. V 84. P 328–359.
- Stanley C.J., Criddle A.J. & Lloyd D. Precious and base metals selenide mineralization at Hope's Nose, Torquay, Devon // *Mineral. Mag.* 1990. V 54. P 485–493.
- Stillwell F.L. The occurrence of telluride minerals of Kalgoorlie // *Proc. Austral. Inst. Mining and Metall.* 1931. № 84. P 115–190.
- Stütz A. Physikalisch-mineralogische beschreibung des gold- und silberbergwerkes zu Szekerembe bey Nagyag in Siebenbürgen. Wien: 1803.
- Tarkian M., Eliopoulos D.G. & Economou – Eliopoulos M. Mineralogy of precious metals in the Skouries porphyry copper deposit, Northern Greece // *Neues Jahrb. Mineral. Monat.* 1991. Bd. 12. S. 529–537.
- Tarkian M. & Koopmann G. Platinum-group minerals in the Santo Tomas II (Philex) porphyry copper-gold deposit, Luzon Island, Philippines // *Mineral. Deposita*. 1995. V 30. P 39–47.
- Terziev G. Kostovite, a gold-copper tellurid from Bulgaria // *Amer. Mineral.* 1966. V 51. P 29–36.
- Terziev G. Hemusite – a complex copper-tin-molibdenum sulfide from the Chelopech ore deposit, Bulgaria // *Amer. Mineral.* 1971. V 56. P 1847–1854.
- Thompson R.M. The telluride minerals and their occurrence in Canada // *Amer. Mineral.* 1949. V 34. P 342–382.
- Thompson T.B., Trippel A.D. & Dwelley P.C. Mineralized vein and breccias of the Cripple Creek district, Colorado // *Econ. Geol.* 1985. V 80. P 1669–1688.
- Trumbull R.B., Hua L., Lehrberger G. et al. Granitoid-hosted gold deposits in the Anjiayingzi district of Inner Mongolia, People's Republic of China // *Econ. Geol.* 1996. V 91. P 875–895.
- Ulrich T. & Heinrich C.A. Geology and alternation geochemistry of the porphyry Cu-Au deposit at Bajo de la Alumbrera, Argentina // *Econ. Geol.* 2001. V 96. P 1719–1742.
- Warmada I.W., Lehmann B. & Simandiuntak M. Polymetallic sulfides and sulfosalts of the Pongkor epithermal gold-silver deposit, west Java, Indonesia // *Canad. Mineral.* 2003. V 41. P 185–200.
- Weir R.H. & Kerrick D.H. Mineralogic, fluid inclusion, and stable isotope studies of several gold mine in the Mother Lode, Toulumine and Mariposa Counties, California // *Econ. Geol.* 1987. V 82. P 328–344.
- Wells J.D. & Millens T.E. Golg-bearing arsenian pyrite determined by microprobe analysis, Cortez and Carlin gold mine, Nevada // *Econ. Geol.* 1973. V 68. P 187–201.
- White D.E. Thermal springs and epithermal ore deposits // *Econ. Geol.* 1955. 50th Anniw. Volume. Pt. 1. P 731–753.

ЗОЛОТО В СВЯЗИ С ТИТАНОМАГНЕТИТОВОЙ РУДНОЙ ФОРМАЦИЕЙ ОНЕЖСКОЙ ВПАДИНЫ И ЕЁ ОБРАМЛЕНИЯ

Трофимов Н.Н.

ИГ Кар НЦ РАН, Петрозаводск, trofimov@krc.karelia.ru

Приведены новые фактические данные по содержанию Au, Pt и Pd в Койкарско-Святнаволоцком, Чинозёрском и Рыборецком интрузивах трапповой формации, Бураковскому расслоенному массиву и Хюрсюльскому габбро-пироксенитовому; их среднему химическому составу. Дана оценка прогнозных ресурсов золота и платиноидов в связи с титаномагнетитовой рудной формацией в Онежской впадине.

Титаномагнетитовая рудная формация широко представлена на территории Карелии и Онежской впадины. Она связана с различными разновозрастными магматическими формациями. Наиболее продуктивными из них являются трапповые и щелочно-ультраосновные людиковийского возраста, в которых выявлены объекты Fe-Ti-V руд, имеющих промышленное значение.

Исследование руд и пород с титаномагнетитовой минерализацией на наличие в них благородных элементов проводилось эпизодически на протяжении около 30 лет. Определение этих элементов осуществлялось в аналитических лабораториях ЦНИГРИ (Москва, Тула) пробирно-спектральным методом, а позднее пробирным с атомно-абсорбционным окончанием. Достоверность анализа базировалась вначале на двух навесках по 50 г, позднее – на двух по 25 г, а последние годы – на одной навеске весом 25 г. На этом фоне снизилась и чувствительность анализа для Au и Pd с 2 мг/т до 5, далее 10–50 мг/т, для Pt она сохранилась и составила 5–10 мг/т, соответственно, и возможность определения фоновых концентраций.

В пределах Онежской впадины и её обрамления исследовались три типа магматических формаций: трапповые (нижний протерозой – людиковий и вепсий); расслоенных перидотит-габбро-норитовых интрузий (нижний протерозой – сумий), дифференцированных габбро-пироксенитовых интрузий не установленного возраста – лопий (?) или сумий (?).

Габбро-пироксенитовая формация изучалась в Хаутаваарской структуре в районе Хюрсюльского гипербазитового массива – западное обрамление Онежской впадины, фиксируемое проявлением формации расслоенных интрузий – дайка Кивач – Сязозеро. Опробован горизонт афиболизированных плагиоклазсодержащих клинопироксенитов мощностью 8-10 м. Пироксениты содержат идиоморфную вкрапленность титаномагнетита 10-20 % и халькопиритовую минерализацию – в среднем 0.5 %. В двух объединённых пробах обнаружены повышенные концентрации золота – 110–1410 мг/т (табл. 1). Минералы платиновой группы (МПГ) не установлены. Породы горизонта характеризуются высокими содержаниями TiO₂ – 2.87 % и окислов железа (Fe₂O₃) – 23.15 %. Среднее содержание меди – 742 г/т (табл. 2).

Таблица 1. Содержание золота и платиноидов в мафитовых дифференцированных интрузивах.

№ пробы	Содержание БЭ мг/т			Дополнительные сведения
	Au	Pt	Pd	
Габбро-пироксенитовая формация (Архей?) Хаутаваарская структура, участок Хюрсюля.				
153, 154	<50	<10	<10	Амфиболизированные плагиопироксениты с содержанием tmt – 10–20%, сру – 0.1–1%
148, 150	<50	<10	<10	
155	<50	<10	<10	
156, 157	1410	<10	<10	
151, 152	110	<10	<10	
Щелочно-основная формация (людиковий). Ельтозерский плутон				
C-27/232.7	<50	<10	23	Оливиновое габбро с tmt-ilm оруденением (20–40%)
C-27/234.4	<50	<10	<10	
C-27/235.8	230	<10	<10	
C-27/239.1	150	<10	<10	
C-27/240.5-241	440	<10	<10	

Примечание: ЦНИГРИ, пробирно-атомно-абсорбционный метод, навеска 25 г.

В Бураковском расслоенном плутоне изучалось содержание золота и МПГ в её габброидных сериях – переходной, габброноритовой и магнетитовых габбродiorитов на участках разрезов с повышенным (0.1–1 %) содержанием сульфидов. В зоне магнетитовых габбродiorитов (МГЗ) содержание титаномагнетита в обогащённых интервалах не превышало 10–20 %. По группе проб среднее содержание золота в них составило 17.8 мг/т (табл. 3).

Таблица 2. Химический состав пород титаномагнетитового горизонта.
Участок Хюрсюля, габбро-пироксенитовая формация.

Компо- ненты, мас.%, г/т	Номера образцов												Сред. арифм по гори- зонту
	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156	157	159	
SiO ₂	41.2	41.2	42.7	42.85	41.9	42.3	42.7	42.8	43.65	43.8	41.85	42.5	42.45
TiO ₂	3.15	3.1	2.95	3	2.85	2.9	2.6	2.75	2.65	2.6	3.15	2.75	2.87
Al ₂ O ₃	6.1	7.21	6.66	5.7	5.8	6.3	5.32	6.92	6.06	5.96	5.35	7.05	6.20
Fe ₂ O ₃	5.83	6.87	6.53	6.9	7	6.6	6.87	6.4	5.74	5.73	7.5	6.5	6.54
FeO	14.56	14.64	15.45	15.45	15.09	15.45	14.55	14.73	14.81	14.37	14.73	15.54	14.95
MnO	0.282	0.26	0.246	0.255	0.248	0.254	0.247	0.25	0.246	0.255	0.243	0.303	0.26
MgO	8.7	8.8	9.43	9.64	9.43	9.43	9.64	9.12	9.64	9.46	9.28	8.84	9.28
CaO	14	13.11	12.1	12.34	13.79	12.97	14.55	13.26	13.55	14.27	14.3	12.4	13.39
Na ₂ O	1.53	1.07	1.01	0.88	0.93	0.89	0.87	1.08	0.99	0.92	0.8	1.14	1.01
K ₂ O	0.33	0.23	0.21	0.18	0.17	0.14	0.14	0.19	0.16	0.14	0.13	0.16	0.18
H ₂ O	0.18	0.14	0.1	0.13	0.12	0.15	0.1	0.24	0.12	0.14	0.24	0.2	0.16
n.n.n.	3.35	2.8	2.05	2.05	2	2.03	1.76	1.8	1.75	1.77	1.91	2.2	2.12
P ₂ O ₅	0.15	0.11	0.07	0.13	0.11	0.11	0.12	0.08	0.13	0.17	0.12	0.11	0.12
Cr	33	37	43	37	33	23	37	40	30	27	40	27	23
V	1310	1360	1360	1360	1360	1390	1280	1390	1230	1230	1490	1070	739
Co	80	90	100	90	90	90	90	90	90	90	80	100	71
Ni	700	430	460	450	460	450	460	460	660	410	460	340	376
Cu	1880	420	810	810	1030	1450	1420	340	1020	640	630	700	742
Zn	170	200	180	170	160	160	160	170	180	160	160	220	140
Собщ	0.077	0.033	0.033	0.034	0.059	0.036	0.124	0.022	0.064	0.027	0.041	0.03	0.048
Сумма	99.77	99.79	99.8	99.79	99.75	99.88	99.81	99.86	99.81	99.84	99.88	99.8	99.82

Эта зона изучена недостаточно, в ней не исключено наличие титаномагнетитового горизонта имеющего промышленное значение на Ti и V потенциально золотоносного. О высокой дифференциации рудного вещества здесь говорит большой разброс содержаний V₂O₅ от 0.1 до 2 % в монофракциях магнетита из титаномагнетитовых концентратов.

Скважиной № 20 в подошве плутона (дунитовая подзона) были вскрыты два силла долеритов с убогой вкрапленностью титаномагнетита (5 %). Содержание Au и МПГ в них на уровне и ниже чувствительности анализа (табл. 3). Являются ли они комагматами или это более поздние интрузивные образования – не установлено. Дуниты в экзоконтактах серпентинизированы. Согласно последним данным, U-Pb возраст Бураковского интрузива по циркону составляет 2431±6 млн. лет [1].

В породах габброноритовой и кровле переходной зон золото спорадически появляется в повышенных содержаниях от десятков до сотен мг/т. Им синхронно соответствуют повышенные содержания Pt и Pd до 50–100 мг/т (табл. 4). Наиболее обогащенный золотом слой мощностью 6.4 м содержит в среднем: Au – 252 мг/т; Pt – 32 мг/т; Pd – 21 мг/т. Сульфидный парагенезис представлен: халькопирит (сру) + пирит (ру) ± миллерит (mil) и пентландит (pn). Минеральные формы золота не исследовались и не установлены.

Послойное опробование Главного хромитового горизонта в Аганозерском блоке (канавы № 1) показало, что среднее содержание золота в нём составляет 44 мг/т, при разбросе содержаний от 5 до 214 мг/т (16 анализов на мощность 3.2 м). При поисково-разведочных работах на хром (КГРЭ СЗГТУ) в пяти скважинах, вскрывших Главный хромитовый горизонт, были выявлены интервалы мощностью от 0.9 до 3.3 м, обогащенные золотом – от 0.065 до 4.5 г/т. Минеральные формы не установлены.

При проведении поисково-оценочных работ на МПГ (ГУП Карельская экспедиция) в краевых частях Шалозерского блока – участки Южный и Северный – были установлены представляющие интерес для дальнейших исследований две минерализованные зоны: платинометальный горизонт «А» (переходная зона) и золото-платинометальный горизонт «В», прослеженные по простиранию на 5 км. Распределение МПГ и Au в горизонте «А» весьма неравномерное. Содержание суммы Pt и Pd колеблется от 0.12 до 1.07 г/т, золота в среднем около 90 мг/т. Наибольший интерес представляет золото-платинометальный горизонт «В» мощностью от 13.5 до 54 м, приуроченный к основанию зоны пижонитовых габброноритов и кровле габброноритовой зоны [3]. Распределение МПГ и Au крайне неравномерное. Содержание суммы БЭ по пересечениям минерализованной зоны составляет 0.13–0.36 г/т. В ряде пересечений золото отсутствует. Его максимальные содержания – 0.27 и 0.34 г/т

– приурочены к кровле горизонта «В» (скв. 578, 588) [3]. Рудная минерализация представлена титаномагнетитом и сульфидами (до 1%, редко более) – ро±рп±сру, образующих интерстициальную вкрапленность размером до 2–3 мм. Вторичные изменения в сульфидах выражены в интенсивном замещении их биотитом с образованием амфиболовых кайм (рис. 1 а) и частичном замещении пирротина пиритом. Минеральные формы золота установлены только с этим процессом в просечках в связи с переотложенным халькопиритом (рис. 1 б), в то время как МПГ являются син- и эпигенетическими.

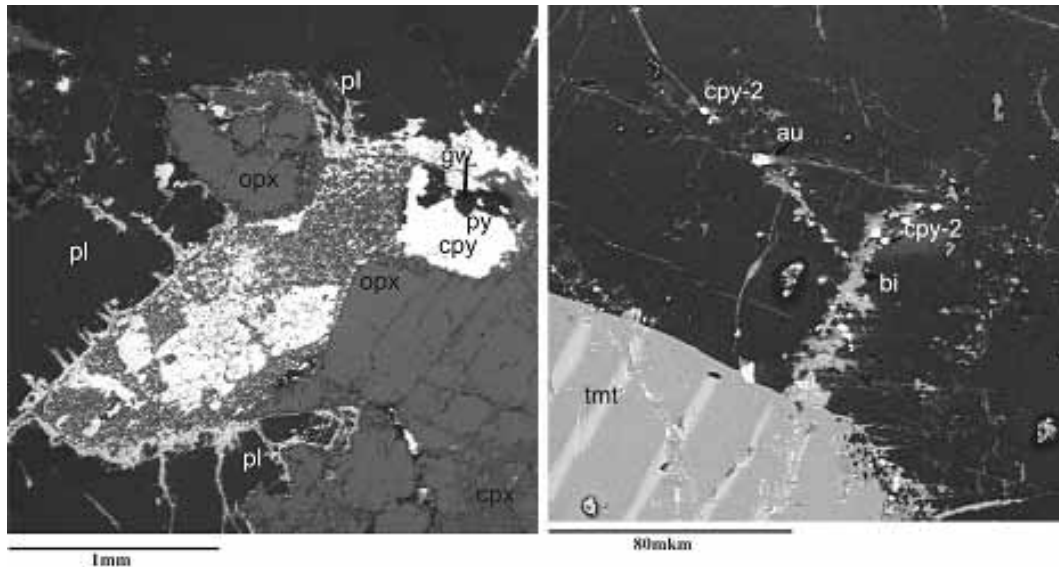


Рис. 1. Бураковский массив. а – горизонт «В». Характер замещения интерстициального сульфидного агрегата (сру+ро) вторичным биотитом, образования коррозионных кайм амфибола на границе с силикатами и переотложения ро-2 по трещинам и вдоль границ, б – эпигенетические золото и сру – 2 по трещинам в клинопироксене.

Таблица 3. Содержание золота и платиноидов в габброидах Бураковского расслоенного комплекса.

№ пробы	Содержание БЭ мг/т		
	Au	Pt	Pd
Основание зоны магнетитовых диоритов			
C-45/68–68.2	нб	нб	нб
C-45/68.6–69.0	5.7	нб	нб
C-45/66.6–65	6.3	нб	9.3
C-45/106.2	нб	нб	нб
C-45/106.8	нб	нб	нб
C-45/107.1–107.2	19	нб	7
C-45/123–123.2	15	нб	нб
C-45/151–151.7	66.5	нб	нб
C-45/151.8–153.5	нб	нб	нб
C-45/188.2–196.2	4.4	нб	нб
Краевые части зоны магнетитовых диоритов			
C-4/116	28.5	нб	15.5
C-4/141	2	7	17.5
C-4/217.6	84	6	11.5
Силы долеритов в основании дунитовой подзоны			
C-20/1474	2	нб	14
C-20/1520	2.3	нб	10
C-20/1547	нб	нб	нб
C-20/1598	нб	нб	нб

Примечание: анализы выполнены в ЦНИГРИ, пробирно-атомно-абсорбционный метод; приведены средние значения по двум навескам весом 50 г.

Таблица 4. Содержание благородных элементов в габброноритах и пироксенитах переходной зоны Бураковского расслоенного комплекса. Аганозерский блок.

Интервал по скважине №68. м	Содержание БЭ в мг/т			Интервал по скважине №68. м	Содержание БЭ в мг/т		
	Au	Pt	Pd		Au	Pt	Pd
372–374.1	12	нб	нб	424.5–425.8	30	нб	6.4
374.1–376	нб	нб	нб	425.8–426.6	45	нб	5.2
376–378.5	2.9	нб	нб	426.6–428.3	8.2	нб	5.2
378.5–380.4	нб	нб	нб	428.3–430.5	12.5	нб	3
380.4–380.8	нб	нб	2.5	430.5–430.8	18.5	21	28
381.1–383.4	9	нб	3.4	430.8–432.4	7	18	3
383.4–386	нб	нб	нб	432.4–434.2	125	9.8	6.2
386–387.6	4.5	нб	4	434.2–435.2	30	48.4	14
387.6–390.5	1.3	17	2.8	435.2–436.4	18.5	16.5	40.6
390.5–391.7	15	18.5	4.8	440.6–440.9	39	нб	8.7
397.5–400	нб	нб	нб	440.9–442.5	10	5.7	8.5
400–400.4	48	21.3	20.5	442.5–443.4	6	204	95.5
400.4–403.5	3.4	39	нб	443.4–444.0	7.3	30.3	39.4
403.5–405.5	5.1	нб	нб	444.0–446.2	нб	нб	нб
405.5–407.5	нб	нб	нб	446.2–447	2.1	7.3	5
407.5–409.1	80	33	14	447–447.8	28.3	нб	5.5
409.1–409.6	34	38	12	447.8–448.6	201	29.3	14.3
409.6–410.6	25	22.5	7	448.6–451.6	3	59	41.4
410.6–412.0	3	нб	5.6	451.6–453.6	15	28.4	14.2
413.2–414.6	5.1	15.6	3.7	486–486.8	38	нб	6
414.6–416.0	6.8	40	34	488.2–489.1	15	нб	нб
416.0–417.7	4.9	64	42	489.1–490.4	10.4	нб	10.4
417.7–418.1	7	30	14	490.4–491.4	53.9	5	11.1
418.1–421.3*	211	нб	1.8	492.2–493.5	9.8	нб	4
421.3–422.3*	29.3	40.2	13.2	493.5–494	7.3	27.7	18.7
422.3–423.9*	328	49.7	35.0	494–494.9	2	4.6	3.2
423.9–424.5	439	39.4	33.7				

Примечание: анализы выполнены в ЦНИГРИ пробирно-спектральным методом; приведены средние значения по двум и трём (*) навескам 50 г.

Трапповая магматическая формация широко представлена в Онежской впадине эффузивной и субвулканической фациями. Но интрузии с повышенным содержанием титаномагнетита (10–15 % и более) развиты ограниченно и только в бортах структуры. Они сформированы толеитовым расплавом (рис. 2) и представлены контрастно дифференцированными (Пудожгорский комплекс) и слабо дифференцированными долеритовыми интрузивами. Это пластовые тела мощностью 100–200 м протяжённостью 30 км, занимающие площадь до 200 км².

Пудожгорский комплекс. К нему относятся Койкарско-Святнаволоцкий силл (западный борт впадины), Пудожгорский пластовый интрузив и Габневский силл (восточный борт впадины). U-Pb возраст по циркону их идентичен и составляет соответственно 1983.4±6,5 и 1984±8 млн. лет [6].

Их внедрение связано с людиковийским этапом активизации сумийского Беломорско–Лапландского рифта, сопровождающееся формированием Онежского прогиба и сводовых поднятий по бортам. На перегибах свода и впадины интрузируются флюидонасыщенные высокожелезистые расплавы, обогащённые БЭ, прошедшие предварительно внутрикоровую камерную дифференциацию. В западном борту внедряется Койкарско-Святнаволоцкий силл, в восточном – Габневский, а также Пудожгорский пластовый интрузив, являющийся одновременно подводным каналом для последнего. Стратиграфическое положение силлов идентичное – туломозерская свита ятулия является вмещающей.

Пудожгорский интрузив в плане имеет дайкообразную форму, установленная протяжённость 25 км, средний угол падения – 10–15°. Вмещающие породы – граниты и гранито-гнейсы [5]. С учётом закалочных зон интрузив дифференцирован на 9 слоёв и горизонтов, образующих две зоны: нижнюю – долеритовую (инт. 197.5–244.1 м), верхнюю – диоритовую (табл. 5).

Средневзвешенный состав расплава характеризуется высокими содержаниями: TiO₂ – 2.74 %, окислов железа – 21.32 % Fe₂O₃, суммы щелочей – 5.01 % (табл. 6).

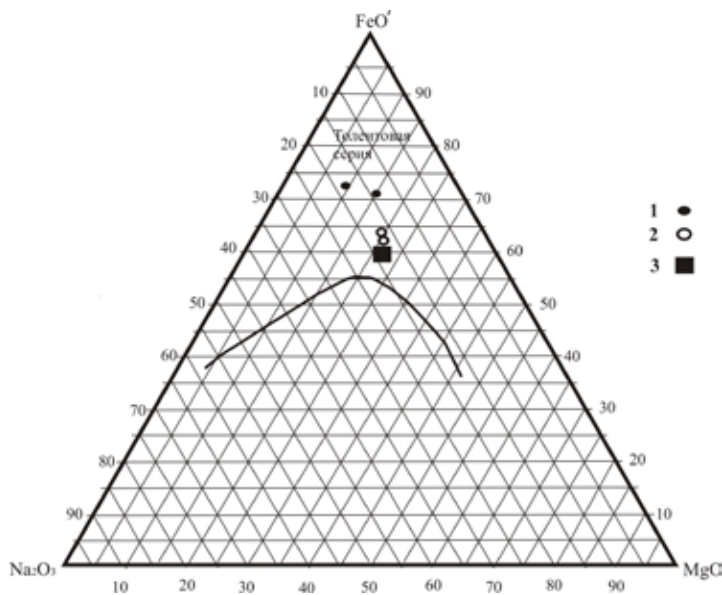


Рис. 2. Положение средних составов интрузивов трапповой формации и зоны магнетитовых габбро-диоритов расслоенной серии Бураковского плутона (МГЗ): 1 – рудоносные (Пудожгорский и Койкарско-Святнаволоцкий); 2 – нерудоносные Чинозерский и Ропручейский; 3 – зона МГЗ.

ходится 27.4 %. Рудный горизонт является не только концентратором БЭ, но и V, Cu, Ni, Co (табл. 8). Подрудный горизонт обогащён Cr [5].

Последовательность кристаллизации минералов первичного парагенезиса в габбровой зоне: Pl – Crx + tmt – Amf + Bi + Apt. Титаномагнетитовый горизонт образует обособленную залежь в 25–30 м от подошвы интрузива средней мощностью 15–20 м [5]. Золото и платиноиды концентрируются только в пределах рудного горизонта и коррелируются с содержанием меди и частично железа (рис. 3).

Вариации особенностей распределения Au и МПГ в пересечениях титаномагнетитового горизонта иллюстрируются рисунком 4. При этом наблюдается чёткий минералогический контроль резкого увеличения концентраций благородных элементов (БЭ) при смене сульфидного парагенезиса ru+сру на сру+bo, т.е. с высокосернистого на более дефицитный по сере. Средняя сумма содержаний БЭ в расплаве гипабиссальной камеры сопоставима со средневзвешенным значением для интрузива – 129.5 мг/т. В рудном титаномагнетитовом горизонте их концентрация возрастает на 0.5–1 порядок за счёт мобилизации из диоритовой зоны (табл. 7). Среднее содержание БЭ в руде по интрузиву (мг/т): Au – 212; Pt – 140; Pd – 353. При этом на долю золота приходится 27.4 %.

Таблица 5. Строение и состав Пудожгорского интрузива по скв. № 29. Тубозерский участок.

Интервал, м	Мощность, м	Наименование слоя и горизонта	Первичный минеральный парагенезис
128.4–131.3	2.9	Слой верхнего эндоконтакта и зоны закалки	Лабрадор–51.8–57.4; Андезин–37.5–48.6 Ort. tmt. Av
131.3–137.0	5.7	Переходный слой верхних долеритов	Олигоклаз № 17.8 Альбит № 2.3–8.7 Ort. tmt. Av
137.0–145	8.0	Такситовый горизонт	Альбит № 0.6 Олигоклаз № 25–29.3 Ort. Amf
145–185	40.0	Гранофировый горизонт	Альбит Ортоклаз mt. Amf
185–197.5	12.5	Надрудный горизонт	Альбит № 1.9–8.1 Олигоклаз № 13.1–26.4 Андезин № 37.8–47.9. Av
197.5–201.0	3.5	Переходный слой нижних долеритов	Лабрадор № 55.3–57 tmt. Av
201.0–218.4	17.4	Титаномагнетитовый горизонт	Лабрадор № 50.1–61.4 Андезин № 37.4–44.4 Av. tmt
218.4–240.0	21.6	Подрудный горизонт	Лабрадор № 50.6–63.6 Андезин № 42.3–48.0 Av. tmt
240.0–244.1	4.1	Зона закалки и нижний эндоконтакт	Лабрадор № 54.6–61.0 Андезин № 40.2–45.9 Ort. tmt. Av

Таблица 6. Средний состав интрузивов Онежской впадины трапповой формации с титаномагнетитовой минерализацией.

Компоненты, масс.%, г/т	Трапповая формация				Зона магнетитовых диоритов Бураковского плутона
	Пудожгорский комплекс		Чинозерский интрузив	Рыборецкий интрузив	
	Пудожгорский интрузив	Койкарско- Святнаволоок- ский интрузив			
Кол-во анализов	80	57	25	24	53
SiO ₂	50.65	46.30	49.34	50.70	50.51
TiO ₂	2.74	3.10	2.07	2.19	1.64
Al ₂ O ₃	11.90	13.10	12.46	12.05	15.42
Fe ₂ O ₃	7.30	6.02	6.74	3.41	4.99
FeO	12.62	13.5	10.21	12.46	9.71
Fe ₂ O ₃ '	21.32	21.00	18.08	17.26	15.25
MnO	0.204	0.200	0.188	0.16	0.156
MgO	2.43	4.11	4.91	4.90	4.76
CaO	4.92	7.60	6.90	7.93	8.30
Na ₂ O	3.82	3.18	3.79	3.08	3.70
K ₂ O	1.19	0.71	0.64	1.30	0.55
H ₂ O	0.24	0.21	0.16	0.18	
n.n.n.	1.83	1.74	1.99		
P ₂ O ₅	0.29	0.27	0.268	0.23	0.08
Cr	70	86	57	86	62
V	592	790	427	467	510
Co	52	56	50	56	86
Ni	48	51	63	57	118
Cu	541	543	258	193	352
Собщ.	1180	780	900	1000	700

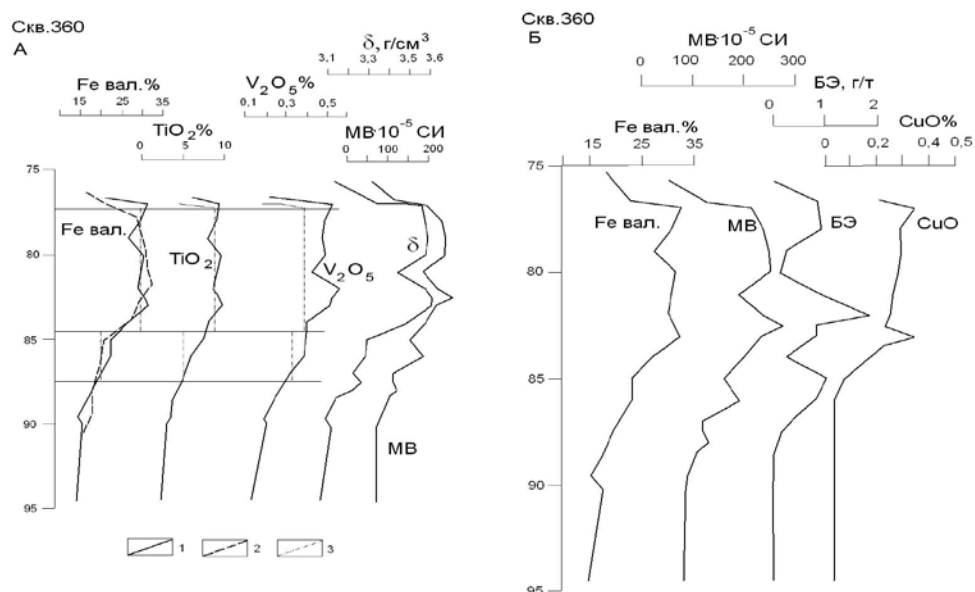


Рис. 3. Пудожгорское месторождение. Благороднометалльно-титаномагнетитовый горизонт. Сква. 360. Взаимосвязь физических свойств пород (плотности – δ , магнитной восприимчивости – MB) и содержаний рудных компонентов. 1 – рядовые пробы (ИГ КарНЦ РАН); 2, 3 – геологоразведочные пробы 1952 г.: 2 – секционные; 3 – объединённые.

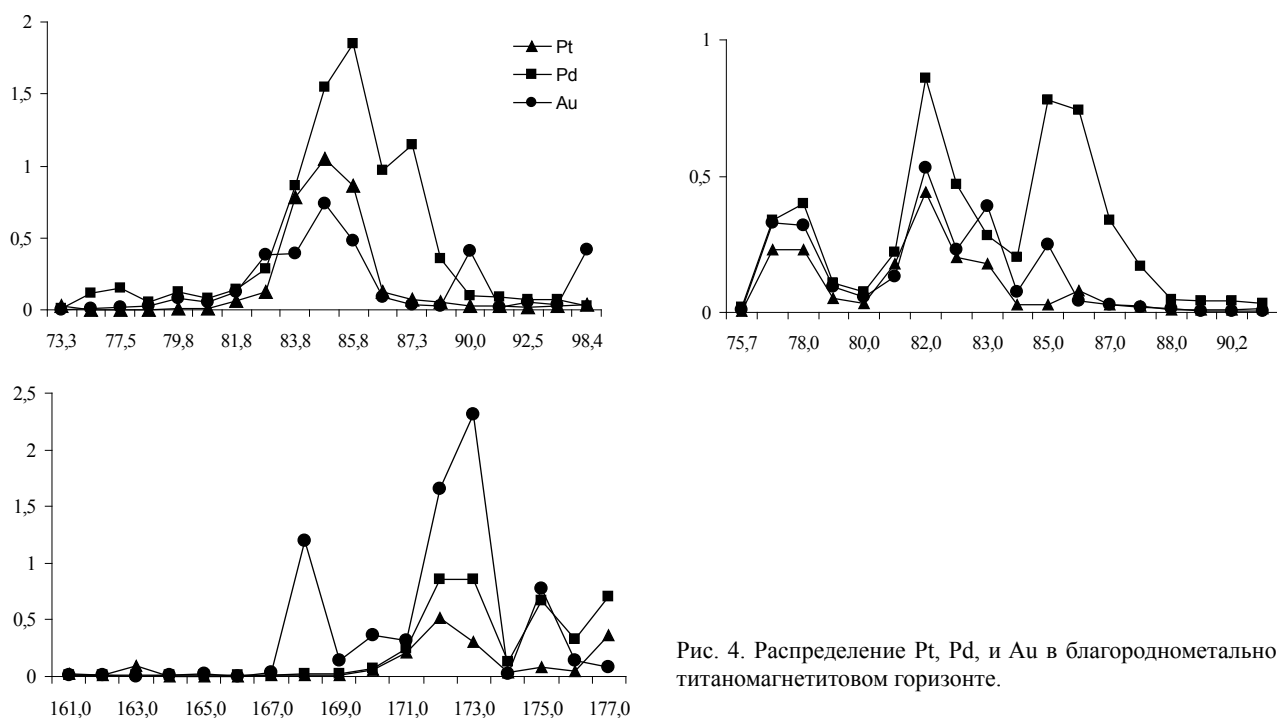


Рис. 4. Распределение Pt, Pd, и Au в благороднометалло-титаномagnetитовом горизонте.

Таблица 7. Средние содержания золота и платиноидов в горизонтах Пудожгорского интрузива.

Наименование горизонта	Мощность, м	Количество анализов	Среднее содержание, мг/т			
			Au	Pt	Pd	Σ БЭ
Пудожгорское месторождение						
Рудный, скв. 275, 360, 376	11.3	38	321	173	434	928
Подрудный, скв. 275, 360	25–30	8	22	20	53	95
Тубозерское рудопроявление						
Рудный: скв. 126; 29 пр. II	15.4–17.4	24	90	86	224	400
Подрудный: скв. 29, пр. I	21.6	11	33	30	91	154
Пудожгорский интрузив в целом						
Рудный – 5 пересечений	15	62	212	140	353	705
Подрудный – 4 пересечения	25	19	28	26	75	125
Эндоконтакты	10	4	20	21	68	109
Ср. взвеш. по интрузиву	11.57	85	35.5	25.8	68.2	129.5
Процентное соотношение БЭ			27.4%	19.9%	52.7%	100%

Таблица 8. Распределение рудных элементов в разрезе Пудожгорского интрузива по данным рентгено-флуоресцентного анализа.

Элемент г/т	Эндоконтакты		Горизонты и слои							Средне-взвешенное по интрузиву (89ан.)
	Нижний	Верхний	Подрудный	Рудный	Нижние долериты	Надрудный	Гранофировый	Такситовый	Верхние долериты	
Cr	72	49	157	48	14	42	63	16	38	70
Ni	53	30	87	181	7	<2	<2	<2	30	48
Co	60	41	66	126	71	37	19	39	50	52
V	460	284	798	2442	770	30	12	68	346	592
Cu	320	400	304	1780	860	860	137	300	160	541

Примечание: содержание меди по разрезу интрузива и всех остальных элементов в рудном горизонте определены атомно-абсорбционным методом.

Койкарско-Святнаволоцкий силл является полным аналогом Пудожгорского по степени дифференцированности, морфологии, условиям залегания, минералогическому и химическому составу пород. Некоторые отличия имеются в составе рудного горизонта. Преобладают средневкрапленные руды, за счёт чего содержание Fe, Ti

и V ниже. В верхней части горизонта (скв. 1, инт. 17–20 м) вместе с авгитом кристаллизуется пижонит. БЭ так же концентрируются только в титаномагнетитовом горизонте и контролируются сульфидным парагенезисом сру+во.

Детально опробованный разрез (табл. 9), по скв. 1 (угол падения пород 20°), в т.ч. титаномагнетитового горизонта, показал, что концентрации золота и платиноидов локализуются преимущественно в его средней и нижней частях, образуя более растянутый по мощности рудный пласт – инт. 17.7–37.5 м. Максимальные содержания золота в нём достигают 2.35 г/т, а суммы БЭ – 3.58 г/т (табл. 9). В подошве пласта – кровле полрудного горизонта (инт. 31.5–37.5 м) установлены повышенные концентрации золота до 1.54 г/т в ассоциации с сульфидным парагенезисом сру+ру.

Таблица 9. Результаты пробирно-атомно-абсорбционного анализа штучных и керновых проб на БЭ по разрезу Койкарско-Святнаволоцкого интрузива (сверху вниз).

Наименование выработки и № обнажения	Интервал опробования (номер пробы)	Средние значения по двум навескам г/т				
		Pt	Pd	Rh	Au	Σ БЭ
1	2	3	4	5	6	7
Обн.	1024/5	нб	0.021	нб	0.019	0.040
Скв.2	15.5	нб	0.0125	нб	0.009	0.0215
Обн.	3	нб	нб	нб	0.0005	0.0005
Обн.	4	нб	нб	нб	0.0055	0.005
Скв.2	31.5	нб	0.0135	нб	0.0025	0.0160
Скв.1	7.8	нб	нб	нб	0.014	0.014
	10.8	0.0065	нб	нб	0.014	0.0205
	11.7	нб	0.0079	нб	0.1665	0.1744
	17.7	0.013	0.017	нб	0.0695	0.0995
	20.5	0.210	0.220	нб	0.340	0.770
	21.1	0.088	0.140	нб	0.210	0.438
	22.1	0.1045	0.160	нб	0.160	0.4275
	23.1	0.270	0.640	нб	0.350	1.260
	24.0	0.415	0.695	нб	0.390	1.500
	24.7	0.275	0.475	0.00160	0.245	0.995
	25.0	0.445	0.965	0.0035	0.385	1.795
	25.4	0.460	0.731	0.004	0.395	1.586
	25.8	0.800	1.450	0.0015	0.540	2.790
	26.1	0.595	2.40	0.0035	0.295	3.290
	26.7	0.200	0.245	0.0045	0.225	0.670
	26.8	1.150	1.950	0.0020	0.840	3.940
	27.0	0.200	1.035	0.0012	2.350	3.585
	27.2	0.420	0.92	0.0035	0.130	1.470
	27.5	0.450	1.095	0.008	0.170	1.715
	27.8	0.340	0.895	0.006	0.075	1.310
	28.1	0.390	1.075	0.009	0.170	1.635
	28.5	0.305	1.150	0.0045	0.120	1.575
	28.7	0.485	1.550	0.0020	0.160	2.195
	29.0	0.350	1.300	0.0055	0.0665	1.716
	30.5	0.140	0.755	<0.0155	0.032	0.927
	31.3	0.055	0.320	0.0035	0.007	0.382
	31.5	0.042	0.140	нб	1.545	1.727
	31.9	0.0185	0.065	0.004	0.0095	0.093
	32.1	0.0295	0.065	0.002	0.0125	0.107
	33.1	0.022	0.0495	0.001	0.0145	0.086
	35.2	0.0068	0.029	<0.0155	0.0076	0.0434
	36.9	0.0055	0.055	0.004	0.0085	0.069

Продолжение таблицы 9

1	2	3	4	5	6	7
	37.2	0.0095	0.0265	0.0011	0.810	0.846
	37.5	0.0125	0.070	0.0045	0.305	0.387
	37.9	0.0155	0.058	нб	0.011	0.0845
	39.7	0.0082	0.030	<0.0155	0.0265	0.0647
	41.8	0.0053	0.0263	нб	0.0566	0.0882
	42.1	0.0085	0.024	нб	0.0085	0.041
	46.1	0.017	0.055	0.0025	0.0175	0.0895
	50.0	0.0035	0.031	<0.016	0.032	0.0665
	51.8	0.0275	0.0675	0.0025	0.0235	0.1185
	56.3	нб	0.0275	<0.0155	0.017	0.0445
	61.2	0.0076	0.032	нб	0.0105	0.050
	65.0	0.0185	0.0625	нб	0.0225	0.1035
	69.0	0.0245	0.0635	0.001	0.0205	0.1085
Обн.	1015/7	0.0155	0.078	нб	0.0280	0.1215
Верхний эндоконтакт, оз. Шитолампи						
Обн. 1025	1025/1	0.006	нб	нб	0.0885	0.0945
Нижний эндоконтакт, оз. Шаргилампи						
Обн. 1015	1015/2	0.026	0.0645	нб	0.1285	0.219
Обн.	1015/5	0.0215	0.090	нб	0.024	0.1355

Примечание: 1 – не опробована наиболее лейкократовая часть разреза (гранофировый горизонт), т.к. содержание БЭ не находится на уровне или ниже чувствительности анализа; 2 – содержания Rh из-за низких значений в сумму БЭ не включены.

Таблица 10. Содержание золота и платиноидов в горизонтах Койкарско-Святнаволоцкого интрузива.

Горизонты ислои	Кол-во анализов	Средняя мощность м	Содержание БЭ в мг/т			
			Au	Pt	Pd	ΣБЭ
Эндоконтакты	3	до 10 м	80.3	17.8	51.5	149.6
Подрудный горизонт	18	30 м	79.6	13.9	47.8	141.3
Рудный горизонт (19.6–31.7 м)	23	15 м	373	312	409	1094
Надрудный горизонт	9	25	33.4	2.2	8.0	43.6
Средневзвешенное по интрузиву	53	140	68.7	38.1	59.2	166
Процентное соотношение БЭ			41.4%	23.0%	35.6%	100

Примечание: при расчёте средневзвешенного содержания мощность гранофирового горизонта учтена.

В целом по горизонту содержание БЭ составляет (мг/т): Au – 373; Pt – 312; Pd – 409 (табл. 10). Средневзвешенное содержание БЭ в расплаве 166 мг/т, сопоставимо с их величиной в эндоконтактах – 149.6 мг/т и подрудном горизонте – 141.3 мг/т. Доля золота от суммы БЭ составляет в рудном горизонте – 34.1 %, в расплаве – 41.4 % (табл. 10), что несколько выше, чем в Пудожгорском интрузиве (табл. 7).

Кроме интрузивов Пудожгорского комплекса, с которыми связаны промышленные концентрации Fe, Ti и V, был опробован дифференцированный Чинозерский интрузив, расположенный в Янгозерской структуре. Он имеет грубую дифференциацию и подразделяется на верхнюю – диоритовую зону и нижнюю – габбровую [4]. Титаномагнетитовый горизонт отсутствует. Габброидная часть силла сложена долеритами с вкрапленностью титаномагнетита до 20 % в обогащённых интервалах и содержит в среднем 2.3 % TiO₂ и 19.34 % Fe₂O₃ (табл. 11).

В средневзвешенном составе интрузива содержание этих параметров заметно ниже, чем для контрастно дифференцированных объектов Пудожгорского комплекса. Для него характерны более низкие концентрации V – 427 г/т и Cu – 258 г/т (табл. 6). В обогащённых титаномагнетитом слоях установлены повышенные содержания БЭ (мг/т): Au – до 40; Pt – до 43; Pd – до 280 мг/т (табл. 12). Исходный расплав, сформировавший интрузию, в целом содержал повышенные концентрации БЭ – 80 мг/т, но в 1.5–2 раза ниже, чем в Пудожгорском комплексе (т. 12, 8, 10). Условий для дифференциации и концентрации БЭ, V, Ti, Fe в самостоятельный горизонт здесь не было. Абсолютный возраст Чинозерского интрузива не определялся, по геологической позиции может быть при-

нят как людиковийский или верхнеятулийский. В подошве диоритовой зоны интрузива встречена линза альбитового диорита с содержанием ксеноморфного магнетита 20 %. Магнетит метасоматический, имеет ситовидное строение. Содержание золота в метасоматите – 3.29 г/т (табл. 12).

Таблица 11. Средний состав Чиозерского интрузива и его дифференциатов.

Компоненты, мас.%, г/т	Диоритовая зона, 11 ан. Среднее арифметическое	Габбровая зона, 14 ан. Среднее арифметическое	Средневзвешенное по интрузиву
SiO ₂	53.38	47.32	49.34
TiO ₂	1.61	2.30	2.07
Al ₂ O ₃	12.75	12.32	12.46
Fe ₂ O ₃	9.10	5.56	6.74
FeO	5.83	12.41	10.21
Fe ₂ O ₃ '	15.58	19.34	18.08
MnO	0.08	0.24	0.188
MgO	4.06	5.33	4.91
CaO	4.15	8.27	6.90
Na ₂ O	6.28	2.54	3.79
K ₂ O	0.43	0.74	0.64
H ₂ O	0.20	0.14	0.16
n.n.n.	1.44	2.26	1.99
P ₂ O ₅	0.32	0.24	0.268
Cr	70	90	83
V	370	960	763
Co	50	70	63
Ni	40	100	80
Cu	50	460	323
Zn	50	170	130
Собщ.	0.160	0.051	0.09
Сумма	99.776	99.36	99.76

Примечание: соотношение мощностей габбровой и диоритовой зон 2:1.

Менее крупный силл Медные горы, близкий Чиозерскому по составу и степени дифференциации, расположен в северо-западной части Онежской впадины. В подошве интрузива развита гнездовая халькопирит-борнитовая минерализация, которая сопровождается повышенными содержаниями Au – до 1.15 г/т (табл. 13), медная минерализация является наложенной и, видимо, связана с зоной складчато-разрывных дислокаций.

Рыборецкий (Ропручейский) силл долеритов, в отличие от вышеописанных объектов трапповой формации, является более молодым. Его U-Pb возраст по циркону составляет 1770±12,4 млн. лет [2]. Внедрение силла обусловлено вепсийским этапом активизации Беломорско-Лапландского рифта. По всей мощности интрузива титаномагнетитовая минерализация распределена достаточно равномерно и составляет 10 %. Скрытая дифференциация определяется по химическому составу пород и выражена в изменении содержания MgO в разрезе. Пробирным анализом в единичных пробах установлены незначительные концентрации БЭ, чуть выше фонового уровня (табл. 13).

Общая особенность всех рассмотренных магматических объектов в Онежской впадине – вкрапленная текстура руд и идиоморфнозернистая структура титаномагнетита, кристаллизующегося вместе с одним из основных породообразующих минералов (чаще Crx). На севере Карелии имеются многофазные полихронные массивы также людиковийского возраста, как и Пудожгорский комплекс, с богатым титаномагнетит-ильменитовым оруденением – дифференцированные Елетьозерский и Тикшеозерский плутоны щелочно-ультраосновной формации. В них рудные минералы кристаллизуются последними вместе с наиболее поздним апатитом, образуя неравномерную вкрапленность, полосчатые текстуры и сидеронитовую структуру. Как реализуется возможный потенциал БЭ в таких дифференцированных с высоким содержанием Fe, Ti, V породах неизвестно. Это отдельная область исследования. Пять проб отобранных из рудного оливинового габбро Елетьозерского плутона (участок Суривара) показали в них наличие только повышенных концентраций золота (табл. 1), которое, видимо, является эпигенетическим.

Таблица 12. Содержание золота и платиноидов в породах Чинозерского интрузива траповой формации.

№ образца	Содержание БЭ мг/г		
	Au	Pt	Pd
Габбровая зона			
52	35	16	40
53	25	9	30
20	14	5	27
24	40	40	45
29	22	43	190
30	9	21	32
31	8	<5	<2
42	20	13	35
44	19	71	280
45	12	36	100
47	13	19	37
47к	25	23	5
Среднее арифметическое	20.2	25.1	68.4
Процентное соотношение БЭ	17%	22.1%	60.1%
Диоритовая зона			
5/1	8	<5	<2
9/3	9	<5	<2
12/13	10	6	9
57	3290	<5	<2
58	4	<5	<2
54	16	<5	<5
Σ5			
Среднее арифметическое	9.4	<5	<5
Ср. взвеш. по интрузиву	16.6	17.1	46.3
Процентное соотношение БЭ	20.8%	21.3%	57.9%

Таблица 13. Содержание золота и платиноидов в пластовых интрузивах траповой формации – Медные горы и Рыборецкий.

№образца	Содержание БЭ мг/г		
	Au	Pt	Pd
Силл Медные горы (людиковый) – халькопирит-борнитовая минерализация в нижнем эндоконтакте			
70/5	170	<5	<5
72/1	1110	<5	<5
72/7	1150	<5	<5
72/6	20	<5	<5
Силл Рыборецкий (вепсий)			
ДС-11/11	14.5	7	нб
ДС-11/13.2	нб	нб	1.5
ДС-11/94.8	11	нб	2.5
ДС-11/21.4	нб	нб	нб
ДС-13/16	нб	нб	нб
ДС-13/31.2	нб	нб	7.5
ДС-13/59	нб	нб	нб
ДС-13/67.9	нб	25.5	37

Примечание: анализы выполнены в ЦНИГРИ; силл Медные горы – пробирно-атомно-абсорбционный метод, навеска 25 г; силлы Рыборецкий, Чинозерский – пробирно-атомно-абсорбционный метод, две навески по 50 г.

Таким образом, из всех исследованных объектов с титаномагнетитовой минерализацией к рудоносным (на БЭ) относятся только интрузивы Пудожгорского комплекса трапповой формации. Их генетический тип может быть определён как малосульфидно-окисный титаномагнетитовый. Расплавы, сформировавшие интрузивы, прошли двухкратную дифференциацию – во внутрикоревой абиссальной и субвулканической – гиабиссальной камерах. Предполагаемое расположение абиссальной камеры – крупная положительная гравометрическая аномалия в акватории Онежского озера. Первый этап дифференциации обеспечил высокий региональный фон БЭ – около 150 мг/т (табл. 7, 10) в расплаве интродуцированном в близповерхностные камеры. Высокая флюидонасыщенность расплава и его железистый состав обусловили второй этап концентрации БЭ, в результате которого сформированы уникальные по масштабу, но с низкими (около 1 г/т) содержаниями Au, Pt и Pd месторождения, совмещённые со средневкрапленными Fe-Ti-V рудами очень высокой чистоты по вредным примесям – S и P. Ресурсы титаномагнетитовой руды в интрузивах Пудожгорского комплекса до глубины 150–200 м оцениваются на уровне 1.29 млрд. т, а БЭ в ней – 901.9 т, в т.ч. доля золота составляет 208.9 т (табл. 14), меди – 1.68 млн. т. А потенциальные ресурсы БЭ обоих интрузивов, составляющие 3000 т, характеризуют металлогенические масштабы людиковийского процесса активизации сумийского рифта пространственно совмещённого с крупнейшим на Балтийском щите Бураковским плутоном, что выдвигает Онежскую впадину как самую перспективную площадь Карелии на Au и МПП.

Таблица 14. Ресурсы титаномагнетитовой руды и БЭ в интрузивах Пудожгорского комплекса Онежского рудного района.

Запасы и ресурсы руды. млн. т.	Содержание основных компонентов %			Категории и ресурсы БЭ т	Содержание сопутствующих элементов. г/т			
	TiO ₂	V ₂ O ₅	Fe _{вал}		Pt	Pd	Au	ΣБЭ
Пудожгорское месторождение								
V+C ₂ – 316.7	8.14	0.43	28.9	кат. P ₁ 293.9	0.173	0.434	0.321	0.928
Тубозерское рудопроявление								
P ₁ – 661.1	8.66	0.42	28.7	кат. P ₂ 264.4	0.086	0.224	0.09	0.40
Итого по Пудожгорскому интрузиву								
977.8				558.3	0.14	0.353	0.212	0.705
Койкарско-Святнаволоцкий интрузив								
C ₁ +C ₂ 314.1	6.00	0.32	22.95	кат. P ₂ 343.6	0.312	0.409	0.373	1.094
Итого по комплексу								
1291.9				кат. P ₁ +P ₂ 901.9 в т.ч.	208.9т	407.9т	285.1т	

Примечание: ресурсы меди по категории P₁+P₂ по Пудожгорскому комплексу составляют 1.68 млн. т при содержании 0.13 % – приняты по аналогии с Пудожгорским месторождением.

Особенности распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) в разрезах интрузивов Пудожгорского комплекса отражают процессы дифференциации вещества в слоях и горизонтах (рис. 5, 6). Для них характерно наличие чёткого европиевого минимума, слабое обогащение тяжёлыми и обеднение лёгкими элементами.

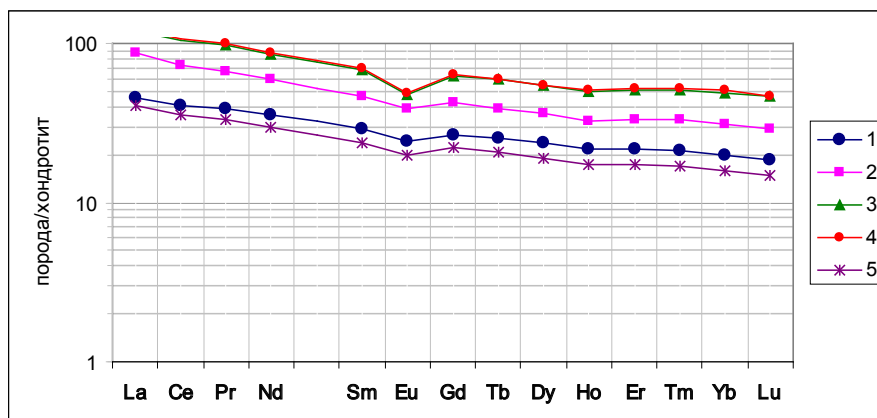


Рис. 5. Распределение РЗЭ в контрастно дифференцированном Пудожгорском пластовом интрузиве: 1 – верхний эндоконттакт; 2–4 – диоритовая зона (2 – такситовый горизонт; 3 – гранофировый; 4 – надрудный); 5 – подрудный горизонт. JSP анализ, ИГ КарНЦ РАН.

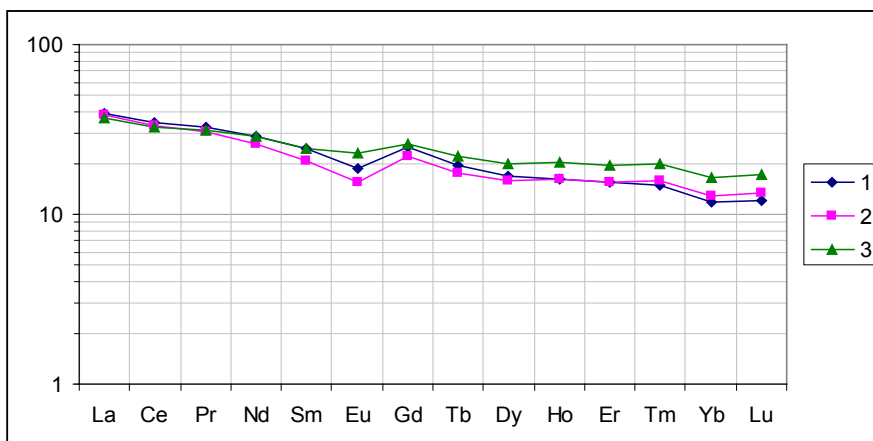


Рис. 6. Распределение РЗЭ в контрастно дифференцированном Койкарско-Святнаволоцком силле: 1 – рудный горизонт; 2 – подрудный горизонт; 3 – диоритовая зона. JSP анализ, ИГ КарНЦ РАН.

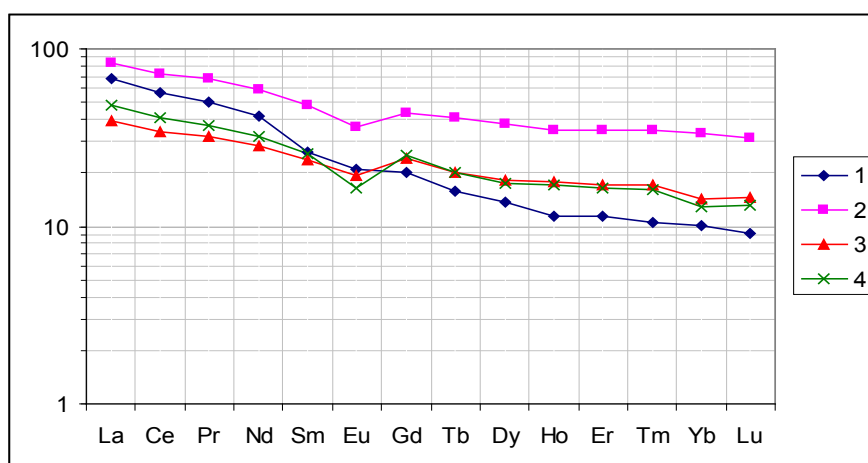


Рис. 7. Распределение РЗЭ в слабо и контрастно дифференцированных пластовых интрузивах трапповой формации (средние содержания): 1 – Рыборецком (вепсий); 2 – Пудожгорском; 3 – Койкарско-Святнаволоцком; 4 – Чинозерском (2–4 – людиковий).

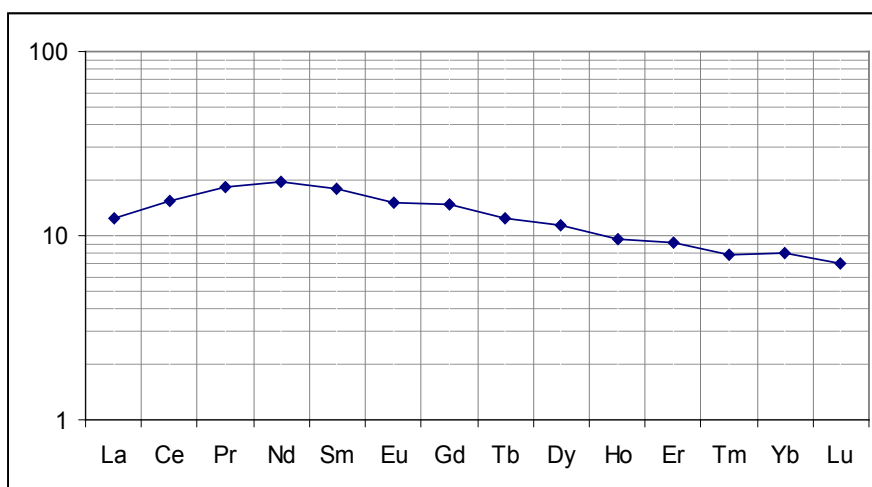


Рис. 8. Распределение РЗЭ в титаномагнетитовом горизонте габбро-пироксенитового массива. Участок Хюрсюля. JSP анализ, ИГ КарНЦ РАН.

По особенностям распределения РЗЭ Чинозерский интрузив близок к Койкарско-Святнаволоцкому (рис. 7). Среди них по высокой концентрации РЗЭ лидирует Пудожгорский пластовый интрузив, являющийся подводщим каналом для Габневского сила (рис. 7). Из вышеуказанных объектов трапповой формации молодой Рыборецкий силл выделяется более крутым наклоном линии распределения РЗЭ (рис. 7).

Резко различны от трапповой формации особенности распределения редкоземельных элементов в породах дифференцированных габбро-пироксенитовых массивах – Хюрсюльском и Еletzозерском (рис. 8, 9).

В Хюрсюльском массиве низки концентрации РЗЭ, особенно наиболее тяжёлых – La, Ce и Pr, отсутствует европиевый минимум (рис. 8). Еletzозерский массив сильно обеднён лёгкими лантаноидами (рис. 9).

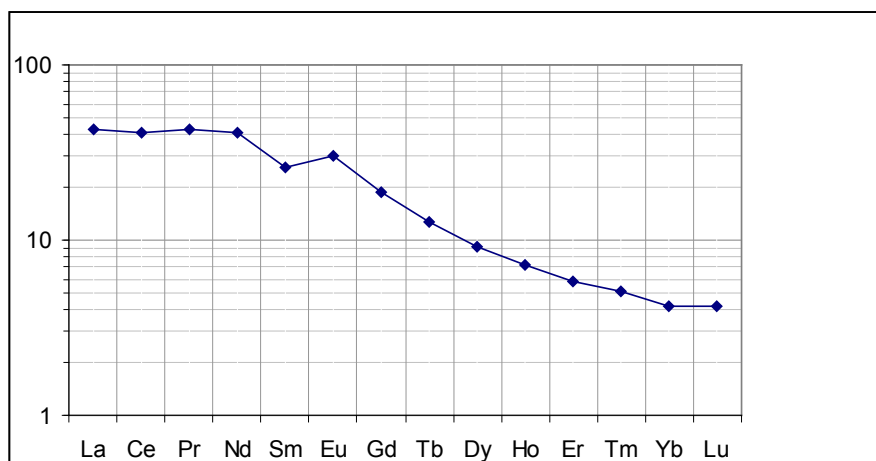


Рис. 9. Распределение РЗЭ в рудном оливиновом габбро в дифференцированном многофазном Еletzозерском массиве щелочно-основной формации. Участок Суривара. JSP анализ, ИГ КарНЦ РАН.

Из приведённых материалов по различным объектам и магматическим формациям следует, что триада Au, Pt и Pd в габброидных расплавах при процессах дифференциации накапливается синхронно. Их концентратами являются горизонты (слои), состав которых способен аккумулировать большое количество летучих, что в конечном итоге приводит к поздней более низкотемпературной их кристаллизации. В Пудожгорском комплексе мобилизация БЭ осуществлялась флюидом вопреки гравитации из верхней диоритовой зоны в нижележащий титаномангнетитовый горизонт, который согласно законам физической химии должен образовывать холодную зону. Аналогичный процесс незначительной концентрации БЭ наблюдается в быстро остывающих краевых частях слоенных массивов.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы Президиума РАН №23, проект 1, 2, 3.

Список литературы

1. Байи Л., Оже Т., Кошери А. и др. // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 2. С. 202–206.
2. Бибикова Е.В., Киринова Т.И., Лазарев Ю.И., и др. U-Pb изотопный возраст вепся Карелии // Докл. АН. 1990. Т. 310. № 1. С. 189–191.
3. Дегтярёв Н.К., Трофимов Н.Н. Геологическое строение и благороднометалльная минерализация северной части Шалозерского блока Бураковского плутона // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 188–202.
4. Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Травина Е.В. и др. Особенности состава и металлогении Чинозерской интрузии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 72–74.
5. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Пудожгорское благороднометалльное титаномангнетитовое месторождение. Петрозаводск, 2008. 123 с.
6. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. и др. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 49–68.

Au ASSOCIATED WITH Ti-MAGNETITE ORE FORMATION OF THE ONEGA DEPRESSION AND SURROUNDING AREA

Trofimov, N.N.

Institute of Geology of the Karelian Science Centre RAS, Petrozavodsk, trofimov@krc.karelia.ru

New data on the Au, Pt and Pd content of the Koikary-Svyatnavolok, Chinozero and Ryboretzsk intrusives of a trapp formation, the Burakovsky layered pluton and the Hyrsylä gabbro-pyroxenite massif and their average chemical composition are presented. Expected gold and platinum resources are evaluated in association with titanomagnetite ore formation in the Onega depression.

The Ti-magnetite ore formation is common for Karelia and Onega depression. It associates with different igneous complexes of various age the most interesting of which are Ludi traps and alkaline-ultramafic rocks with economic Fe-Ti-V mineralization.

The elements were determined in the analytical labs of the Central Geological Research Institute for Nonferrous and Precious Metals (Moscow, Tula) using assaying and spectral methods, and later assaying and atomic absorption method. The analysis reliability is based on a weight of 25 g. The analytical sensitivity for Au and Pd is 10 – 50 ppb, for Pt – 5–10 ppb with a possibility of measuring background concentrations.

We studied three igneous complexes within the Onega depression and surrounding area. These are the traps (Lower Proterozoic - Ludi and Vepsian); layered peridotite-gabbro-norite intrusions (Lower Proterozoic - Sumi), differentiated gabbro-pyroxenite intrusions (age unknown, Lopian? Sumi?).

The gabbro-pyroxenite intrusions belong to the Khautavaara structure in the area of the Khyursyul ultramafic intrusion which composes the western frame of the Onega depression. The horizon of amphibolized plagioclase-bearing clinopyroxenites with a thickness of 8–10 m was analyzed. The pyroxenite contains idiomorphic Ti-magnetite dissemination (10–20%) and chalcopyritic mineralization (0.5 % at average). The two combined assays yielded increased Au concentrations at the level of 110–1410 ppb (Table 1). Platinum-group minerals (PGM) have not been established. The rocks have high content of TiO₂ (2.87%), and iron oxides (Fe₂O₃, 23.15%). Average Cu content is 742 ppm (Table 2).

Table 1. Au and PGE content in the mafic differentiated intrusions.

Sample No.	Content ppb			Additional data
	Au	Pt	Pd	
Gabbro-pyroxenite (Archaean?) Khautavaara structure, Khyursyulya area				
153.154	<50	<10	<10	Amphibolized plagiopyroxenite with 10-20% tmt, and 0.1–1% cpy
148.150	<50	<10	<10	
155	<50	<10	<10	
156.157	1410	<10	<10	
151.152	110	<10	<10	
Alkaline-mafic complex (Ludi). Yelet'ozero pluton				
C-27/232.7	<50	<10	23	Olivine gabbro with tmt-ilm mineralization (20–40%)
C-27/234.4	<50	<10	<10	
C-27/235.8	230	<10	<10	
C-27/239.1	150	<10	<10	
C-27/240.5-241	440	<10	<10	

Note: Central Geological Research Institute for Nonferrous and Precious Metals, assaying and atomic absorption method, weight of 25 g.

In the Burakovsky layered pluton Au and PGE content of the intermediate, gabbro-norite, and magnetite gabbro-diorite with the increased (0.1–1%) sulphide content. The magnetite gabbro-diorite contains Ti-magnetite at the max. level of 10–20%. The average gold content is 17.8 ppb (Table 3). This zone is poorly studied, but presence of a Ti-magnetite horizon with economic Ti and V and probable gold content is not excluded. High differentiation of the ore substance is indicated by a wide scatter of V₂O₅ from 0.1 to 2 % in the magnetite monofractions from the Ti-magnetite concentrates.

Borehole No. 20 in the pluton basement (dunitic subzone) penetrated two sills of dolerite with scanty dissemination of Ti-magnetite (5%). Au and PGM content is less or at the level of the analytical sensibility (Table 3). Are these comagmatic or later intrusive rocks is still disputable. The dunite is modified in the exocontact zone (serpentine). The U-Pb zircon age of the Burakovsky pluton is 2431±6 Ma.

Table 2. Chemical rock composition of Ti-magnetite horizon. Khyursyulya gabbro-pyroxenite.

Components, wt.%, ppm	Sample NoNo.												Weighted- average per horizon
	147	148	149	150	151	152	153	154	155	156	157	159	
SiO ₂	41.2	41.2	42.7	42.85	41.9	42.3	42.7	42.8	43.65	43.8	41.85	42.5	42.45
TiO ₂	3.15	3.1	2.95	3	2.85	2.9	2.6	2.75	2.65	2.6	3.15	2.75	2.87
Al ₂ O ₃	6.1	7.21	6.66	5.7	5.8	6.3	5.32	6.92	6.06	5.96	5.35	7.05	6.20
Fe ₂ O ₃	5.83	6.87	6.53	6.9	7	6.6	6.87	6.4	5.74	5.73	7.5	6.5	6.54
FeO	14.56	14.64	15.45	15.45	15.09	15.45	14.55	14.73	14.81	14.37	14.73	15.54	14.95
MnO	0.282	0.26	0.246	0.255	0.248	0.254	0.247	0.25	0.246	0.255	0.243	0.303	0.26
MgO	8.7	8.8	9.43	9.64	9.43	9.43	9.64	9.12	9.64	9.46	9.28	8.84	9.28
CaO	14	13.11	12.1	12.34	13.79	12.97	14.55	13.26	13.55	14.27	14.3	12.4	13.39
Na ₂ O	1.53	1.07	1.01	0.88	0.93	0.89	0.87	1.08	0.99	0.92	0.8	1.14	1.01
K ₂ O	0.33	0.23	0.21	0.18	0.17	0.14	0.14	0.19	0.16	0.14	0.13	0.16	0.18
H ₂ O	0.18	0.14	0.1	0.13	0.12	0.15	0.1	0.24	0.12	0.14	0.24	0.2	0.16
n.n.n.	3.35	2.8	2.05	2.05	2	2.03	1.76	1.8	1.75	1.77	1.91	2.2	2.12
P ₂ O ₅	0.15	0.11	0.07	0.13	0.11	0.11	0.12	0.08	0.13	0.17	0.12	0.11	0.12
Cr	33	37	43	37	33	23	37	40	30	27	40	27	23
V	1310	1360	1360	1360	1360	1390	1280	1390	1230	1230	1490	1070	739
Co	80	90	100	90	90	90	90	90	90	90	80	100	71
Ni	700	430	460	450	460	450	460	460	660	410	460	340	376
Cu	1880	420	810	810	1030	1450	1420	340	1020	640	630	700	742
Zn	170	200	180	170	160	160	160	170	180	160	160	220	140
Stotal	0.077	0.033	0.033	0.034	0.059	0.036	0.124	0.022	0.064	0.027	0.041	0.03	0.048
Total	99.77	99.79	99.8	99.79	99.75	99.88	99.81	99.86	99.81	99.84	99.88	99.8	99.82

Table 3. Au and PGE content in the gabbroids of the Burakovsky layered complex.

Sample No.	Content, ppb		
	Au	Pt	Pd
Basement of the magnetite diorite zone			
C-45/68-68.2	n/a	n/a	n/a
C-45/68.6-69.0	5.7	n/a	n/a
C-45/66.6-65	6.3	n/a	9.3
C-45/106.2	n/a	n/a	n/a
C-45/106.8	n/a	n/a	n/a
C-45/107.1-107.2	19	n/a	7
C-45/123-123.2	15	n/a	n/a
C-45/151-151.7	66.5	n/a	n/a
C-45/151.8-153.5	n/a	n/a	n/a
C-45/188.2-196.2	4.4	n/a	n/a
Margins of the magnetite diorite zone			
C-4/116	28.5	n/a	15.5
C-4/141	2	7	17.5
C-4/217.6	84	6	11.5
Dolerite sills at the basement of the dunitic subzone			
C-20/1474	2	n/a	14
C-20/1520	2.3	n/a	10
C-20/1547	n/a	n/a	n/a
C-20/1598	n/a	n/a	n/a

Note: Central Geological Research Institute for Nonferrous and Precious Metals, assaying and atomic absorption method, weigh of 50 g.

Table 4. Content of noble metals in the gabbronorite and pyroxenite of the Burakovsky transitional zone.

Borehole No. 68, interval, m	Content, ppb			Borehole No. 68, interval, m	Content, ppb		
	Au	Pt	Pd		Au	Pt	Pd
372-374.1	12	n/a	n/a	423.9-424.5	439	39.4	33.7
374.1-376	n/a	n/a	n/a	424.5-425.8	30	n/a	6.4
376-378.5	2.9	n/a	n/a	425.8-426.6	45	n/a	5.2
378.5-380.4	n/a	n/a	n/a	426.6-428.3	8.2	n/a	5.2
380.4-380.8	n/a	n/a	2.5	428.3-430.5	12.5	n/a	3
381.1-383.4	9	n/a	3.4	430.5-430.8	18.5	21	28
383.4-386	n/a	n/a	n/a	430.8-432.4	7	18	3
386-387.6	4.5	n/a	4	432.4-434.2	125	9.8	6.2
387.6-390.5	1.3	17	2.8	434.2-435.2	30	48.4	14
390.5-391.7	15	18.5	4.8	435.2-436.4	18.5	16.5	40.6
397.5-400	n/a	n/a	n/a	440.6-440.9	39	n/a	8.7
400-400.4	48	21.3	20.5	440.9-442.5	10	5.7	8.5
400.4-403.5	3.4	39	n/a	442.5-443.4	6	204	95.5
403.5-405.5	5.1	n/a	n/a	443.4-444.0	7.3	30.3	39.4
405.5-407.5	n/a	n/a	n/a	444.0-446.2	n/a	n/a	n/a
407.5-409.1	80	33	14	446.2-447	2.1	7.3	5
409.1-409.6	34	38	12	447—447.8	28.3	n/a	5.5
409.6-410.6	25	22.5	7	447.8-448.6	201	29.3	14.3
410.6-412.0	3	n/a	5.6	448.6-451.6	3	59	41.4
413.2-414.6	5.1	15.6	3.7	451.6-453.6	15	28.4	14.2
414.6-416.0	6.8	40	34	486-486.8	38	n/a	6
416.0-417.7	4.9	64	42	488.2-489.1	15	n/a	n/a
417.7-418.1	7	30	14	489.1-490.4	10.4	n/a	10.4
418.1-421.3*	211	n/a	1.8	490.4-491.4	53.9	5	11.1
421.3-422.3*	29.3	40.2	13.2	492.2-493.5	9.8	n/a	4
422.3-423.9*	328	49.7	35.0	493.5-494	7.3	27.7	18.7
				494-494.9	2	4.6	3.2

Aganozero block.

Note: Central Geological Research Institute for Nonferrous and Precious Metals, assaying and spectral method, 2 weighs of 50 g and 3 weighs (*)

Here, the richest in Au layer has a thickness of 6.4 m and Au 252 ppb; Pt 32 ppb; Pd 21 ppb. The sulphides are represented by chalcopyrite. (cpy) + pyrite (py) ± millerite (mil), and pentlandite (pn). Au morphology has not been studied, and revealed.

Layerwise sampling of the Main chromite horizon in the Aganozero block (trench No. 1) has shown that average gold content is 44 ppb (from 5 to 214 ppb in 16 analyses for a thickness of 3.2 m). Five boreholes penetrated 0.9–3.3 m thick intervals in the Main chromite horizon with gold content of 0.065 to 4.5 ppm.

In the Burakovsky pluton there two PGE zones A (transition zone) and Au-PGE horizon B traced along strike for 5 km. PGE and Au distribution in Horizon A is quite uneven. Total Pt and Pd vary from 0.12 to 1.07 ppm, and Au averages at about 90 ppb. PGE and Au distribution in Horizon B is quite uneven. Total noble metal amount is 0.13–0.36 ppm, but gold presents not everywhere. Peak gold content (0.27–0.34 ppm) is confined to the roof of horizon B. Mineralization contains Ti-magnetite and sulphides (less than 1%) – po±pn±cpy that form an interstitial dissemination of up to 2–3 mm. Secondary modifications in sulphides are manifested in strong replacement with biotite, and amphibole rims (Fig. 1, A), and partial pyrite development after pyrrhotite. Gold minerals are found only in relation with this process in breaks and resettled chalcopyrite (Fig. 1, B) while PGMs are syn- and epigenetic.

Igneous traps are common in the Onega depression with effusive and subvolcanic facies while increased Ti-magnetite content (≥10–15%) restrictedly tends to the flanges. These are formed by tholeiitic melt (Fig. 2), and represented by contrast differentiated (Pudozhgora complex), and slightly differentiated dolerite intrusions. These are sheet-like bodies with a thickness of 100–200 m, a length of 30 km, and an area of up to 200 km².

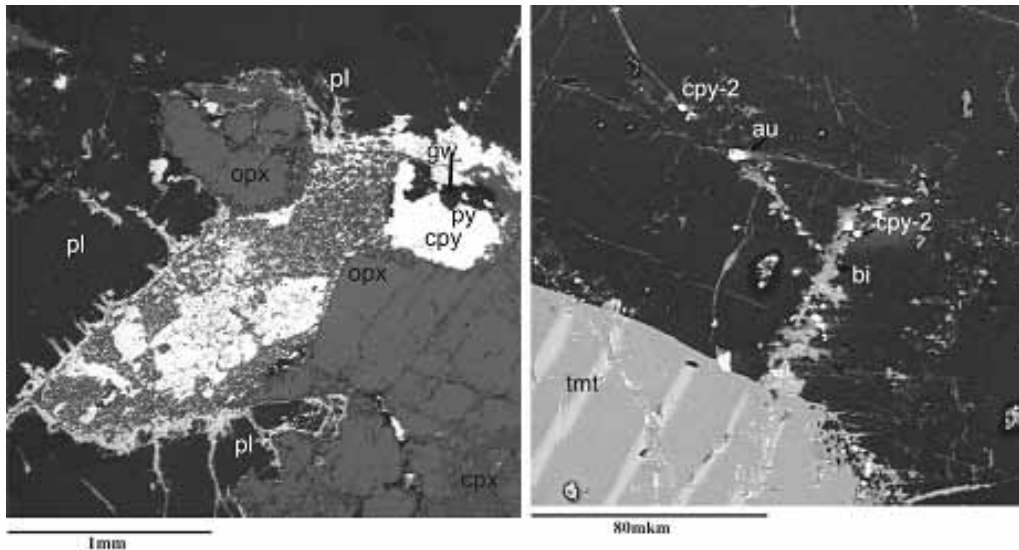


Fig. 1. Burakovsky pluton. A – horizon B. Replacement of interstitial sulphide aggregate (cpy+po) with secondary biotite, corrosion rims of amphibole at the silicate border and redeposition of po-2 in fissures and along borders, B – epigenetic Au and cpy – 2 along fissures in clonopyroxene.

The Pudozhgora complex includes the Koikara-Svyatnavolok sill (in the west), Pudozhgora sheet-like intrusion, and Gabnevsky sill (in the east). U-Pb zircon age is 1983.4 ± 6.5 and 1984 ± 8 Ma, respectively. These intruded in association with the Ludi stage of the Sumian activation of the Belomorian-Lapland rift that was followed by the formation of the Onega depression arching along the flanges. The bending of the arcs and depressions are filled with fluid-saturated high-Fe melts with noble metals that underwent preliminary intracrustal chamber differentiation.

The Pudozhgora intrusion has a dike-like shape in plane with the length of 25 km at an angle of $10-15^\circ$. The country rocks are granites, and granite-gneiss. There are 9 layers and horizons in the intrusion that compose two zones, which are the lower dolerite (interval of 197.5–244.1 m), and upper diorite (Table 5).

Crystallization sequence in the gabbro zone is $Pl - Cpx + tmt - Amf + Bi + Apt$. The Ti-magnetite horizon forms a separate body with a thickness of 15–20 m. Au and PGE concentrate within the ore horizon, and correlate with Cu and partially Fe content (Fig. 3).

Au and PGM distribution varies in the intersections of the Ti-magnetite horizon that is shown in Figure 4. A clear mineralogical control of a noble metal concentration sharp increase is observed when sulphide paragenesis is changed from $py+cpy$ to $cpy+bo$. In the Ti-magnetite horizon this concentration increases 0.5–1 times due to mobilization from the dioritic zone (Table 7). Average noble metal content in the intrusion is (in ppb) as follows: Au – 212; Pt – 140; Pd – 353. Gold takes 27.4%. The ore horizon is also rich with V, Cu, Ni, Co (Table 8). The under-ore horizon is enriched with Cr.

The Koikara-Svyatnavolok sill completely resembles the Pudozhgora one in terms of differentiation degree, morphology, modes of occurrence, mineralogical and chemical rock composition. Differences relate to the composition of the ore horizon. Medium-disseminated ore prevails, and Fe, Ti, and V content is lower. The upper part of the horizon (Bh. 1, int. 17–20 m) augite crystallizes along with pigeonite. Noble metals concentrate only in the Ti-magnetite horizon along with $cpy+bo$.

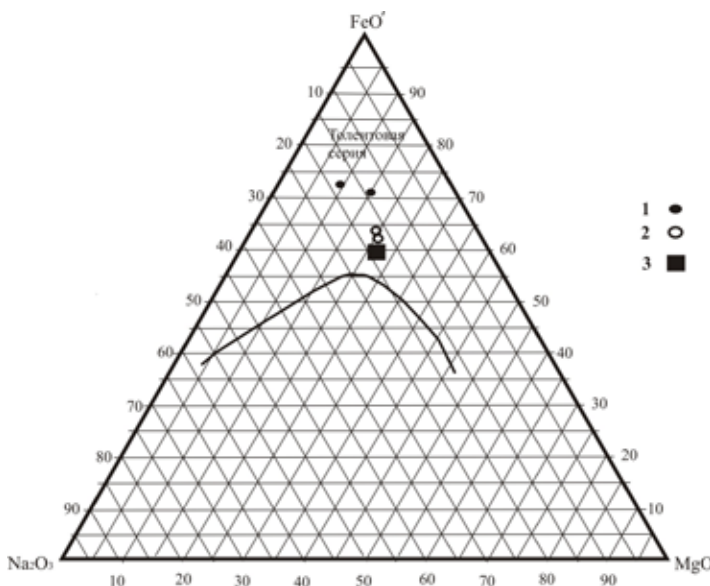


Fig. 2. Position of intermediate compositions of the trap intrusions and magnetite gabbro-diorite zone of the Burakovsky layered series: 1 – mineralized (Pudozhgora and Koikara-Cvyatnavolok); 2 – non-mineralized (Tchinozero and Ropruchey); 3 – layered zone.

Detailed sampled cross-section (Table 9) of Borehole 1 (dipping at 20°), including Ti-magnetite has shown that gold and PGE concentrations tend to the middle and lower part. Maximum gold content is 2.35 ppm, and total PGE – 3.58 ppm (Table 9). In the basement of layer and in the roof of the under-ore horizon (int. 31.5–37.5 m) enhanced gold concentrations of up to 1.54 ppm in association with $cpy+py$ are observed.

In general, content of noble metals is (in ppb) as follows Au – 373; Pt – 312; Pd – 409 (Table 10). Gold share in the ore horizon is 34.1%, and in the melt – 41.4% (Table 10) that is somewhat higher than in the Pudozhgora intrusion (Table 7).

Table 5. Structure and composition of the Podozhgora intrusion in Borehole No. 29. Tubozero area.

Interval, m	Thickness, m	Layer and horizon	Primary mineral paragenesis
128.4–131.3	2.9	Upper endocontact and chilled zone	Labradorite–51.8–57.4; Andesine–37.5–48.6 Ort. tmt. Av
131.3–137.0	5.7	Intermediate layer of upper dolerites	Oligoclase № 17.8 Albite № 2.3–8.7 Ort. tmt. Av
137.0–145	8.0	Taxitic horizon	Albite № 0.6 Oligoclase № 25–29.3 Ort. Amf
145–185	40.0	Granophyre horizon	Albite Orthoclase mt. Amf
185–197.5	12.5	Above-ore horizon	Albite № 1.9–8.1 Oligoclase № 13.1–26.4 Andesine № 37.8–47.9. Av
197.5–201.0	3.5	Intermediate layer of lower dolerites	Labradorite № 55.3–57 tmt. Av
201.0–218.4	17.4	Ti-magnetite horizon	Labradorite № 50.1–61.4 Andesine № 37.4–44.4 Av. tmt
218.4–240.0	21.6	Under-ore horizon	Labradorite № 50.6–63.6 Andesine № 42.3–48.0 Av. tmt
240.0–244.1	4.1	Chilled zone and lower endocontact	Labradorite № 54.6–61.0 Andesine № 40.2–45.9 Ort. tmt. Av

Weighted-average melt composition contains TiO_2 of 2.74%, iron oxides of 21.32% Fe_2O_3 , total alkalis – 5.01% (Table 6).

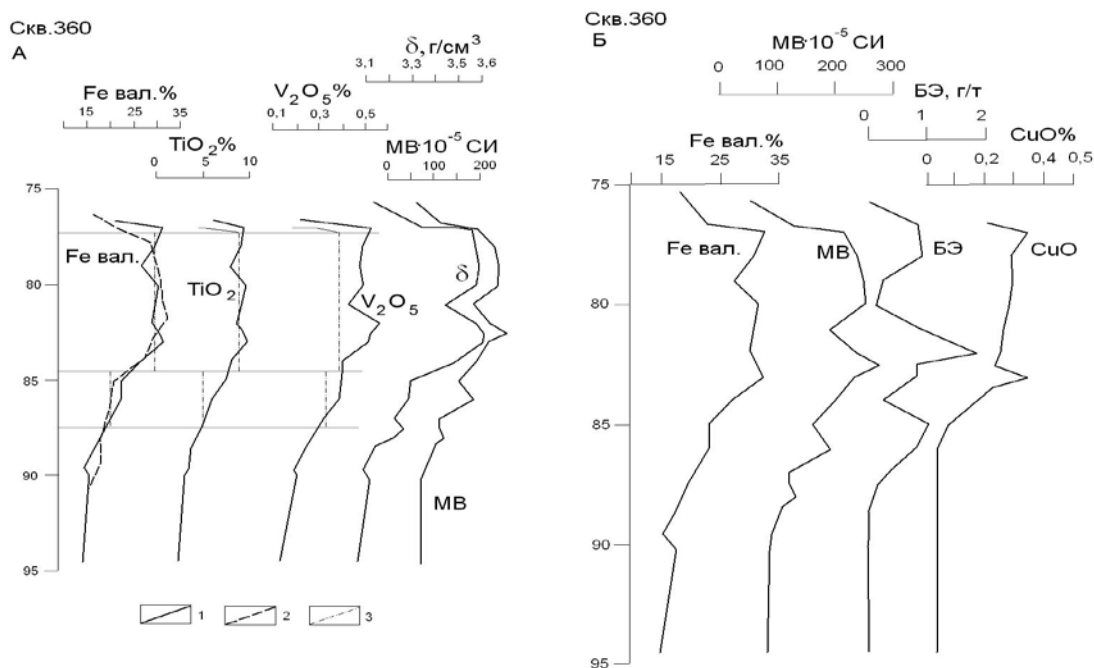


Fig. 3. Pudozhgora deposit. Noble metal – Ti-magnetite horizon. Bh. 360. Relationship of physical properties (density – δ , magnetic susceptibility – MB) and content of ore components. 1 – standard samples (IG KarelianSC, RAS); 2, 3 – exploration samples, 1952 (2 – cross-sectional, 3 – combined).

Table 6. Average composition of the traps with Ti-magnetite mineralization, Onega depression.

Components, wt.%, ppm	Traps				Magnetite dolerite zone, Burakovsky pluton
	Pudozhgora complex		Tchinozero intrusion	Ryboretsk intrusion	
	Pudozhgora intrusion	Koikara- Svyatnavolok intrusion			
Amount of analyses	80	57	25	24	53
SiO ₂	50.65	46.30	49.34	50.70	50.51
TiO ₂	2.74	3.10	2.07	2.19	1.64
Al ₂ O ₃	11.90	13.10	12.46	12.05	15.42
Fe ₂ O ₃	7.30	6.02	6.74	3.41	4.99
FeO	12.62	13.5	10.21	12.46	9.71
Fe ₂ O ₃ '	21.32	21.00	18.08	17.26	15.25
MnO	0.204	0.200	0.188	0.16	0.156
MgO	2.43	4.11	4.91	4.90	4.76
CaO	4.92	7.60	6.90	7.93	8.30
Na ₂ O	3.82	3.18	3.79	3.08	3.70
K ₂ O	1.19	0.71	0.64	1.30	0.55
H ₂ O	0.24	0.21	0.16	0.18	
n.n.n.	1.83	1.74	1.99		
P ₂ O ₅	0.29	0.27	0.268	0.23	0.08
Cr	70	86	57	86	62
V	592	790	427	467	510
Co	52	56	50	56	86
Ni	48	51	63	57	118
Cu	541	543	258	193	352
Stotal	1180	780	900	1000	700

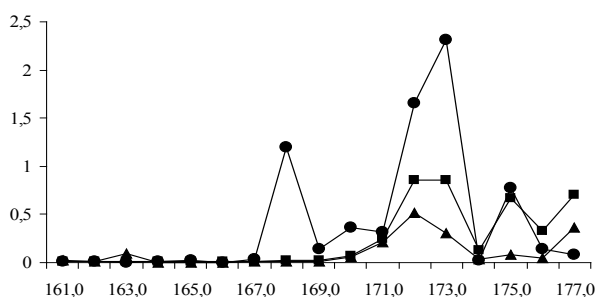
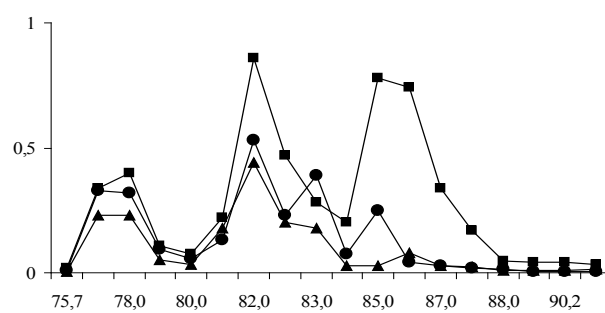
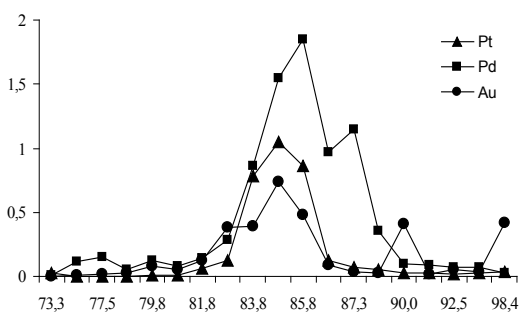


Fig. 4. Distribution of Pt, Pd, and Au in the noble metal – Ti-magnetite horizon.

Table 7. Average Au and PGE content in the horizons of the Pudozhgora intrusion.

Horizon	Thickness, m	Amount of analyses	Average content, ppb			
			Au	Pt	Pd	Σ БЭ
Pudozhgora deposit						
Ore, Bh. 275, 360, 376	11.3	38	321	173	434	928
Under-ore, Bh. 275, 360	25–30	8	22	20	53	95
Tubozero prospect						
Ore, Bh. 126; 29 II	15.4–17.4	24	90	86	224	400
Under-ore, Bh. 29 I	21.6	11	33	30	91	154
Pudozhgora intrusion in general						
Ore – 5 intersections	15	62	212	140	353	705
Under-ore – 4 intersections	25	19	28	26	75	125
Endocontacts	10	4	20	21	68	109
Weighted-average	11.57	85	35.5	25.8	68.2	129.5
Per cent ratio			27.4%	19.9%	52.7%	100%

Table 8. Distribution of ore elements in the cross-section of the Pudozhgora intrusion on the basis of fluorescence analysis.

Element, ppm	Endocontacts		Horizons and layers							Weighted-average (89 analyses)
	Lower	Upper	Underore	Ore	Lower dolerite	Upperore	Granophyre	Taxitic	Upper dolerite	
Cr	72	49	157	48	14	42	63	16	38	70
Ni	53	30	87	181	7	<2	<2	<2	30	48
Co	60	41	66	126	71	37	19	39	50	52
V	460	284	798	2442	770	30	12	68	346	592
Cu	320	400	304	1780	860	860	137	300	160	541

Note: determinations were made using atomic absorption method

Table 9. Results of the assaying and atomic absorption analysis of lump and core samples for the Koikara-Svyatnavolok intrusion (top-bottom).

Location of sampling	Sampling interval (sample No.)	Average value for two weighs, ppm				
		Pt	Pd	Rh	Au	Σ Noble metal
Ex.	1024/5	n/a	0.021	n/a	0.019	0.040
Bh.2	15.5	n/a	0.0125	n/a	0.009	0.0215
Ex.	3	n/a	n/a	n/a	0.0005	0.0005
Ex.	4	n/a	n/a	n/a	0.0055	0.005
Bh.2	31.5	n/a	0.0135	n/a	0.0025	0.0160
Bh.1	7.8	n/a	n/a	n/a	0.014	0.014
	10.8	0.0065	n/a	n/a	0.014	0.0205
	11.7	n/a	0.0079	n/a	0.1665	0.1744
	17.7	0.013	0.017	n/a	0.0695	0.0995
	20.5	0.210	0.220	n/a	0.340	0.770
	21.1	0.088	0.140	n/a	0.210	0.438
	22.1	0.1045	0.160	n/a	0.160	0.4275
	23.1	0.270	0.640	n/a	0.350	1.260
	24.0	0.415	0.695	n/a	0.390	1.500
	24.7	0.275	0.475	0.00160	0.245	0.995
	25.0	0.445	0.965	0.0035	0.385	1.795
	25.4	0.460	0.731	0.004	0.395	1.586
	25.8	0.800	1.450	0.0015	0.540	2.790
	26.1	0.595	2.40	0.0035	0.295	3.290
	26.7	0.200	0.245	0.0045	0.225	0.670

Location of sampling	Sampling interval (sample No.)	Average value for two weighs, ppm				
		Pt	Pd	Rh	Au	Σ Noble metal
	27.0	0.200	1.035	0.0012	2.350	3.585
	27.2	0.420	0.92	0.0035	0.130	1.470
	27.5	0.450	1.095	0.008	0.170	1.715
	27.8	0.340	0.895	0.006	0.075	1.310
	28.1	0.390	1.075	0.009	0.170	1.635
	28.5	0.305	1.150	0.0045	0.120	1.575
	28.7	0.485	1.550	0.0020	0.160	2.195
	29.0	0.350	1.300	0.0055	0.0665	1.716
	30.5	0.140	0.755	<0.0155	0.032	0.927
	31.3	0.055	0.320	0.0035	0.007	0.382
	31.5	0.042	0.140	n/a	1.545	1.727
	31.9	0.0185	0.065	0.004	0.0095	0.093
	32.1	0.0295	0.065	0.002	0.0125	0.107
	33.1	0.022	0.0495	0.001	0.0145	0.086
	35.2	0.0068	0.029	<0.0155	0.0076	0.0434
	36.9	0.0055	0.055	0.004	0.0085	0.069
	37.2	0.0095	0.0265	0.0011	0.810	0.846
	37.5	0.0125	0.070	0.0045	0.305	0.387
	37.9	0.0155	0.058	n/a	0.011	0.0845
	39.7	0.0082	0.030	<0.0155	0.0265	0.0647
	41.8	0.0053	0.0263	n/a	0.0566	0.0882
	42.1	0.0085	0.024	n/a	0.0085	0.041
	46.1	0.017	0.055	0.0025	0.0175	0.0895
	50.0	0.0035	0.031	<0.016	0.032	0.0665
	51.8	0.0275	0.0675	0.0025	0.0235	0.1185
	56.3	n/a	0.0275	<0.0155	0.017	0.0445
	61.2	0.0076	0.032	n/a	0.0105	0.050
	65.0	0.0185	0.0625	n/a	0.0225	0.1035
	69.0	0.0245	0.0635	0.001	0.0205	0.1085
Ex.	1015/7	0.0155	0.078	n/a	0.0280	0.1215
Upper endocontact, Lake Shitolampi						
Ex. 1025	1025/1	0.006	n/a	n/a	0.0885	0.0945
Lower endocontact, Lake Shargilampi						
Ex. 1015	1015/2	0.026	0.0645	n/a	0.1285	0.219
Ex.	1015/5	0.0215	0.090	n/a	0.024	0.1355

In addition, the Tchinzzero intrusion located in the Yangozero structure is studied. It is roughly differentiated and divided into the upper diorite and lower gabbro zones. The Ti-magnetite horizon is absent. The gabbroid zone of the sill is composed of dolerite with Ti-magnetite dissemination of up to 20% in the enriched intervals, and contains 2.3% TiO₂ and 19.34% Fe₂O₃ (Table 11).

In comparison to the Pudozhgora intrusion, it has lower concentrations of V – 427 ppm and Cu – 258 ppm (Table 6). The enriched Ti-magnetite layers have (in ppb) Au – up to 40; Pt – up to 43; Pd – up to 280 (Table 12). There were no favourable conditions for differentiation and concentration of Au, PGE, V, Ti, Fe into a separate horizon. The absolute age of the Tchinzzero intrusion was not defined, but can be assumed between Ludi and Upper Yatulian. The basement of the dioritic zone displays a albite dioritic lens with xenomorphic metasomatic magnetite (20%). Gold content is 3.29 ppm (Table 12).

The similar Mednye gory sill locates in the north-western part of the Onega depression. The basement of the intrusion contains chalcopyrite-bornite nests the intrusion nests with increased Au content of up to 1.15 ppm (Table 13). The Cu mineralization is superimposed, and, probably, tightly related to the shear zone.

Table 10. Au and PGE content in the horizons of the Koikara-Svyatnavolok intrusion.

Horizons and layer	Amount of analyses	Average thickness, m	Content, ppb			
			Au	Pt	Pd	ΣPGE
Endocontacts	3	Less than 10 m	80.3	17.8	51.5	149.6
Under-ore	18	30 m	79.6	13.9	47.8	141.3
Ore (19.6–31.7 m)	23	15 m	373	312	409	1094
Above-ore	9	25	33.4	2.2	8.0	43.6
Weighted average	53	140	68.7	38.1	59.2	166
Per cent ratio			41.4%	23.0%	35.6%	100

Note: weighted average content was calculated adjusted for the thickness of the granophyres horizon.

Table 11. Average composition of the Tchinzzero intrusion and differentiates.

Components, wt.%, pm	Dioritic zone, 11 analyses. Weighted average	Gabbro zone, 14 analyses. Weighted average	Weighted average
SiO ₂	53.38	47.32	49.34
TiO ₂	1.61	2.30	2.07
Al ₂ O ₃	12.75	12.32	12.46
Fe ₂ O ₃	9.10	5.56	6.74
FeO	5.83	12.41	10.21
Fe ₂ O ₃ '	15.58	19.34	18.08
MnO	0.08	0.24	0.188
MgO	4.06	5.33	4.91
CaO	4.15	8.27	6.90
Na ₂ O	6.28	2.54	3.79
K ₂ O	0.43	0.74	0.64
H ₂ O	0.20	0.14	0.16
n.n.n.	1.44	2.26	1.99
P ₂ O ₅	0.32	0.24	0.268
Cr	70	90	83
V	370	960	763
Co	50	70	63
Ni	40	100	80
Cu	50	460	323
Zn	50	170	130
Собщ.	0.160	0.051	0.09
Сумма	99.776	99.36	99.76

Note: gabbro and diorite thickness ratio is 2:1.

The Ryboretsk dolerite sill is younger than the above discussed ones. The U-Pb zircon age is 1770±12.4 Ma. The injection of the sill is caused by the Vepsian activation stage of the Belomorian-Lapland rift. The Ti-magnetite mineralization is evenly distributed and equals 10%. Cryptic differentiation is defined by the chemical composition of the rocks, and expressed in varying MgO content in the cross-section. Single samples yielded tiny concentrations of noble metals (Table 13).

The common feature of the discussed igneous complexes in the Onega depression lies in disseminated texture of the ore, and idiomorphic structure of Ti-magnetite that crystallizes along with one of the main rock-forming minerals (mostly Cpx). Only the intrusions of the Pudozhgora complex have been proved to be ore-bearing. The melts formed these intrusions underwent two-stage differentiation in the intracrustal abyssal and subvolcanic – hypabyssal chambers. The first differentiation stage resulted in a high regional background of noble metal content with 150 ppb (Tables 7, 10) in the melt intruded to the near-surface chambers. High saturation of the melt in fluids and its ferriferous composition caused the second stage of noble metal concentration. The Ti-magnetite resources in the Pudozhgora intrusions down to a depth of 150–200 m are estimated at 1.29 billions of tons with 901.9 tons of noble metals (208.9 tons Au, and 1.68 mln. tons Cu, Table 14). Thus, the most promising area for Au and PGE in Karelia is the Onega depression.

Table 12. Au and PGE content in the rocks of the Tchinozero intrusion, trap complex.

Sample No.	Content, ppb		
	Au	Pt	Pd
Gabbro zone			
52	35	16	40
53	25	9	30
20	14	5	27
24	40	40	45
29	22	43	190
30	9	21	32
31	8	<5	<2
42	20	13	35
44	19	71	280
45	12	36	100
47	13	19	37
47κ	25	23	5
Weighted average	20.2	25.1	68.4
Per cent ration	17%	22.1%	60.1%
Dioritic zone			
5/1	8	<5	<2
9/3	9	<5	<2
12/13	10	6	9
57	3290	<5	<2
58	4	<5	<2
54	16	<5	<5
Σ5			
Weighted average	9.4	<5	<5
Total weighted average	16.6	17.1	46.3
Per cent ratio	20.8%	21.3%	57.9%

Table 13. Au and PGE content in the sheet-like intrusions: Mednye Gory and Ryboretsky, trap complex.

Sample No.	Content, ppb		
	Au	Pt	Pd
Mednye gory sill (Ludi) – chalcopyrite-bornite mineralization in the lower endocontact			
70/5	170	<5	<5
72/1	1110	<5	<5
72/7	1150	<5	<5
72/6	20	<5	<5
Ryboretsjy sill (Vepsian)			
ДС-11/11	14.5	7	n/a
ДС-11/13.2	n/a	n/a	1.5
ДС-11/94.8	11	n/a	2.5
ДС-11/21.4	n/a	n/a	n/a
ДС-13/16	n/a	n/a	n/a
ДС-13/31.2	n/a	n/a	7.5
ДС-13/59	n/a	n/a	n/a
ДС-13/67.9	n/a	25.5	37

Note: analyses are made in the Central Geological Research Institute for Nonferrous and Precious Metals; Mednye gory sill – assaying ad atomic absorption method, weigh of 25 g; Ryboretsky and Tchinozero sills - assaying ad atomic absorption method, 2 weighs of 50 g.

Table 14. Ti-magnetite ore and noble metals resources in the intrusions of the Pudozhgora complex, Onega ore region.

Resources and reserves of ore, mln. t	Content of main components, %			Category and resources of noble metals, t	Content of accompanying elements, ppm			
	TiO ₂	V ₂ O ₅	Fetotal		Pt	Pd	Au	ΣБЭ
Pudozhgora deposit								
B+C ₂ – 316.7	8.14	0.43	28.9	Cat. P ₁ 293.9	0.173	0.434	0.321	0.928
Tubozero prospect								
P ₁ – 661.1	8.66	0.42	28.7	Cat. P ₂ 264.4	0.086	0.224	0.09	0.40
Total								
977.8				558.3	0.14	0.353	0.212	0.705
Koikara-Svyatnavolok intrusion								
C ₁ +C ₂ 314.1	6.00	0.32	22.95	Cat. P ₂ 343.6	0.312	0.409	0.373	1.094
Total								
1291.9				Cat. P ₁ +P ₂ 901.9 including	208.9t	407.9t	285.1t	

Note: cat. P₁+P₂ copper resources of the Pudozhgora intrusion are 1.68 mln. t at the content of 0.13%, similar to the Pudozhgora deposit.

REE distribution in the cross-sections of the Pudozhgora intrusions reflects differentiation in the layers and horizons (Fig. 5, 6). These display clear Eu minimum, slight enrichment of heavy elements and depletion of light elements.

REE distribution is similar in the Tchinozero and Koikara-Svyatnavolok intrusions (Fig. 7). High REE concentration characterizes the Pudozhgora sheet-like intrusion which is the feeding channel for the Gyabnevsky sill (Fig. 7).

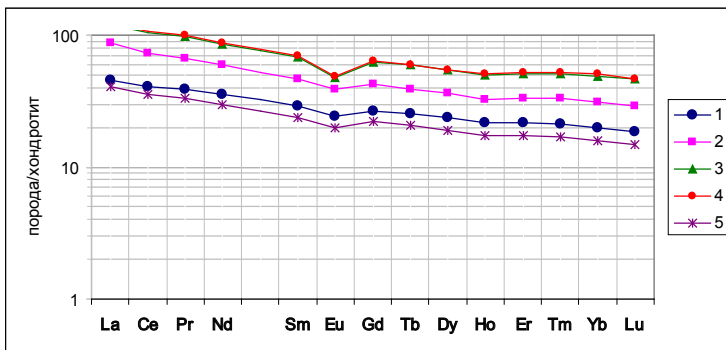


Fig. 5. REE distribution in the contrast differentiated Pudozhgora sheet-like intrusion: 1 – upper endocontact; 2–4 – dioritic zone (2 – taxitic horizon; 3 – granopyre; 4 – above-ore); 5 – under-ore horizon. JSP analysis, Institute of Geology of the Karelian SC, RAS.

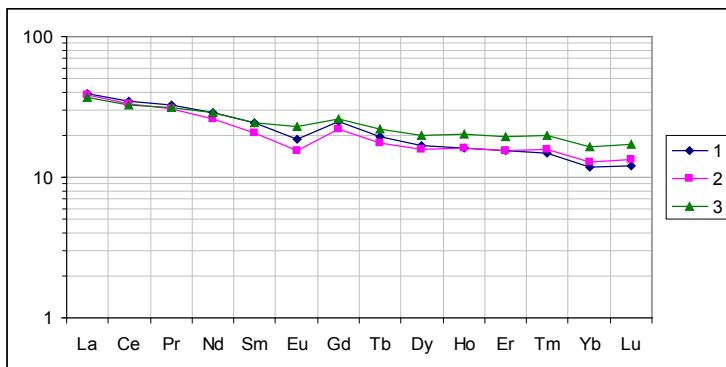


Fig. 6. REE distribution in the contrast differentiated Koikara-Svyatnavolok sill: 1 – ore horizon; 2 – under-ore horizon; 3 – dioritic zone. JSP analysis, Institute of Geology of the Karelian SC, RAS.

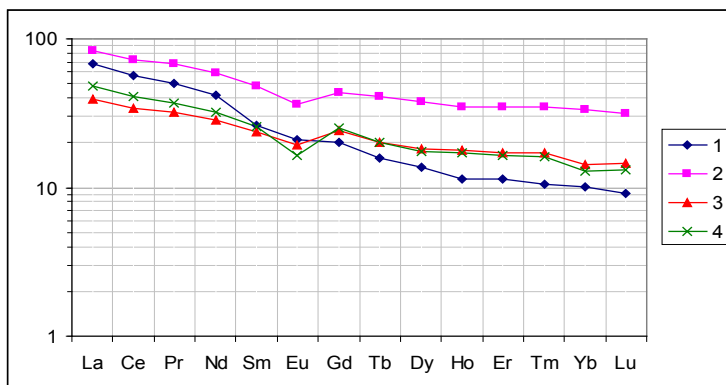


Fig. 7. REE distribution in the slightly and contrast differentiated sheet-like intrusions of the trap complex (average content): 1 – Ryboretsk (Veprian); 2 – Pudozhgora; 3 – Koikara-Svyatnavolok; 4 – Tchinozero (2–4 – Ludi).

The Khyursyulsky intrusion has low REE concentrations (heaviest La, Ce, and Pr), and no Eu minimum (Fig. 8). The Yelet'ozero intrusion is strongly depleted by light lanthanides (Fig. 9).

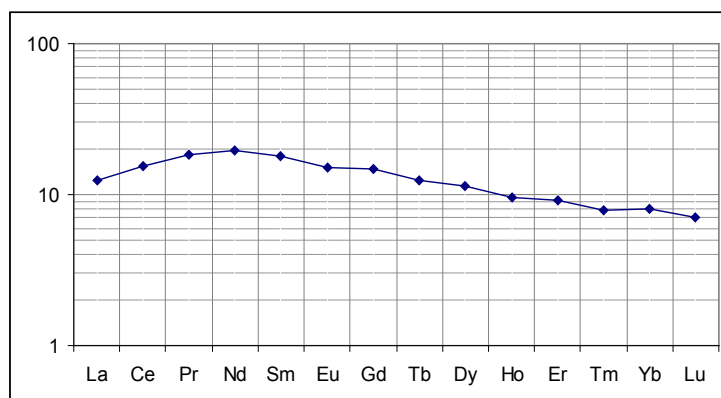


Fig. 8. REE distribution in the Ti-magnetite horizon of the Khyursyulsky gabbro-pyroxenite intrusion.

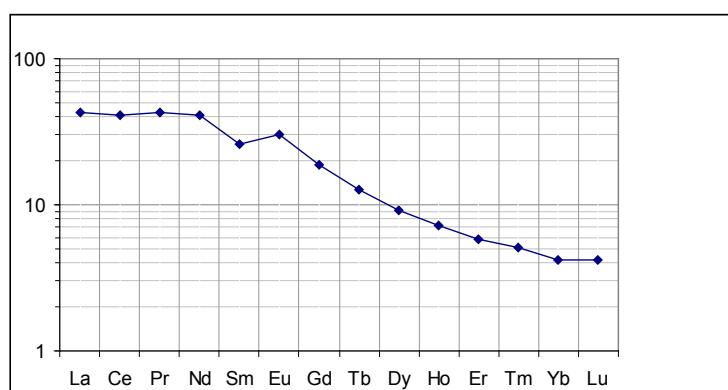


Fig. 9. REE distribution in the mineralized olivine gabbro in the differentiated polyphase Yelet'ozero intrusion of the alkaline-mafic complex (Surivara area).

It is assumed that Au, Pt, and Pd in the gabbroid melts accumulated synchronously in the course of differentiation. These settle in the horizons (layers), which composition allows accumulating vast amounts of volatiles to ultimately result in later low temperature crystallization. In the Pudozhgora intrusion noble metals were mobilized by fluids in spite of gravity from the upper dioritic zone into the lower T-magnetite horizon which should form a cold zone in accordance with laws of physical chemistry. And similar process of minor noble metal concentration can be observed in rapidly cooling marginal parts of the layered intrusions.

References

1. Байи Л., Оже Т., Кошери А. и др. // Докл. АН. 2009. Т. 426. № 2. С. 202–206.
2. Бибилова Е.В., Киринова Т.И., Лазарев Ю.И., и др. U-Pb изотопный возраст вепся Карелии // Докл. АН. 1990. Т. 310. № 1. С. 189–191.
3. Дегтярёв Н.К., Трофимов Н.Н. Геологическое строение и благороднометалльная минерализация северной части Шалозерского блока Бураковского плутона // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 11. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2008. С. 188–202.
4. Трофимов Н.Н., Голубев А.И., Травина Е.В. и др. Особенности состава и металлогении Чинозерской интрузии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 2. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2000. С. 72–74.
5. Трофимов Н.Н., Голубев А.И. Пудожгорское благороднометалльное титаномagnetитовое месторождение. Петрозаводск, 2008. 123 с.
6. Филиппов Н.Б., Трофимов Н.Н., Голубев А.И. и др. Новые геохронологические данные по Койкарско-Святнаволоцкому и Пудожгорскому габбро-долеритовым интрузивам // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 10. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2007. С. 49–68.

РУДНЫЕ МИНЕРАЛЫ ПАНАРЕЧЕНСКОГО ЭПИТЕРМАЛЬНОГО МАЛОСУЛЬФИДНОГО Au-Ag МЕСТОРОЖДЕНИЯ¹

Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В., Савченко Е.Э.
ГИ КНЦ РАН, Апатиты, chernyavsky@geoksc.apatity.ru

На территории Панареченской вулcano-тектонической структуры по минералогическим данным выделены СЗ и ЮВ блоки. Первый относится к новому для Кольского п-ова Au-Te типу месторождений, второй – к золото-кварцевому типу. В СЗ блоке отмечено большое разнообразие рудных минералов из Au-Ag-Te и Bi-Te-(S+Se) систем, а также сульфидов и сульфосолей.

On the territory of the Panarehka volcanic-tectonic structure the NW and SE blocks are defined according to the mineralogical data. The former relates to the Au-Te deposit type novel for the Kola Peninsula, the latter is of the gold-quartz type. The NW block reveals a great variety of ore minerals of the Au-Ag-Te and Bi-Te-(S+Se) systems, sulphides and sulphosalts.

На территории Кольского п-ова и Сев. Карелии есть рудопроявления Au, приуроченные к протерозойским вулcanoгенным комплексам: 1) в Печенга-Имандра-Варзугском поясе – Южно-Печенгская структурная зона (ЮПСЗ) с 9 рудопроявлениями – и Панареченская вулcano-тектоническая структура (ПРВТС), в которой выделяются Северо-Западный и Юго-Восточный блоки (СЗБ и ЮВБ); 2) в Пана-Куоляярвинской структуре – месторождение Майское и рудопроявление Кайралы. Точками на карте показаны обнажения, в которых по литературным данным отмечено Au (рис. 1). Рудопроявления пространственно связаны с вулканитами и относятся к эпитеpмальному типу.

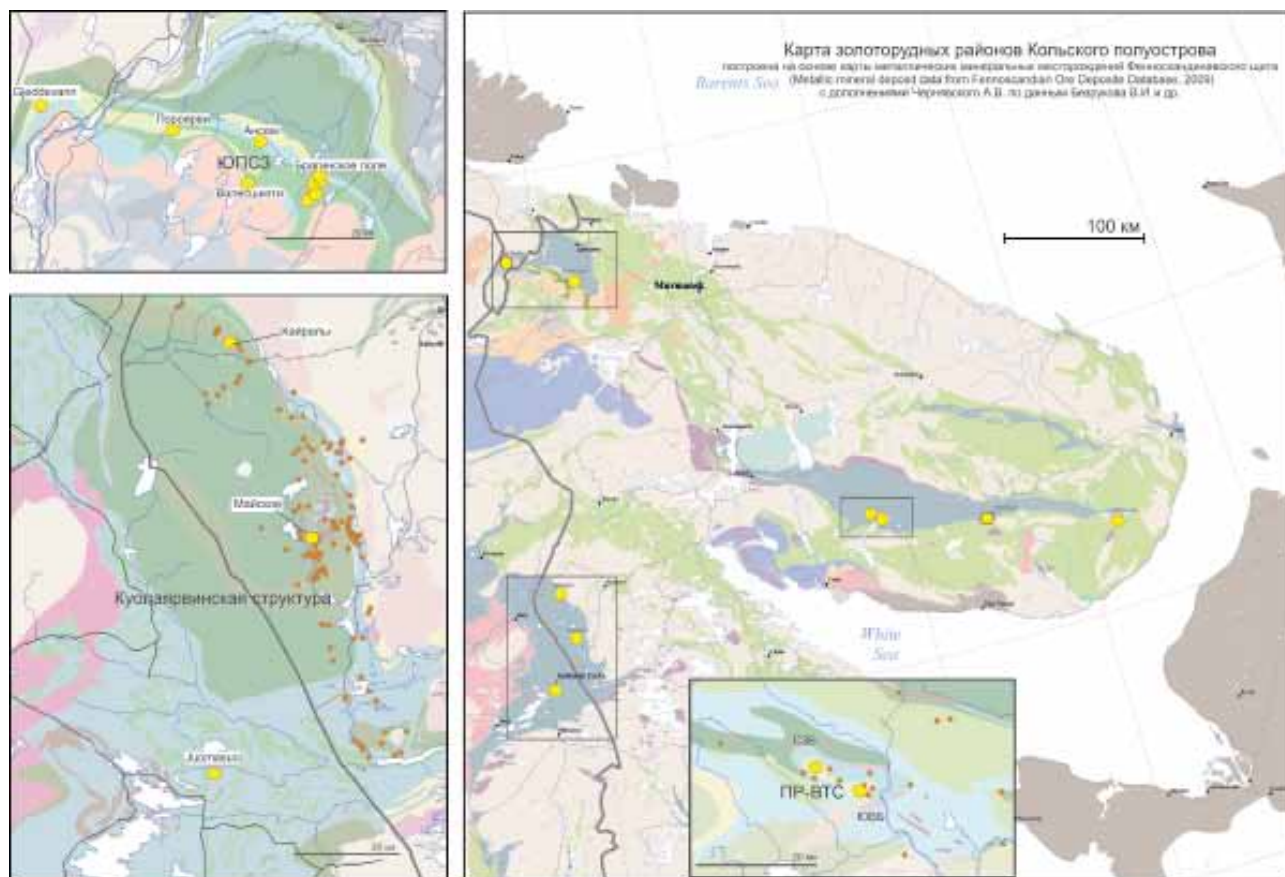


Рис. 1. Схема перспективных золоторудных районов на Кольском п-ове. По (Metallic mineral deposit data from Fennoscandian Ore Deposite Database, 2009) с дополнениями Чернявского А.В., Безрукова В.И. и др.

В табл. 1 отражена минералогическая изученность ПРВТС, ЮПСЗ, Кайралы и Майского. В них установлены 13 минералов с видообразующей ролью Au-Ag, наибольшее число – в ПРВТС. Эта структура расположена в центральном блоке Имандра-Варзугской зоны Печенгско-Варзугского зеленокаменного пояса и представляет

¹ Опубликовано с изменениями: Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии, посв. 80-летию Кольского НЦ РАН (Апатиты, 2–5 мая 2010), и Областной конф., посв. 75-летию историко-краеведческого музея г. Кировска (Кировск, 22–23 апр. 2010). Апатиты: изд-во К & М, 2010. С. 109–114.

собой брахиформную, эллипсовидную структуру, вытянутую в СЗ направлении на 18 км при ширине до 6 км. В средней части структуры проходит Панско-Варзугский глубинный разлом, разделивший её на два различных по минерализации блока – СЗБ и ЮВБ, смещённые в плане друг относительно друга на 4 км (рис. 2) [7]. На территории ПР ВТС выделяются четыре типа рудоносных пород: углеродистые и сульфидно-углеродистые сланцы, серицит-карбонат-альбит-кварцевые метасоматиты, хлорит-карбонатные метасоматиты и массивные пиритовые руды. Рудная минерализация приурочена к зонам, претерпевшим интенсивный метасоматоз (окварцевание, серицитизацию).

Таблица 1. Минералы Au и Ag различных проявлений Карело-Кольского региона.

Минерал	Формула	Рудопроявления			
		ПРВТС [3]	ЮПСЗ [1]	Кайралы [2]	Майское [4, 6]
Золото	Au	7	12	19	7
Серебро	Ag	2			
Эмпресит	AgTe	1			
Аргентопентландит	Ag(Ni,Fe) ₈ S ₈	1			
Гессит	Ag ₂ Te	1	2		
Штютцит	Ag _{5-x} Te ₃	1			
Вольнскит	AgBiTe ₂	5			
Аргентотеннантит	(Ag,Cu) ₁₀ (Zn,Fe) ₂ As ₄ S ₁₃	1			
Фрейеслебениг	AgPbSbS ₃	5			
Бенлеонардит	Ag ₈ (Sb,As)Te ₂ S ₃	1			
Калаверит	AuTe ₂			2	
Петцит	Ag ₃ AuTe ₂	2	3		
Нагиагит	Pb ₅ Au(Te,Sb) ₄ S ₅₋₈	1			

Примечание: цифрами показано число опубликованных анализов.

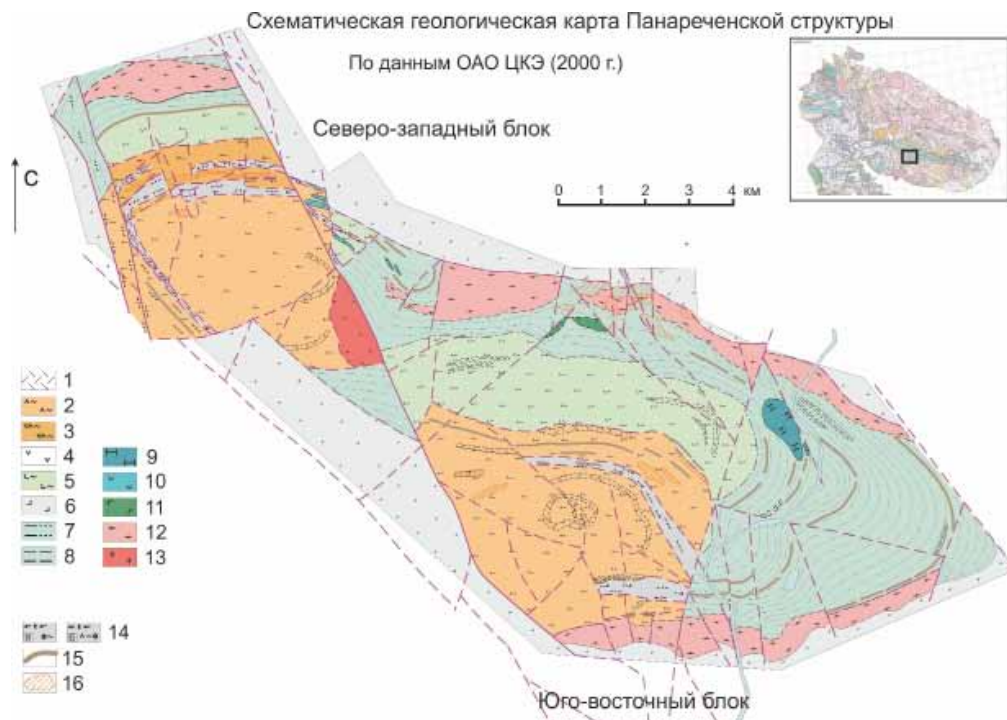


Рис. 2. Геологическая схема ПРВТС, по данным ОАО ЦКЭ, 2000 г.

1 – метариолиты; 2 – метадациты; 3 – метадациандезиты; 4 – метаандезиты; 5 – метатуфы основные; 6 – метаандезибазальты; 7 – метапесчаники; 8 – метапелиты; интрузивные образования: 9 – метаперидотиты; 10 – метапикриты; 11 – диабазы, габбро-диабазы; 12 – субщелочные монзониты, гранодиориты, субщелочные габброиды, сиениты; 13 – лейкограниты; 14 – сульфид-углеродистые сланцы: а – углеродистого материала > 50 %; б – углеродистого материала < 50 %; 15 – сульфид-углеродистые образования; 16 – метасоматиты.

При изучении рудной минерализации ОАО ЦКЭ в потенциально рудоносных породах выявлено 16 рудных минералов. Кроме сульфидов, отмечены Au и теллуриды, а также оксиды Fe и Ti. При ревизионном изучении аншлифов ОАО ЦКЭ и нового ядерного материала авторами проанализирована ранее установленная минерализация и выявлены новые рудные минералы. Общее число рудных минералов в ПРВТС значительно расширилось, стало возможным разделить их на три группы: минералы с видообразующей ролью Ag и Au (12 минералов), минералы системы Bi-Te-S (18 минералов) и 27 минералов, представляющих сульфиды и сульфосоли.

Среди минералов с видообразующей ролью Ag и Au (табл. 2) большую часть составляют теллуриды: простые – эмпресит, гессит, штюцит, волинскит и петцит; сложные (сульфотеллуриды) – нагиагит и бенлеонардит (первые находки в России). Отмечена разновидность теннантита – аргентотеннантит. Установлены самородные Au и Ag. Собственно минералы Au представлены петцитом и нагиагитом. Среди Au-Ag минералов преобладают минералы Ag и его соединения с Te – фазы MPh-1, MPh-2 и MPh-3. Две последние, возможно, являются серебряными аналогами калаверита. Минералы с видообразующей ролью Ag, Au и анионной ролью Te отмечаются в СЗБ; в ЮВБ установлены только Au и Ag.

Таблица 2. Химический состав минералов с видообразующей ролью Ag и Au (масс. %).

	Эмпресит	Аргентопентландит	Аргентотеннантит	Бенлеонардит	Штюцит	Нагиагит
Ag	49.34	10.95	3.62	63.87	59.62	
Au	1.54					9.49
Cu			32.83	0.28		
Zn			1.16			
Pb						57.85
Fe		25.74	11.22	1.90		2.63
Ni		31.61				
S		31.41	28.72	10.76	0.07	6.46
As			0.99			
Sb			21.46	10.65		9.07
Bi					0.93	
Se				1.13		
Te	48.85			11.40	40.07	14.5

	Au		Ag		Петцит		Фрейеслебенит	
	Диапазон (7 анализов)	Среднее					Диапазон (5 анализов)	Среднее
Ag	11.22 – 29.59	21.78	47.99	52.09	50.52	46.09	14.41–24.63	21.35
Au	67.46–87.31	76.52	47.73	44.99	19.23	24.14		
Pb							33.02–46.42	38.62
Fe	0.00 – 3.82	1.70		2.92			0.84–3.81	2.34
S							12.30–15.85	14.88
Sb							19.37–23.92	22.30
Se							0.00–0.87	0.51
Te					30.25	29.76		
Hg			4.28					

	Гессит		MPh-1		MPh-2	MPh-3	Волинскит	
	Диапазон (6 анализов)	Среднее	Диапазон (7 анализов)	Среднее			Диапазон (5 анализов)	Среднее
Ag	56.72–66.6	62.98	68.12–69.36	68.80	29.78	23.88	15.73–23.01	19.65
Au	0.00–13.07	2.30			2.00			
Pb							0.00–18.60	3.75
Fe			0.00–1.65	0.30			0.00–2.86	0.89
S							0.00–0.11	0.22
Bi							23.45–37.36	33.11
Te	29.24–38.05	34.5	30.04–32.74	31.29	68.22	76.12	35.93–46.66	42.59

Новые минералы Bi-Te позволили рассмотреть систему Bi-Te-S (табл. 3). Минералы с анионной ролью Te (теллуриды и сульфотеллуриды) представлены самородным Te, а также простыми и сложными соединениями:

простые – соединения с различной вариацией Bi (цумоит, теллуrowисмутит, пильзенит); установлено соединение с Hg – колорадоит (первая находка на Кольском п-ове); сложные – радхакришнаит, сформировавшийся после галенит-сфалеритовой ассоциации, включающей в себя теллуриды. Радхакришнаит показывает необычную активность обогащенных Cl эманаций на поздних стадиях формирования рудной минерализации [8]. Минералы системы Bi-Te-S довольно широко представлены в видовом и количественном отношении и отмечаются исключительно в СЗБ. Возможно, это результат его лучшей изученности по сравнению с ЮВБ.

В табл. 4 приведены главные рудные минералы (сульфиды и сульфосоли). В этой группе минералов выделяются ветви: пиритовая (пирит – герсдорфит – кобальтин) и марказитовая (марказит – арсенопирит – костибит). Простые сульфиды и оксиды Fe и Ti присутствуют во всех рудных зонах ПРВТС. Появление редких минералов Cu (джирит и дигенит) позволяет выделить группу минералов в системе Cu-S. В ней выделяются два ряда: халькозин-дигенитовый и джирит-ковеллиновый (табл. 5). Различная температурная и химическая устойчивость сульфидов Cu позволяет использовать их в качестве индикаторов термической и физико-химической истории формирования месторождений [3].

Минералы системы Au-Ag-Te распространены не широко, но являются концентраторами благородных металлов. Кроме самородных элементов, здесь известны 9 минералов: калаверит, креннерит, сальванит, монбrait, мутманит, петцит, эмпрессит, гессит и штютцит (рис. 3) [5]. В ПРВТС установлены 6 минералов (Au, Ag, гессит, петцит, штютцит и эмпрессит) и 3 минеральные фазы (MPh-1, MPh-2, MPh-3) этой системы. Au низкопробное (рис. 3), что характерно для Au-Ag-Te эпитеpмальных систем. Наиболее распространены гессит и близкая к нему фаза MPh-1, в составе которой отмечено повышенное содержание Ag. Из-за мелких выделений последней нельзя диагностировать её структуру, по-видимому, она окажется гесситом.

Таблица 3. Рудные минералы системы Bi-Te-S.

Минерал	Формула	Минерал	Формула
Висмут	Bi	Жозеит-А	Bi ₄ TeS ₂
Теллур	Te	Баксанит	Bi ₆ Te ₂ S ₃
Алгаит	PbTe	Раклиджит	PbBi ₂ Te ₄
Висмутин	Bi ₂ S ₃	Алексит	PbBi ₂ Te ₂ S ₂
Тетрадимит	Bi ₂ Te ₂ S	Кочкарит	PbBi ₄ Te ₇
Цумоит	BiTe	Фаза С	PbBi ₄ Te ₄ S ₃
Ингодит	Bi ₂ TeS	Радхакришнаит	PbTe ₃ (Cl,S) ₂
Теллуrowисмутит	Bi ₂ Te ₃	Колорадоит	HgTe
Пильзенит	Bi ₄ Te ₃	MPh-8	HgBi ₂ Te ₄
Хедлейит	Bi ₇ Te ₃	MPh-26	PbBi ₂ Te ₂ S ₂

Таблица 4. Сульфиды и сульфосоли.

Минерал	Формула	Минерал	Формула
Пирит	FeS ₂	Кубанит	CuFe ₂ S ₃
Марказит	FeS ₂	Борнит	Cu ₃ FeS ₄
Пирротин	Fe _{1-x} S	Виттихенит	Cu ₃ BiS ₃
Пентландит	(Fe,Ni) ₉ S ₈	Фаматинит	Cu ₃ SbS ₄
Макинавит	(Fe,Ni) ₉ S ₈	Тетраэдрит	(Cu,Fe) ₁₂ Sb ₄ S ₁₃
Виоларит	FeNi ₂ S ₄	Буланжерит	Pb ₅ Sb ₄ S ₁₁
Галенит	PbS	Арсенопирит	FeAsS
Сфалерит	ZnS	Кобальтин	CoAsS
Гриноцит	CdS	Герсдорфит	NiAsS
Джирит	Cu ₈ S ₅	Костибит	CoSbS
Дигенит	Cu ₉ S ₅	Стибнит	Sb ₂ S ₃
Молибденит	MoS ₂	Никель	Ni
Халькозин	Cu ₂ S	MPh-9	PbCuFeSbS
Ковеллин	CuS	MPh-10	PbCuFeSbS
Халькопирит	CuFeS ₂		

В последовательности отложения минералов системы Au-Ag-Te намечены два тренда. В одном случае самородный Te, иногда с гесситом (штютцитом) или эмпресситом, сменяется калаверитом и самородным Au, затем петцитом с самородным Au и, наконец, гесситом с самородным Au. В этом направлении растёт содержание Ag в самородном Au и теллуридах. Основная масса самородного Ag отлагается до образования его теллуридов.

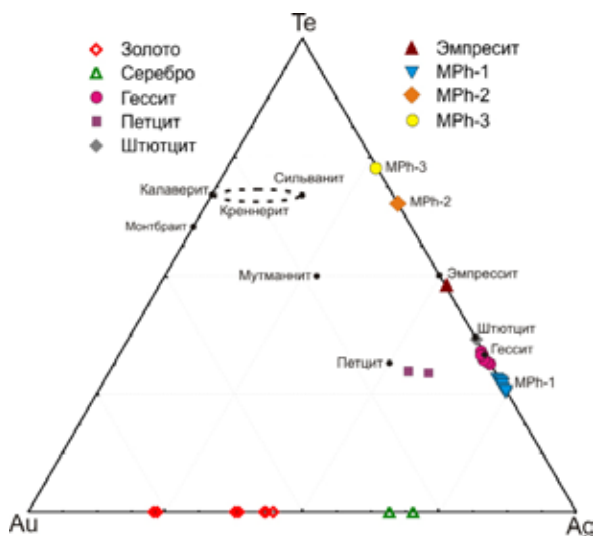


Рис. 3. Минералы системы Au-Ag-Te. Чёрные точки – идеальные составы 9 известных минералов системы [5]. Цветные знаки – минералы, установленные в ПРВТС.

Подобная последовательность характерна для месторождений Кочбула и Кайрагач. Во втором случае парагенезис самородного Te сменяется ассоциацией калаверита с петцитом или гесситом, затем – ассоциацией петцита и гессита с самородным Au. Самородное Au здесь отлагается после теллуридов. Такая последовательность установлена на месторождениях Ц. Березняковское и Эмпериор, Фиджи [5].

Барит и карбонаты в поздних гессит-содержащих ассоциациях указывают на первый тренд с ростом pH. Эволюция минеральных парагенезисов в системе Au-Ag-Te выражается в переходе от самородного Te через дителлуриды Au к теллуридам Au и Ag, контролируется снижением T, фугитивности Te и ростом щёлочности раствора.

В заключение отметим:

- СЗ блок ПРВТС относится к типу эпitherмальных мало-сульфидных Au-Te месторождений;
- в Au-Te месторождении СЗ блока в системе Au-Ag-Te установлены широкие вариации минеральных парагенезисов и составов минералов;
- минералы системы Au-Ag-Te – важные индикаторы физико-химических условий формирования, их потенциал на сегодня далеко не исчерпан.

Таблица 5. Химический состав минералов Cu (масс. %).

	Халькопирит		Халькозин	Дигенит		Джирит		Ковеллин		
	Диапазон (12 анализов)	Среднее								
Cu	34.32–34.9	34.57	78.01	76.66	74.45	76.26	75.16	69.63	67.18	72.07
Ag	0.00–0.11	0.01								
Fe	29.86–30.57	30.33	3.07	2.37	3.46		0.79	2.75	3.56	
S	34.36–35.24	34.90	18.92	20.96	22.08	23.74	24.06	27.62	29.26	27.93

	Кубанит	Виттихенит	Фаматинит	Тетраздрит	
				Диапазон (8 анализов)	Среднее
Cu	25.93	27.84	40.79	24.00–37.3	32.44
Ag		3.42		1.84–11.46	5.28
Fe	34.66	4.37		4.33–18.13	7.72
Zn				0.00–4.62	2.49
S	39.78	9.45	29.7	23.7–33.76	26.63
As			3.31	0.00–1.74	0.86
Sb			26.2	18.76–26.90	24.49
Bi		36.33			
Se		7.54			
Te		11.05			

Список литературы

1. Ахмедов А.М., Вороняева Л.В., Павлов В.А. и др. Золотоносность Ю.-Печенгской структурной зоны, Кольский п-ов: типы проявлений и перспективы выявления промышленных содержаний золота // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 143–165.
2. Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Басалаев А.А. и др. Золото участка Кайлары // Петрология и минералогия Кольского региона. Тр. VI Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18-19 апр. 2009 г. Апатиты: Изд-во К & М, 2009. С. 105–108.
3. Габлина И.Ф. Сульфиды меди и меди-железа как индикаторы условий образования и преобразования руд // Докл. МО РМО. www.minsoc.ru/FilesBase/2008-2-10-0.pdf.
4. Гавриленко Б.В., Реженова С.А. Рудные минералы золотосодержащих кварцево-жильных зон // Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. Апатиты: Изд-во КФ АН СССР, 1987. С. 58–67.
5. Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А. Минералы системы Ag-Au-X (где X=S, Se, Te) в эпitherмальных обстановках как индикаторы условий минералообразования // Докл. МО РМО. www.minsoc.ru/E2-2008-1-0.
6. Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А. и др. Золото-кварцевое месторождение Майское, Сев. Карелия: геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 5. С. 429–451.
7. Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В. и др. Благороднометалльная и сульфидная минерализация в породах панареченской вулканогенной структуры // Тр. VI Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. С. 151–156.
8. Genkin A.D., Safonov Y.G., Vasudev V.N. et al. Kolarite PbTeCl₃ and radhakrishnaite PbTe₃(Cl,S)₂, new mineral species from the Kolar gold deposit, India // Canad. Miner. 1985. V 23. P 501–506.

Au-Ag-Te МИНЕРАЛЫ В МАЛОСУЛЬФИДНЫХ ЭПИТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КОЛЬСКОГО ПОЛУОСТРОВА И СЕВЕРНОЙ КАРЕЛИИ

Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В., Савченко Е.Э.
 Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты, chernyavsky@geoksc.apatity.ru

В рудных ассоциациях эпитеpмальных месторождений широко распространены минеральные формы теллуридов. Эти минералы создают две ветви: минералы с видообразующей ролью Au-Ag и теллуриды висмута и свинца. Минералы с видообразующей ролью Ag и Au образуют соединения с Te в виде простых теллуридов (эмпресит, гессит, штютцит, вольтинскит и петцит) и соединения с Te и S – сульфотеллуридов (нагиагит и бенлеонардит).

Mineral forms of tellurides are widespread in ore associations of epithermal deposits. These minerals produce two subgroups, i.e., minerals with the speciation role of Au-Ag and tellurides of bismuth and lead. Minerals with the speciation role of Au and Ag produce compounds with Te as simple tellurides (empressite, hessite, stützite, volynskite and petzite) and compounds with Te and S – sulphotellurides (nagyagite and benleonardite).

Минералы системы Au-Ag-Te установлены в протерозойских вулканогенных комплексах в месторождениях: Южно-Печенгской структурной зоны (ЮПСЗ) [1], Панареченской вулкано-тектонической структуры (ПР ВТС) [4, 7], Пана-Куолаярвинской структуры (Майское [2, 6] и рудопроявление Кайралы [3]). Наиболее широкое развитие минералы получают на месторождениях ПР ВТС, в котором золото и серебро, кроме самородного состояния, часто находятся в виде теллуридов. Последние являются важными концентраторами благородных металлов, особенно на месторождениях эпитеpмальных семейств.

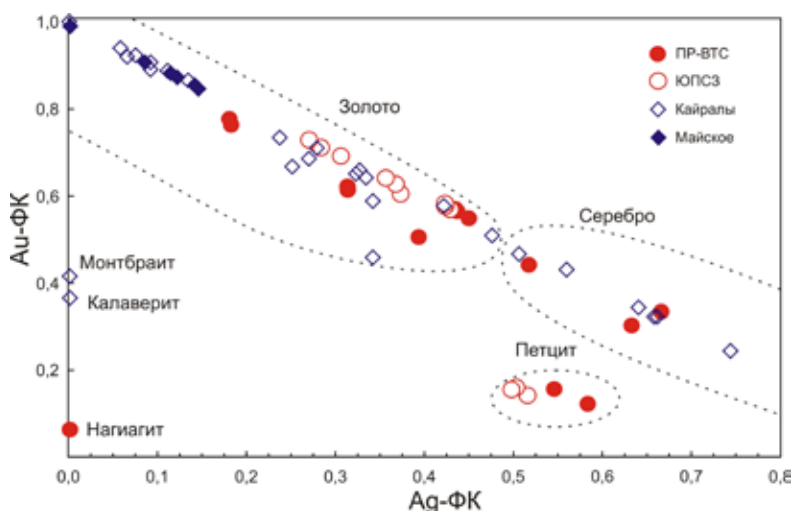


Рис. 1. Минералы системы Au-Ag в месторождениях в формульных коэффициентах (ФК) Au и Ag.

эмпресит) и три минеральные фазы (MPh-1 – $Ag_{2+x}Te$, где $x = 0.4-0.6$, MPh-2 – $AgTe_2$, MPh-3 – Ag_3Te_8). В месторождении ЮПСЗ установлено три минеральных вида (золото, петцит, гессит). В месторождении Кайралы – четыре минеральных вида (золото, серебро, калаверит и монтбраит). В месторождении Майском – самородное золото. Как видно из рис. 2, золото является достаточно низкопробным, что характерно для Au-Ag-теллуридных эпитеpмальных систем. Одним из наиболее распространённых минералов является гессит и близкая к нему фаза MPh-1, в составе которой отмечается значительно повышенное содержание серебра. Очень малый размер выделений MPh-1 не позволяет выполнить его рентгеновскую диагностику. В количественном и видовом разнообразии минералы системы Au-Ag-Te преобладают в месторождениях ПР-ВТС.

Диагностика минералов в связи с малым размером собственных выделений и однородных участков, как видно на приводимых рисунках, основывалась на оценочных анализах при помощи энергодисперсионной приставки Röntec к сканирующему электронному микроскопу LEO-1450.

Сравнение минералов в системе Ag-Au показало, что наиболее широко представлено поле собственно минералов золота (рис. 1). Низкопробную часть занимают минералы ПР ВТС и ЮПСЗ. Весь диапазон поля занимают минералы Пана-Куолаярвинской структуры, причём золото месторождения Майского занимает высокопробную часть.

В системе Au-Ag-Te, помимо самородных форм, известно 9 природных минеральных фаз, представленных на рис. 2 (калаверит, креннерит, сивьянит, монтбраит, мутманнит, петцит, эмпресит, гессит и штютцит) [5]. В месторождении ПР ВТС установлено шесть минеральных видов, относящихся к данной системе (золото, серебро, гессит, петцит, штютцит и

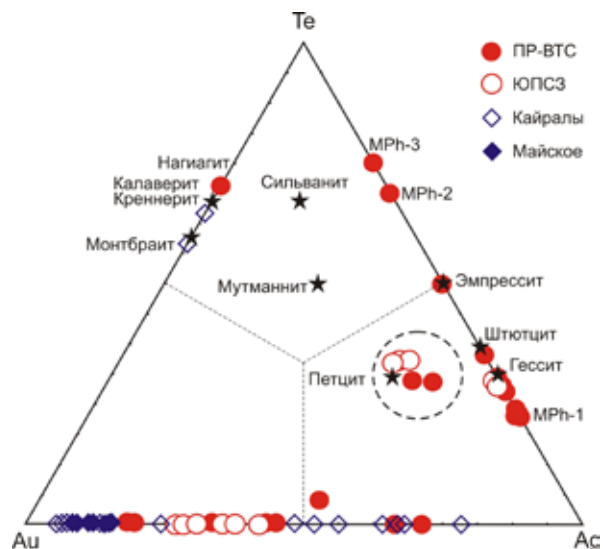


Рис. 2. Минералы системы Au-Ag-Te. Чёрными звёздами обозначены идеальные составы известных минеральных форм в этой системе. Цветные значки – наши данные.

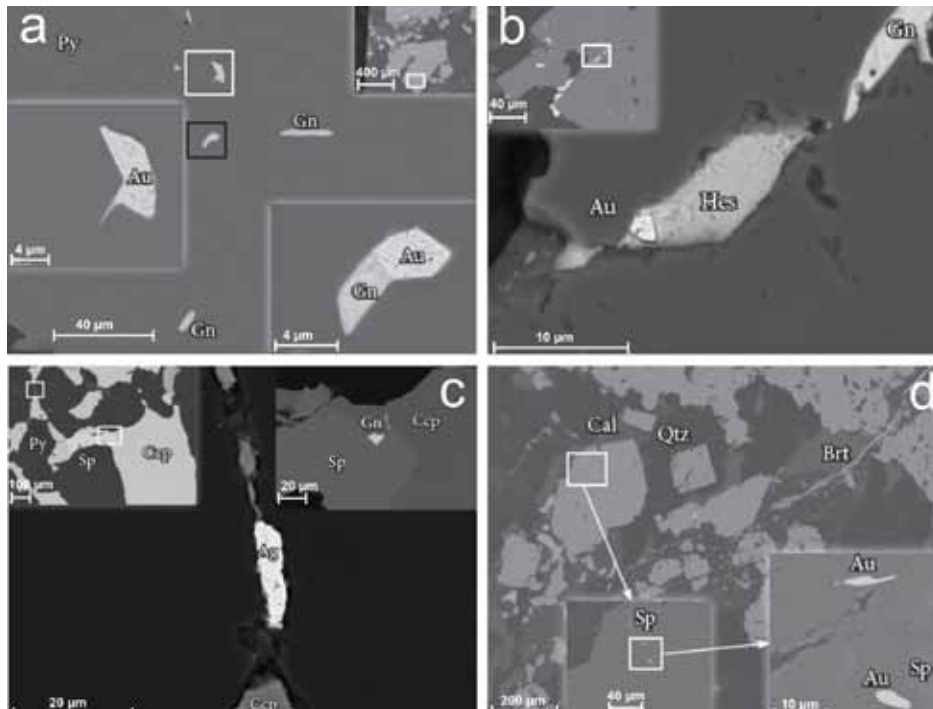


Рис. 3. Характер выделений минералов системы Ag-Au-Te в ПР ВТС (изображения в обратно-рассеянных электронах): а – золото (Au) в сростании с галенитом (Gn) в пирите (Py); б – золото (Au) в сростании с гесситом (Hes) и галенитом (Gn) в пирите (Py); в – серебро (Ag) в интерстициях силикатов в ассоциации с халькопиритом (Csp), пиритом (Py), сфалеритом (Sp) и галенитом (Gn); д – включения золота (Au) со сфалеритом (Sp) в пирите (Py). Ассоциация: кварц (Qtz), кальцит (Cal) и барит (Brt).

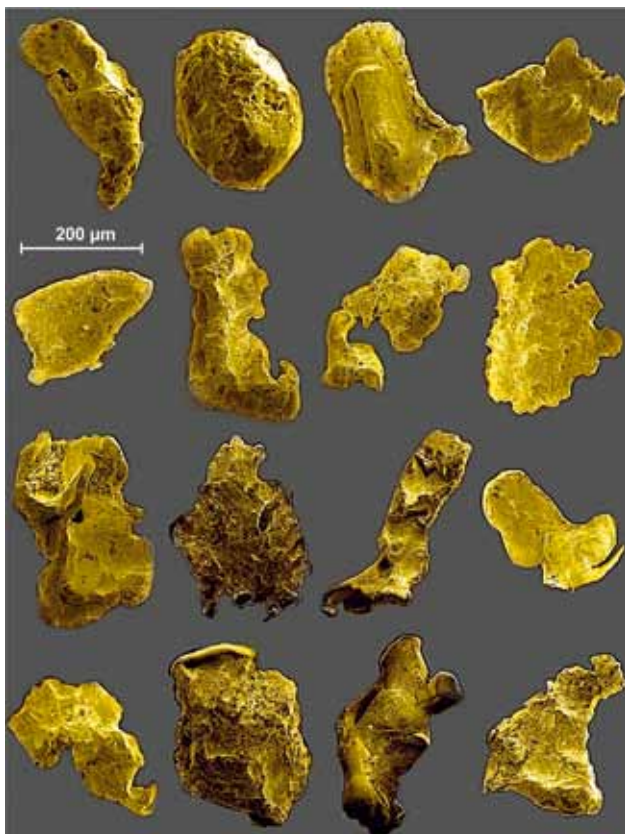


Рис. 4. Чешуйки золота из кварцевых жил в месторождении Кайралы.

Теллуриды (эмпресит, штютцит, вольтинит, петцит и гессит) представлены тонкими включениями в мусковите, флюорите и пирите. В силикатах они образуют в основном изометричные мономинеральные зёрна, в пирите части сростания более чем трёх теллуридов и сульфидов (тетраэдрит, галенит, халькопирит, арсенопирит).

Последний был также использован для получения изображений участков полированных шлифов в обратно-рассеянных электронах.

Золото (Au) из рудопоявления ПР ВТС представлено тонкими вытянутыми или округлыми включениями и на границах зёрен пирита. Золото образует сростания с галенитом, гесситом и халькопиритом (рис. 3). Встречается в трёх типах пород: углеродистых и сульфидно-углеродистых сланцах, серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах и массивных пиритовых рудах. Размерность зёрен колеблется от 2 до 10 мкм. Золото в Кайралах (рис. 4, 5) – это сростки с мелонитом и калаверитом. Размер зёрен не превышает 2 мкм, часто это тонкая вкрапленность в пирите.

Химический состав золота колеблется. Самое высокопробное золото – в месторождении Майском (90.6–99.8 %). В рудопоявлении Кайралы содержание золота варьирует от низкопробного (65.6 %) с высоким содержанием серебра (26.5 %) до высокопробного (100 %). В ПР ВТС (Au – 67.5–87.3 %; Ag – 11.2 – 28.7 %) и ЮПСЗ (Au – 71.0–83.2 %; Ag – 16.8–29.0 %) золото менее высокопробное с высоким содержанием серебра. Кроме него в минералах золота присутствуют Cu и Fe.

Серебро (Ag) представлено в самородном виде (рис. 3), а также теллуридами и сложными сульфидами. Минералы серебра находятся в виде включений в пирите и халькопирите и представлено как монофазой, так и полифазными сростаниями.

Теллуриды с видообразующей ролью Ag-Au

Эмпрессит (AgTe) представлен тонким зерном размером около 3–4 мкм. Находится в виде включений в пирите в сростании с алтаитом (рис. 6). Был встречен в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах. В составе эмпрессита отмечается небольшая примесь Au (1.54 мас. %) (табл. 1).

Таблица 1. Химические составы теллуридов с видообразующей ролью Ag-Au (мас. % / ФК).

Минералы	Emp	Stu	Vol		Ptz					Klv	Mnt
Мест.	ПР-ВТС				ЮПСЗ			ПР-ВТС		Кайралы	
Ag	49.34 1.195	59.62 5.244	17.67 0.924	22.66 1.273	42.00 2.931	43.50 3.036	41.90 2.986	50.52 3.951	46.09 3.664		
Au	1.54 0.020				23.90 0.913	22.20 0.848	24.10 0.941	19.23 0.824	24.14 1.051	47.15 1.156	52.52 2.087
S		0.07 0.021									
Bi		0.93 0.042	37.09 1.001	35.22 1.021							
Te	48.85 1.000	40.07 2.979	45.24 2.000	42.12 2.00	33.90 2.000	33.90 2.000	33.20 2.000	30.25 2.000	29.76 2.000	52.85 2.000	47.48 2.913
Сумма	99.73	100.70	100.00	100.00	99.80	99.60	99.20	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. ФК – формульные коэффициенты; минералы: Emp – эмпрессит, Stu – штютцит, Vol – волюнскит, Ptz – петцит, Klв – калаверит, Mnt – монтбрайт.

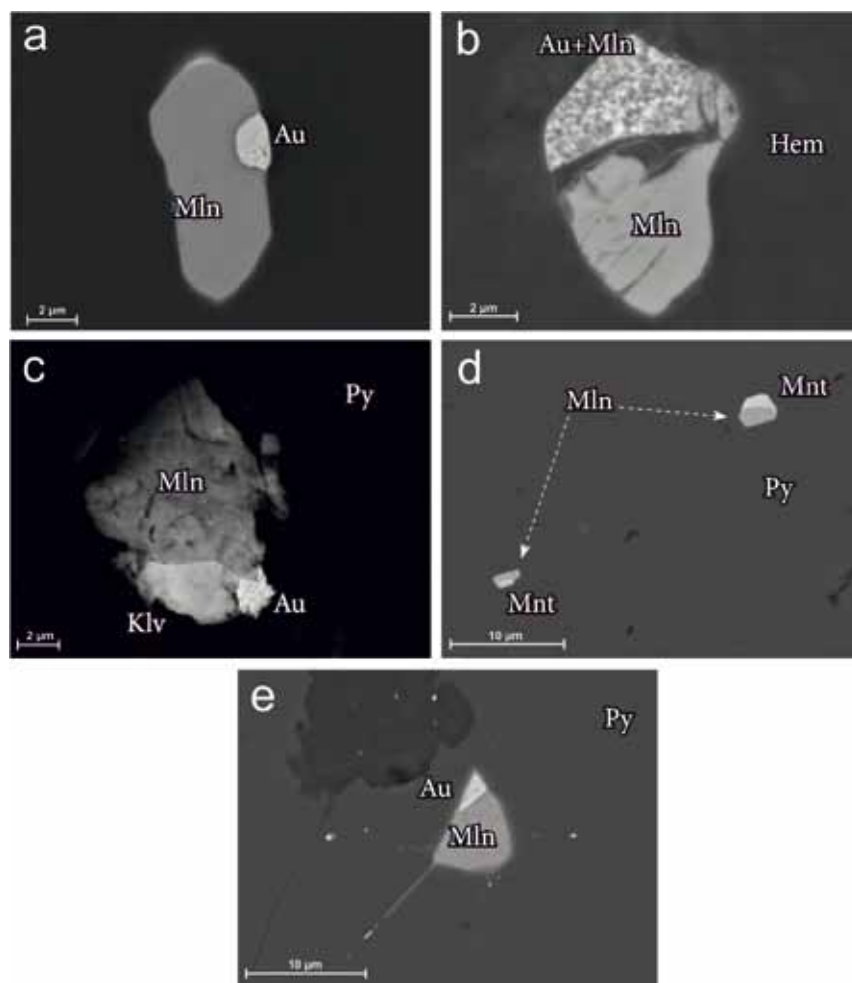


Рис. 5. Характер выделений минералов в месторождение Кайралы (изображения в обратно-рассеянных электронах): а – сросток золота (Au) и мелонита (Mln) в пирите (Py); б – тонкая смесь золота (Au) и мелонита (Mln) и мелонит (Mln) в гематите (Hem); в – метасома золота (Au), калаверита (Klv) и мелонита (Mln) в пирите (Py); д – сростки монтбраита (Mnt) и мелонита (Mln) в пирите (Py); е – сросток золота (Au) с мелонитом (Mln) в пирите (Py) и тонкие включения золота (белые точки).

Штютцит ($Ag_{5-x}Te_3$) весьма редкий минерал из простых теллуридов. Отмечается в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах и установлен только в сростке с эмпресситом, где он обрамляет эмпрессит, но не в виде каймы, а блоков, грубых пластин, редко наблюдаются фрагменты зон в эмпрессите. Размеры зёрен от 0.03 до 0.3 мм. В состав входят изоморфные примеси Bi (0.93 мас. %) и S (0.07 мас. %) (табл. 1).

Волюнскит ($AgBiTe_2$) появляется в ассоциации с галенитом (замещая галенит) и в сростках с алтаитом в пирите (рис. 6). Зёрна неправильные с резкими гранями, иногда вытянутые размером в 5 мкм. Волюнскит отмечается в серицит-карбонат-альбит-кварцевых метасоматитах. В состав изоморфно входят Fe (0–2.86 мас. %), Pb (0.14–18.6 мас. %), S (0–0.11 мас. %) (табл. 1).

Петцит (Ag_3AuTe_2) – минерал серебра и золота, редкий. Отмечен в двух случаях: ПР-ВТС и ЮПСЗ. Размеры зёрен не превышают 4 мкм. Петцит не встречается в виде моновыделений, находится в сростании с другими минералами. Образует простые сростки (метасомы) с фазой МРФ-1 и сложные метасомы с галенитом, тетраэдритом и серебром (рис. 6, 7). Ассоциирует с халькопиритом, сфалеритом

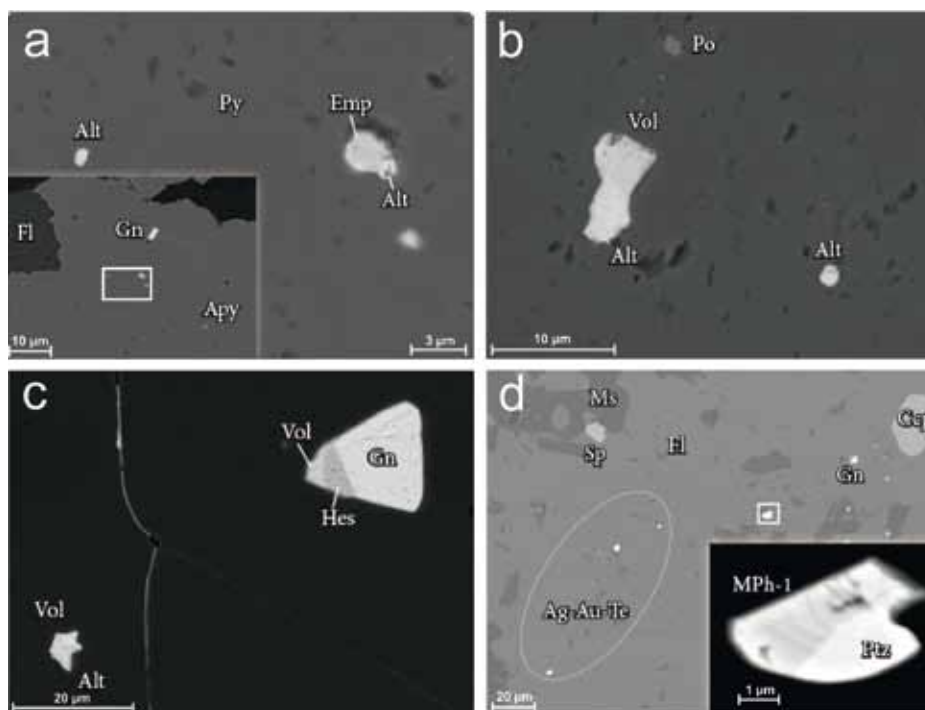


Рис. 6. Характер выделений минералов системы Ag-Au-Te в ПР ВТС (изображения в обратно-рассеянных электронах): а – эмпрессит (Emp) в сростании с алтаитом (Alt) в пирите (Py) в ассоциации с арсенопиритом (Apy) и флюоритом (Fl); б – волюнскит (Vol) в сростании с алтаитом (Alt) и пирротин (Po) в пирите (Py); с – сростки волюнскита (Vol), гессита (Hes), галенита (Gn) и алтаита (Alt) в пирите (Py); д – сросток пеццита (Ptz) и минеральной фазы (MPh-1) во флюорите (Fl). Выделение тонкой сыпи Ag-Au-Te (возможно, гессит с чешуйками Au) во флюорите (Fl) с включениями мусковита (Ms), халькопирит (Csp), галенит (Gn), сфалерит (Sp).

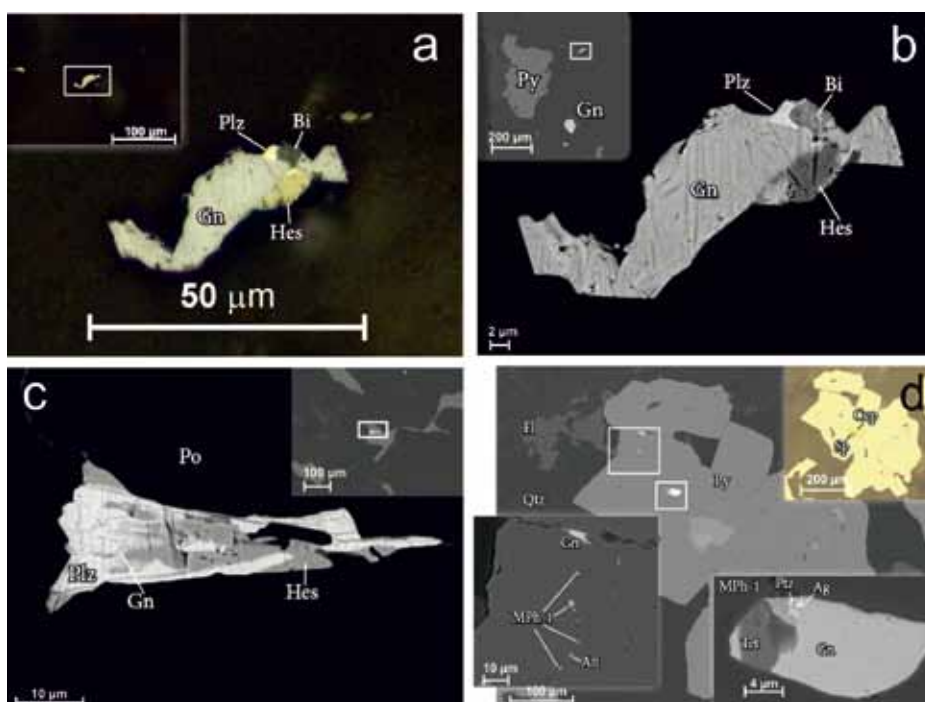


Рис. 7. Характер выделений минералов системы Ag-Au-Te в ПР ВТС. а, б – метасома гессита (Hes), висмута (Bi), пильзенита (Plz) и галенита (Gn). Пирит (Py); с – метасома гессита (Hes), галенита (Gn) и пельзинита (Plz) в пирротине (Po); д – метасома серебра (Ag), пеццита (Ptz), галенита (Gn), тетрадрита (Tet) и минеральной фазы (MPh-1) в пирите (Py). Тонкие включения минеральной фазы (MPh-1), алтаита (Alt) и галенита (Gn) в пирите (Py). Ассоциация с халькопиритом (Csp), кварцем (Qtz) и флюоритом (Fl). Снимки а и фрагмент d – отражённый поляризованный свет, б, с, d – изображения в обратно-рассеянных электронах.

том, кварцем и флюоритом. Во всех случаях в составе отмечается повышенное содержание серебра (46.09–50.52 мас. % для ПР ВТС и 41.90–43.50 мас. % для ЮПСЗ) (табл. 1).

Калаверит (AuTe₂) отмечен в месторождении Кайралы. Представлен метасомой с золотом и мелонитом в пирите (рис. 4). В срезе размер зерна 2–4 мкм. Содержание золота в минерале составляет 47.15 мас. % (табл. 1).

Монтбраит (Au_2Te_3) единичные зёрна были также отмечены в месторождении Кайралы. Небольшие сростки (2–3 мкм) с мелонитом в пирите (рис. 4). Содержание золота в минерале составляет 52.52 мас. % (табл. 1).

Гессит и минеральные фазы, не имеющие статуса минерального вида

Гессит (Ag_2Te) выявлен в месторождении ПР ВТС и ЮПСЗ. Встречается в сростках с золотом и галенитом в пирите, также с вольтинским (рис. 3, 6). Форма зёрен в таких случаях вытянутая по граням кристаллов пирита. В случае срастания с алтаитом, иногда халькопиритом, форма сростков зёрен изометричная, округлая. Отмечаются и более сложные метасомы с галенитом, пильзенитом и висмутом в пирите и силикатах (рис. 7). Во всех случаях размер зёрен не превышает 5 мкм. Гессит встречается также в виде моновыделений в пирите. Относится к простым соединениям теллуридов с видообразующей ролью Ag. В составе некоторых гесситов присутствует изоморфная примесь Au (0.7 мас. % для ПР ВТС и 4.60 мас. % для ЮПСЗ). Химический состав гессита приведён в табл. 2. В месторождении ПР ВТС выявлен ряд минеральных фаз, для которых пока не установлено соответствие минеральным видам. Они представлены теллуридами с различными содержаниями Au и Ag. Минеральная фаза MPh-1 (Ag_{2+x}Te , где $X = 0.4-0.6$) является самой распространённой. Очень часто представлена тонкой вкрапленностью в пирите (2–3 мкм.). Иногда в виде метасом с петцитом, тетраэдритом, галенитом и серебром в пирите (2 мкм.) (рис. 6, 7). Содержание серебра варьирует от 67.8 до 69.7 мас. %. Минеральная фаза MPh-2 ($(\text{Ag}_{1.03}\text{Au}_{0.04})\text{Te}_{2.00}$) возможно, является серебряным аналогом калаверита AuTe_2 . В составе присутствует примесь золота (2.00 мас. %). Содержание серебра 29.78 мас. %. Фаза представляет собой тонкие (2–4 мкм.) включения во флюорите и сростки с алтаитом и минеральной фазой (MPh-3) в пирите (рис. 8). MPh-3 – Ag_3Te_8 включение в пирите округлой формы в срастании с MPh-2. Содержание серебра в фазе составляет 23.88 мас. %.

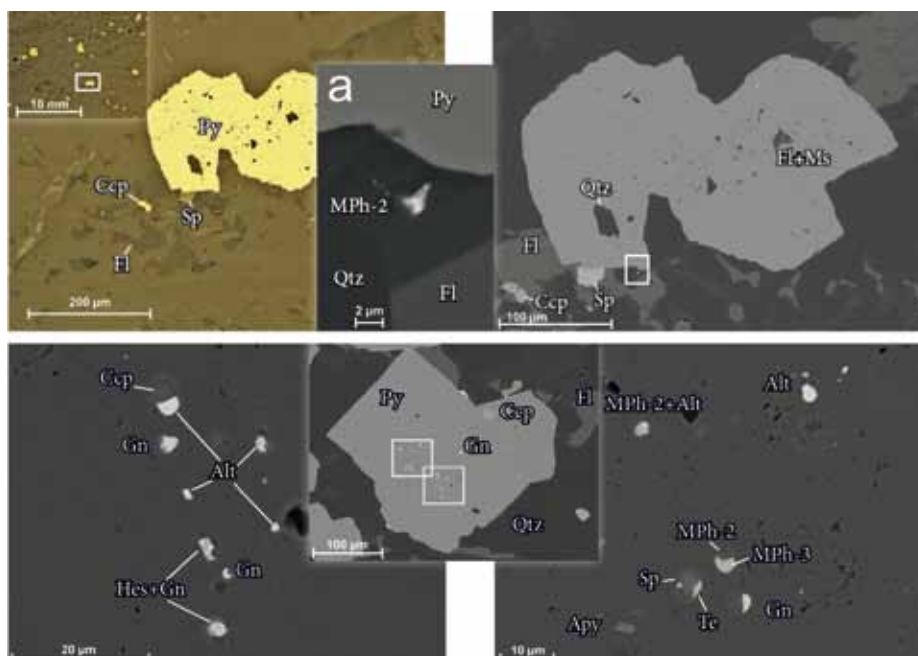


Рис. 8. Характер выделений минералов системы Ag-Au-Te в ПР ВТС. а – минеральная фаза (MPh-2) во флюорите (Fl) с кварцем (Qtz). Ассоциация с пиритом (Py), халькопиритом (Ccp), сфалеритом (Sp) и мусковитом (Ms); б – сростки минеральных фаз (MPh-2 и MPh-3) в пирите (Py). Сростки гессита (Hes) и галенита (Gn) в пирите (Py). Ассоциация с алтаитом (Alt), халькопиритом (Ccp), сфалеритом (Sp), теллуридом (Te), арсенопиритом (Apy), кварцем (Qtz) и флюоритом (Fl). а - отраженный поляризованный свет, б – изображения в обратно-рассеянных электронах.

Таблица 2. Химические составы гессита и минеральных фаз Ag-Te (мас. % /ФК).

Минералы	Hes						MPh-1					MPh-2	MPh-3
	ЮПСЗ		ПР-ВТС				ПР-ВТС						
Ag	59.00	62.20	61.81	61.95	65.02	65.79	69.63	67.84	67.93	68.88	69.15	29.78	23.88
	1.917	1.967	1.970	1.926	2.199	2.275	2.605	2.434	2.506	2.618	2.652	1.033	2.969
Au	4.60		0.70									2.00	
	0.082		0.012									0.038	
Te	36.40	37.40	37.12	38.05	34.98	34.21	31.62	32.97	32.07	31.12	30.85	68.22	76.12
	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	1.000	2.000	8.000
Сумма	100.00	99.60	99.63	100.00	100.00	100.00	101.25	100.81	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00

Примечание. ФК – формульные коэффициенты; минералы: Hes – гессит, MPh-1, MPh-2, MPh-3 – минеральные фазы, не имеющие статуса минерального вида.

Сульфиды и сульфотеллуриды ПР-ВТС с видообразующей ролью Ag-Au

Фрейеслебенит (AgPbSbS_3) находится всегда в виде округлых включений в галените (рис. 9). Обычно это простые сростки галенита и фрейеслебениита, но иногда встречаются и метасомы: бенлеонардит, буланжерит, фрейеслебенит, галенит. Размер зёрен в срезе – 2–3 мкм. Содержание серебра варьирует – 14.41–24.63 мас. %, свинца – 33.02–46.42 мас. %, сурьмы – 19.37–23.92 мас. %. Также отмечается примесь железа – (0.84–3.78 мас. %) и селена – (0.47–0.87 мас. %) (табл. 3).

Аргентопентландит ($\text{Ag}(\text{Ni},\text{Fe})_8\text{S}_8$) метасома с халькопиритом и герсдорфитом (рис. 10). Единичное зерно не правильной формы на периферийной части халькопирита. Размер 5 мкм. Содержание серебра 10.95 мас. % (табл. 3).

Бенлеонардит ($\text{Ag}_8(\text{Sb},\text{As})\text{Te}_2\text{S}_3$) – сульфотеллурид серебра. Представлен единичным зерном в сростании с буланжеритом и фрейеслебенитом в галените (рис. 9). Данная метасома включена в пирите. В срезе размер зерна 2–5 мкм. Содержание серебра составляет 63.87 мас. %. Так же присутствуют примеси Cu и Fe (табл. 3).

Нагиагит ($\text{Pb}_5\text{Au}(\text{Te},\text{Sb})_4\text{S}_{5-8}$) – сложное соединение среди теллуридов, в некоторых месторождениях является главным минералом. Носитель золота в рудах. Представляет собой вытянутые изометричные зёрна в структуре пирита размером 2–10 мкм (рис. 10). В состав минерала в позиции Au изоморфно входит Fe (2.63 мас. %), такая же примесь, как и в самородном золоте (табл. 3).

Золото-серебряные эпитермальные месторождения, в которых теллуриды составляют существенную часть рудной минерализации, с давних времён выделяют в особый золото-теллуридный тип [4]. В этом типе месторождений

кроме самородных форм золота и серебра постоянно отмечают также теллуриды золота и серебра. Рудовещающие породы золото-теллуридных месторождений обычно включают средние и кислые вулканиты, очень важную роль играют породы щелочного и субщелочного состава. Последнее настолько важно, что в классификации гидротермальных золоторудных месторождений Д. Гровс [8] наряду с эпитермальным (высоко- и низко-сульфидизированным) впервые выделил эпитермальный тип, связанный со субщелочным магматизмом, подчёркивая, что рудные месторождения этого типа существенно богаты теллуром. Все породы в пределах Панареченской вулканотектонической структуры (ПР ВТС) претерпели интенсивные метасоматические изменения (окварцевание, серицитизацию) именно в результате субщелочного магматизма, проявленного в комплекса монзонитовых интрузий. В месторождениях этого типа проявляется несколько генераций золота и серебра, также многочисленные теллуриды – селениды как Au-Ag составов, так, и особенно, Pb-Bi составов. Общее разнообразие минералов теллуридов-селенидов – очень важный фактор, наводящий на мысль о потенциальном минералогическом значении этих минералов в рудных месторождениях.

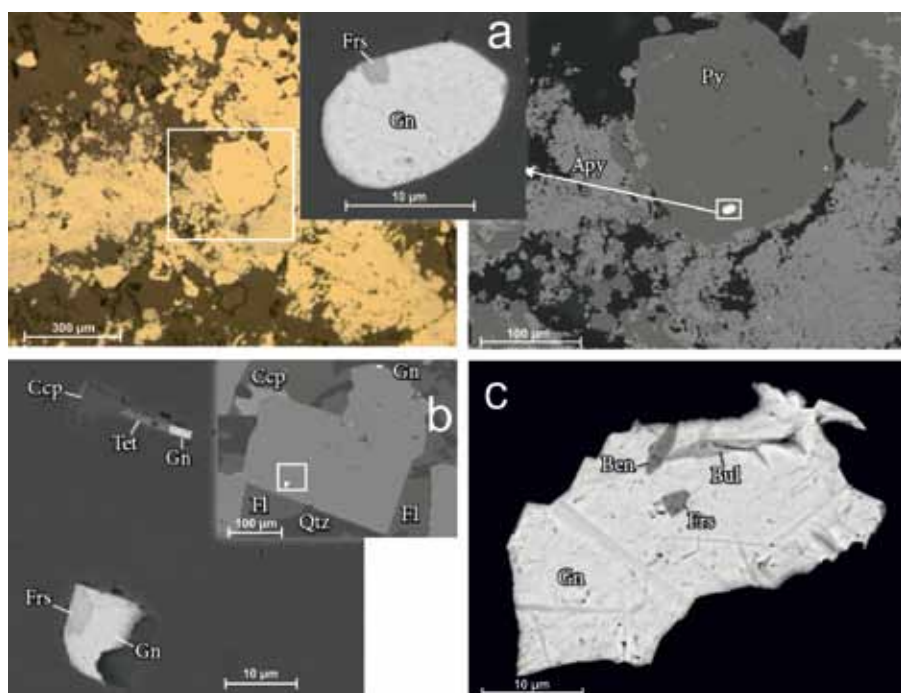


Рис. 9. Характер выделений минералов системы Ag-Au-Te в ПР ВТС. а (снимок в отражённом поляризованном свете) – сросток фрейеслебениита (Frs) и галенита (Gn) в пирите (Py), арсенипирит (Apy). б – сросток фрейеслебениита (Frs) и галенита (Gn) в пирите (Py), халькопирит (Ccp), тетраэдрит (Tet), галенит (Gn), флюорит (Fl) и кварц (Qtz). в – метасома бенлеонардита (Ben), буланжерита (Bul), фрейеслебениита (Frs) и галенита (Gn) в пирите (Py). б, в – изображения в обратно-рассеянных электронах.

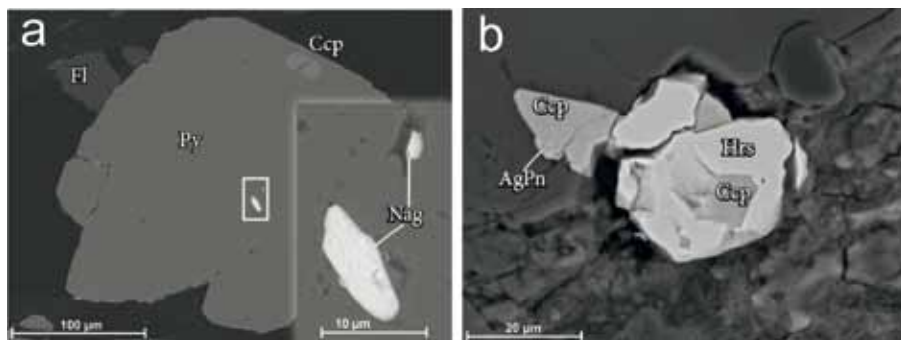


Рис. 10. Характер выделений минералов системы Ag-Au-Te в ПР ВТС (изображения в обратно-рассеянных электронах): а – включение нагиагита (Nag) в пирите (Py). Ассоциация с халькопиритом (Ccp) и флюоритом (Fl). б – метасома аргентопентландита (AgPn), халькопирита (Ccp) и герсдорфита (Hrs).

Таблица 3. Химические составы сульфидов и сульфотеллуридов ПР-ВТС с видообразующей ролью Ag-Au (мас. % / ФК).

Минералы	Frs					AgPn	Ben	Nag
	Ni						31.61 4.399	
Fe	2.42	1.72	0.84	3.78	2.89	25.74	1.90	2.63
	0.263	0.173	0.082	0.364	0.277	3.764	0.412	1.169
Cu							0.28	
							0.053	
Ag	14.41	20.73	24.60	22.20	24.63	10.95	63.87	
	0.811	1.082	1.244	1.108	1.222	0.829	7.162	
Au								9.49
								1.196
Pb	46.42	42.29	35.37	36.57	33.02			57.85
	1.361	1.149	0.931	0.927	0.853			6.929
S	12.30	15.03	15.85	15.60	15.48	31.41	10.76	6.46
	2.330	2.638	2.697	2.619	2.583	8.000	4.060	5.000
Sb	23.92	19.37	23.35	21.15	23.51		10.65	9.07
	1.193	0.896	1.046	0.935	1.033		1.058	1.849
Se	0.53	0.87		0.69	0.47		1.13	
	0.041	0.062		0.047	0.032		0.173	
Te							11.40	14.50
							1.081	2.820
Сумма	100.00	100.00	100.00	100.00	100.00	99.71	100.00	100.00

Примечание. ФК – формульные коэффициенты; минералы: Ben – бенлеонардит, Nag – нагиагит, Frs – фрейеслебенит, AgPn – аргентопентландит, AgTnt – аргентотеннантит.

В заключение следует отметить, что проведённые исследования минеральных ассоциаций в рудных зонах позволяют сделать два главных вывода:

- в рудных ассоциациях Панареченского Au-Ag эпитеpмального месторождения минеральные формы теллуридов довольно широко распространены как в видовом разнообразии, так и в количественном соотношении;
- Панареченское месторождение – северо-западный блок одноимённой вулкано-тектонической структуры следует рассматривать как проявление золото-теллуридного типа [4]. Это новый генетический тип месторождений для золото-рудной провинции Кольского п-ова.

Список литературы

1. Ахмедов А.М., Вороняева Л.В., Павлов В.А. и др. Золотоносность Южно-Печенгской структурной зоны (Кольский полуостров): типы проявлений и перспективы выявления промышленных содержаний золота // Региональная геология и металлогения. 2004. № 20. С. 143–165.
2. Гавриленко Б.В., Реженева С.А. Рудные минералы золотосодержащих кварцево-жильных зон // В сб.: Минеральные парагенезисы метаморфических и метасоматических пород. Апатиты: изд-во КФАН СССР. 1987. С. 58–67.
3. Войтеховский Ю.Л., Лютоев В.П., Чернявский А.В. Кварц золоторудных проявлений Пана-Куолярвинской структуры // Петрология и минералогия Кольского региона. Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии, посв. 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, 2–5 мая 2010 г. Апатиты: изд-во Кольского НЦ РАН, 2010. С. 22–25.
4. Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э. Минералы системы Bi-Te-S Панареченского эпитеpмального Au-Ag месторождения // Петрология и минералогия Кольского региона. Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии, посв. 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, 2–5 мая 2010 г. Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2010. С. 29–34.
5. Плотинская О.Ю., Коваленкер В.А. Минералы системы Ag-Au-X (где X=S, Se, Te) в эпитеpмальных обстановках как индикаторы условий минералообразования // Докл. Моск. Отд. РМО. www.minsoc.ru/E2-2008-1-0.
6. Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А., Генкин А.Д., Крылова Т.Л., Чугаев А.В. Золото-кварцевое месторождение Майское (Северная Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45, № 5. С. 429–451.
7. Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В., Савченко Е.Э. Рудные минералы Панареченского эпитеpмального мало-сульфидного Au-Ag месторождения // Петрология и минералогия Кольского региона. Тр. VII Всерос. Ферсмановской научн. сессии, посв. 80-летию Кольского НЦ РАН. Апатиты, 2–5 мая 2010 г. – Апатиты: Изд-во Кольского НЦ РАН, 2010. С. 109–114.
8. Groves D. I., Goldfarb R. J., Gebre-Mariam M. et al. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. V 13. P 7–27.

МИНЕРАЛОГИЯ Au-Bi-Sb АССОЦИАЦИИ ИЗ КВАРЦЕВОЙ ЖИЛЫ Р. ПОДМАНИЮК, БОЛЬШИЕ КЕЙВЫ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ¹

Шпаченко А.К., Войтеховский Ю.Л., Басалаев А.А., Савченко Е.Э.
ГИ КНЦ РАН, Апатиты, ark@geoksc.apatity.ru, woyt@geoksc.apatity.ru

В кварцевых жилах р. Подманийк преобладают самородные металлы и их соединения: Au (Ag 6.7–11.6 масс. %), Bi, фазы состава Au-Sb-Bi, Bi-Te и Bi-O. Минеральная ассоциация указывает на низкую температуру образования (ниже 290–239 °С) при низкой активности серы. Минеральная ассоциация золота, ауристибита, висмута и минеральных фаз состава Bi-Te на Кольском п-ове установлена впервые. Учитывая широкое развитие в Кейвской зоны гидротермальных кварцевых жил, в одной из которых выявлена золоторудная минерализация, правомерно поставить вопрос о проведении специализированных работ по их разбраковке на безрудные и рудоносные.

It was established that the ore mineralization of Podmanyuk River (eastern flank of the Bol'shyye Keivy) is dominated by native metals and their compounds: Au (Ag 6.7–11.6 wt. %), Bi, Au-Sb-Bi, Bi-Te and Bi-O compounds. The mineral assemblage indicates quite a low temperature of formation (below 290–239 °C) and low sulphur activity. The gold, aurostibite, bismuth, and Bi-Te mineral phases on the Kola Peninsula have been described for the first time.

Кварцевые жилы различной мощности и протяжённости широко распространены в структуре Б. Кейв на Кольском п-ове. Ранее кварцевые жилы интересовали специализированные организации, в основном как сырьё для производства особо чистого кварца [5]. В ходе полевых работ 2007 г., проводимых по Программе ОНЗ РАН «Фундаментальные проблемы геологии, условия образования и принципы прогноза традиционных и новых типов крупномасштабных месторождений стратегических видов минерального сырья», в штучной пробе, отобранной в приальбандовой части одной из кварцевых жил на р. Подманийк, установлено содержание золота 17.5 г/т. Анализ проводился экстракционно-атомно-абсорбционным методом с экстрагированием благородных металлов (Ir, Ru, Pt, Pd, Au, Ag) с помощью сульфида нефти из навески 5–10 г (аналитик Л.А. Филиппычева, ГИ КНЦ РАН). Материал данной пробы также изучался традиционными методами – в шлифах и аншлифах методами оптической микроскопии. Оценка состава мелких выделений проведена при помощи энерго-дисперсионного спектрометра Röntec, установленном на сканирующем электронном микроскопе Leo-1450. Для более крупных выделений рудных минералов был выполнен количественный анализ на микрозондовом анализаторе MS-46 Cameca (аналитик Е.Э. Савченко, ГИ КНЦ РАН). Изображения в обратно-отраженных электронах получены на СЭМ Leo-1450.

Крутопадающая кварцевая жила видимой мощности 5 м сечёт гранат-ставролит-биотит-кварцевые сланцы, предположительно, вычуртской свиты Кейвской серии PR1 (рис. 1). Минеральная ассоциация вмещающих пород включает в себя (по степени распространённости): кварц, биотит, амфибол, ильменит, рутил, циркон, алмадин, ставролит, плагиоклаз, пирит, микроклин, альбит, монацит-Се, ксенотим, апатит, барит, молибденит, кобальтин. В качестве вторичных минералов присутствуют гидроксиды железа (гётит, лимонит).

Минеральная ассоциация рудной кварцевой жилы включает в себя следующие минералы (по степени распространённости): кварц, золото самородное, висмут самородный, «ауристибит-Bi», ауристибит, фазы состава

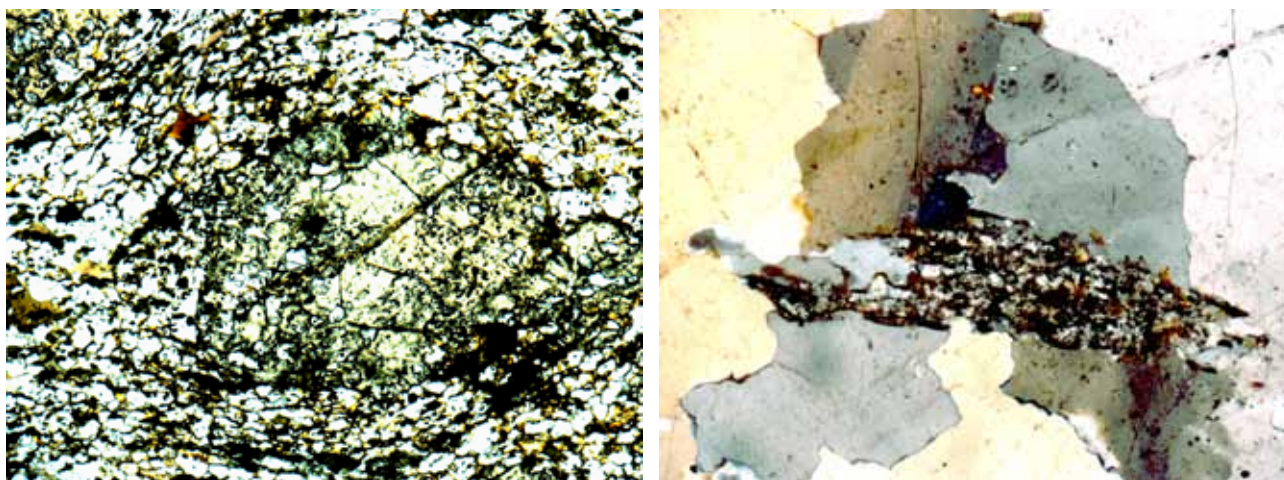


Рис. 1. Гранат-ставролит-биотит-кварцевый сланец (слева). Неоднородно погасающие зёрна кварца с реликтами вмещающих сланцев (справа).

¹ Опубликовано с изменениями: Тр. VI Всерос. Ферсмановской научн. сессии. Апатиты, 18–19 мая 2009 г. – Апатиты: Изд-во К & М, 2009. – С. 157–161.

BiTe, Bi₂Te ? (Bi₇Te₃ ?), бисмит ?, висмутинит ?, пирротин, данаит, халькопирит, сфалерит, кобальтин. В кварцевой жиле отмечаются тонкие линзовидные фрагменты вмещающих сланцев, а также биотит, ильменит, рутил, вероятно, захваченные из вмещающей породы (рис. 1).

Кварц: размер индивидуальных зёрен в зальбанде кварцевой жилы не превышает 5 мм, форма зёрен неправильная, границы зёрен неровные, ступенчатые, в кварце наблюдаются участки с неоднородным погасением, что свидетельствует о перенесённых тектонических нагрузках. В зальбандах жилы кварц прозрачный, слабо оже-лезнённый по микротрещинам, в осевой части жилы – молочно-белый без видимой рудной минерализации. Во вмещающей породе кварц составляет порядка 30–40 об. %, размер зёрен кварца < 0,5 мм.

Рудные минералы золота, висмута, сурьмы и теллура: золото, ауристобит, висмут, бисмит (?) локализу-ются преимущественно в кварцевом агрегате самой жилы. Устанавливается несколько морфологических типов рудной выделений: относительно крупные одиночные кристаллы и ксеноморфные выделения Au (100–300 мкм в поперечнике), цепочки тонких полигональных и округлых зёрен (от 5–10 мкм до десятых долей мкм), сложенные по своей протяжённости как зёрнами Au, так и зёрнами-сростками Au+Au-Sb, Au+Au-Sb-Bi, Au+Au-Sb+Bi-Te, тонкие удлинённые выделения Au, сростки Au+Bi-O. Примечательно, что тонкая рудная вкрапленность в кварце присутствует как в виде одиночных рассеянных вкрапленников, так и в виде лентовидных агрегатов, не выходя-щих за пределы индивидуальных зёрен кварца. В виде таких же агрегатов микровключений в кварце также от-мечаются тонкие газово-жидкие включения.

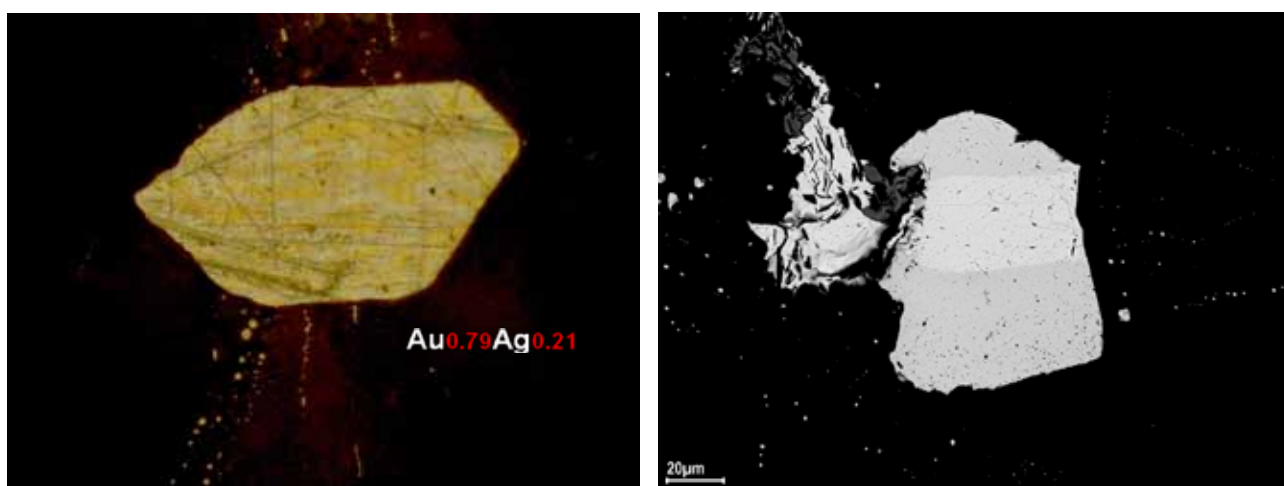


Рис. 2. Кристалломорфные и ксеноморфные выделения золота, размер кристалла 100 × 300 мкм (слева) сростание золота (серое) с висмутом (белое) (справа).

Золото образует полигональные, округлые или ксеноморфные кристаллы размером до 100 × 300 мкм (рис. 2). Для них характерно однородное строение, отсутствие зональности по составу, довольно редки включения других минеральных фаз (иногда фиксируются включения самородного висмута (табл., рис. 2).

Представлены они самородным золотом с небольшой примесью серебра. Кристаллы золота включены в индивидуальные зёрна кварца. Обычно отмечаются 1–2 золотины в одном зерне кварца. Тонкое пылевидное золото (размером менее 5 мкм – до долей мкм) (рис. 3) образует линейные или слабо изогнутые цепочки (полосовидные и лентовидные скопления) полигональных и округлых кристаллов, редко удлинённых. Тонкое золото также

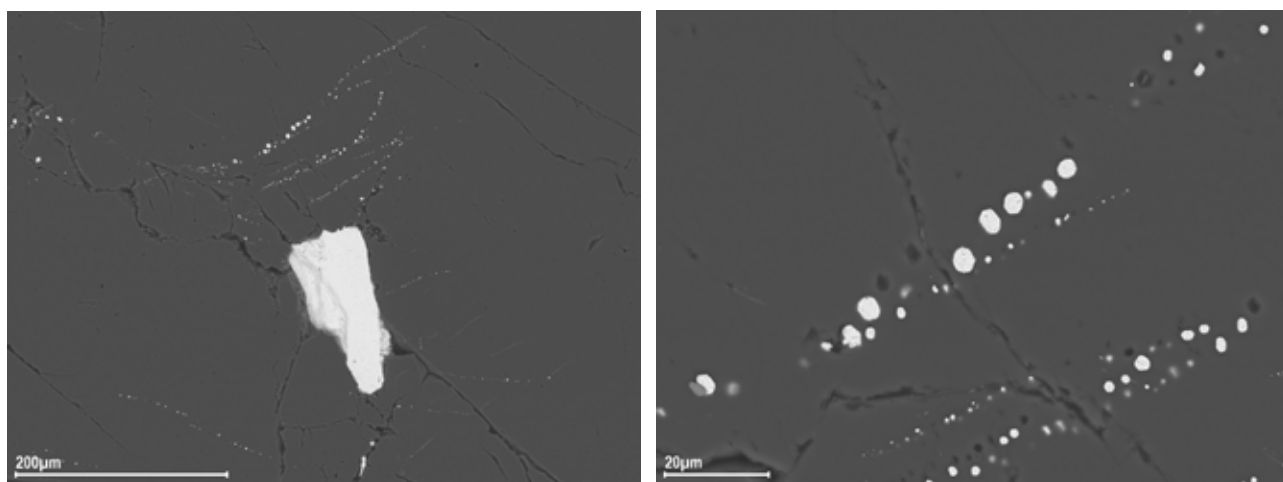


Рис. 3. Ксеноморфные и тонкие круглые зёрна золота (справа – увеличенный фрагмент левого снимка).

входит в состав двухфазных зёрен, в которых кроме него присутствует аурустибит, а также в состав 3-4-фазных зёрен вместе с самородным висмутом и оксидом висмута (бисмутинитом ?), аурустибитом и фазами состава Bi-Te.

Аурустибит установлен в виде строчек тонких округлых и полигональных зёрен размером менее 5 мкм обычно в сростании с Au, Bi и Bi-Te (рис. 4). В редких индивидуальных зёрнах по данным оценочного анализа присутствуют только Au и Sb, что позволяет данные выделения относить к аурустибиту.



Рис. 4. Округлые двухфазные зёрна аурустибита (серое) в сростании с золотом (белое). Округлое трёхфазное зерно аурустибита (тёмно-серое), золота (серое) и висмута (белое) (справа вверху) и округлое двухфазное зерно золота (серое) и «аурустибита-Bi» (тёмно-серое) (справа внизу).

Таблица. Состав самородного золота и висмута рудопроявления р. Подманюк, Большие Кейвы (мас. %).

Au	Ag	Bi	Sb	Cu	Сумма	Au/Ag	Проба Au
90.77	6.73	0.10	0	0	97.60	13.49	931
88.41	8.80	0	0.11	0	97.32	10.05	909
90.26	8.32	0	0	0	98.58	10.85	916
85.73	11.64	0	0	0	97.37	7.36	880
0	0	97.20	1.06	0.23	98.49	–	–

Примечания: MS-46 Cameca, аналитик Е.Э. Савченко, ГИ КНЦ РАН. Проанализированы и не обнаружены: Fe, Ni, As, Te, Hg.

Минеральные фазы Bi: висмут – преобладающий в составе двух-трёхфазных сростков с Au, «аурустибитом-Bi». В единичных случаях включает в себя фазы состава Bi-Te (Bi_2Te ?, Bi_7Te_2 ?), фаза состава Bi-O в сростании с самородным Au, редко в виде тонких индивидуальных зёрен.

Сульфиды по отношению к самородным элементам и их сплавам представлены узким кругом минералов и выступают в подчинённом количестве. В кварцевой жиле установлены: пирротин, арсенопирит, герсдорфит, кобальтин, сфалерит, халькопирит, бисмутинит (?).

Пирротин: присутствует в виде тонких цепочек индивидуальных зёрен в виде округлых однородных выделений размером менее 5–10 мкм часто. В единичных случаях зафиксированы округлые, каплеобразные зёрна пирротина с тонкими строчками халькопирита и пентландита, что характерно для структур распада mss. В единичных случаях отмечены сростки Au с халькопиритом. Кобальтин установлен в единичных выделениях, вместе с пирротинном, в ассоциации с кварцем и биотитом, а также в виде тонких включений в альмандине вместе с пирротинном. Сфалерит установлен в единичных выделениях размером до 10 мкм в сростании с пирротинном в кварце. Выделение сульфида висмута, размером 0.6 мкм, установлено в единичном случае в ядерной части зерна висмута.

Данаит (арсенопирит с высоким содержанием кобальта) установлен в единичных зёрнах в кварце, в ассоциации с биотитом и пирротинном в виде удлиненно-призматических и ксеноморфных кристаллов размером до 20–50 мкм. Состав данаита весьма близок к стехиометрическому (масс. %): As – 46.55; Fe – 27.09; Co – 6.53; Ni – 0.76; S – 19.19 (сумма – 100.12). Примеси Au, Ag, Cu, Rh не обнаружены. Арсенопирит установлен в ксеноморфных сростаниях с золотом, в виде индивидуальных зёрен в ассоциации с кварцем, биотитом и пирротинном. также в кристалломорфных сростаниях с герсдорфитом. В качестве вторичных минералов по арсенопириту развиваются минералы серии, включающей в себя питтитит, буковскит, сармиентит, туэлит, зикаит ($Fe_2(AsO_4)(SO_4)(OH)_n \cdot nH_2O$) (рис. 5). Ранее арсенопирит с содержанием 2.1–3.01 % Co

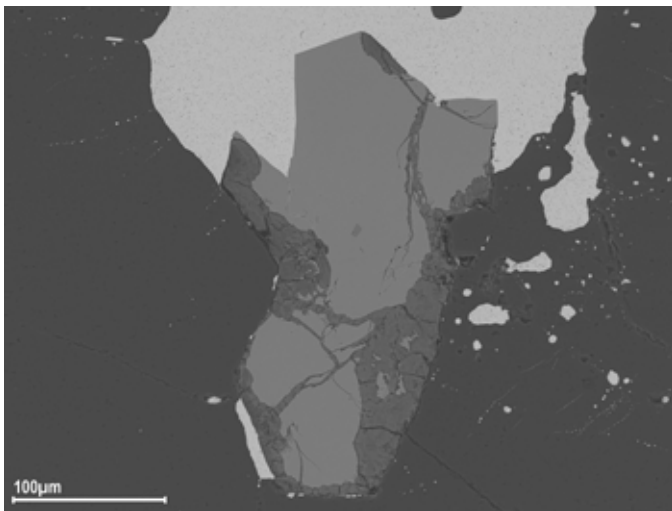


Рис. 5. Замещение арсенопирита (серое) гидроксо-сульфо-арсенатами железа (тёмно-серое), вверху снимка – золото (светло-серое).

и тонкие зёрна локализуются, как правило, в пределах индивидуальных зёрен кварца. При том, что тонкая вкрапленность явно фиксирует микротрещины, они не выходят за пределы индивидуальных зёрен кварца (рис. 6).

Более поздние трещины, пересекающие соседствующие зёрна кварца рудной минерализации, не содержат либо подчёркиваются гидроксидами железа. Подобные особенности позволяют в качестве рабочей гипотезы предложить следующий сценарий: источником рудной минерализации был первичный кремнекислый раствор, из которого кристаллизовался жильный кварц. Более крупное и высокопробное золото кристаллизовалось в забандах жилы на температурном барьере. Остатки рудного вещества, растворённые в кварце, до некоторой поры оставались в тонкодисперсном виде, а при остывании уже закристаллизовавшихся зёрен кварца из-за неоднородностей поля напряжений в зоне температурного градиента, эти остатки «сбрасывались» в микротрещинки, образовавшиеся в индивидуальных зёрнах кварца, т.е. реализуя механизм самоочистки зёрен.

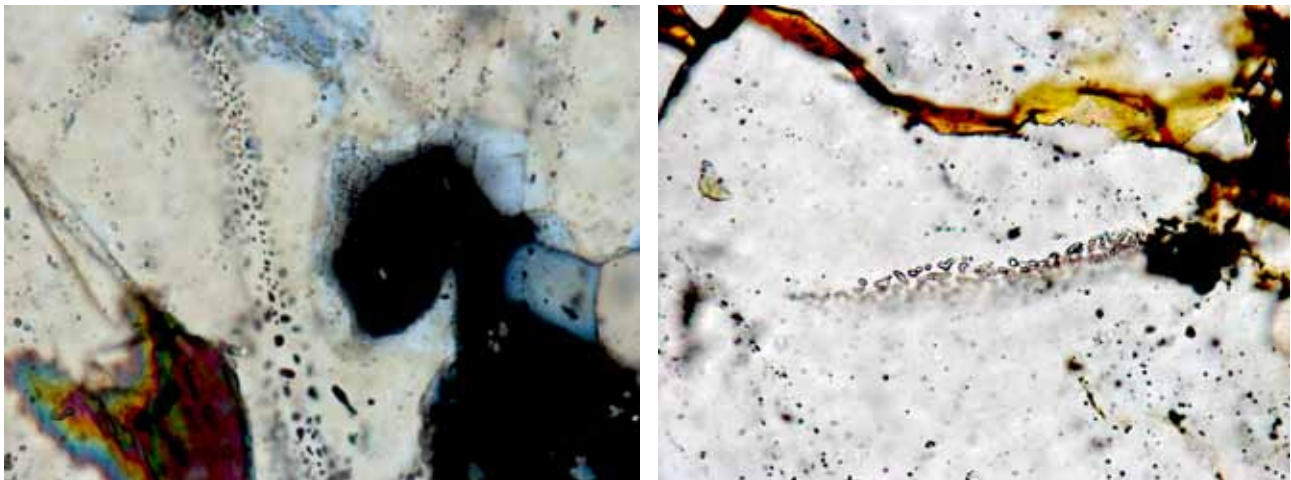


Рис. 6. Тонкая вкрапленность рудных минералов в микротрещине в индивидуальном зерне кварца. Газово-жидкие включения и субмикронные выделения рудных минералов в кварце (фото прозрачных шлифов).

Минеральная фаза состава Au-Sb-Bi. Из-за малых размеров выделений (менее 5 мкм) её количественный анализ выполнить не удалось. Тем не менее, на РЭМ-снимках она уверенно различается в сростках с самородным висмутом, золотом, или фазами состава Bi-Te. По пяти оценочным анализам установлен состав (масс. %): Au – 39.1–44.4; Sb – 44.3–52.3; Bi – 16.3–14.2.

Из диаграмм состояния системы Au-Sb-Bi следует, что фаза $Au(Sb, Bi)_2$ в ней не кристаллизуется. Ниже 290–239 °С могут совместно существовать лишь $AuSb_2$ (ауростибит) и Au_2Bi (мальдонит). Жидкость состава Au-Sb-Bi может распадаться по двум сценариям: сурьма-золотой тренд – ниже 380 °С устойчива ассоциация $Au+AuSb_2$ или висмут-золотой тренд – ниже 241 °С устойчива ассоциация Au_2Bi+Bi [4]. Можно предположить, что висмут в выделениях ауростибита присутствует в самостоятельной минеральной фазе, но из-за малых размеров не фиксируется электронным микроскопом.

был установлен в гранат-куммингтонит-кварцевых породах аллареченского участка и в гранулитах [1].

Обсуждение результатов. По Н.В. Петровской (1973), золото с пробностью 900–950 относится к высокопробному, 800–899 – среднепробному, а 799–700 – низкопробному. Исходя из этого, наиболее крупные золотины размером 100–300 мкм – высоко – (909–931) и среднепробные (880), характеризуются однородным составом и низким содержанием микропримесей, Au/Ag – 7.36–13.49. Тонкое пылевидное золото – среднепробное (828–880) и относительно среднепробное (749–793) до низкопробного (609). В то же время, в крупных и тонких золотилах присутствуют минералы висмута, что позволяет говорить о генетических связях между крупным и тонким золотом.

Примечательны морфологические особенности выделений рудных минералов: более крупные

Ауростибит развит во многих гидротермальных золото-сурьмяных месторождениях мира. Обычно он фиксируется как реакционный минерал, образующий каймы вокруг самородного золота и полные псевдоморфозы. Принято считать, что он образуется при наложении сурьмяной минерализации на более раннюю золотую при очень низкой активности сульфидной серы и мышьяка [3].

Основными элементами, характеризующими данную минеральную ассоциацию, являются Au и Sb с подчинёнными Bi, S, Te и As, что позволяет отнести данное проявление золота к золото-сурьмяному минерально-геохимическому типу.

Месторождения этого типа характеризуются довольно простым минеральным составом. Главный нерудный минерал – кварц, рудные минералы – обычно высокопробное золото и сульфиды сурьмы (антимонит, бертьерит), ауростибит, самородная сурьма, блёклые руды, арсенопирит, простые сульфиды. Образование Au-Sb месторождений объясняется лёгкой растворимостью золота в сурьмосодержащих растворах и наличием устойчивого комплекса $H_2AuSbS^0_3$. Нахождение Au-Sb месторождений может свидетельствовать [6, 7] о возможности существования в этих зонах золоторудных месторождений золото-кварцевого типа, возможно, ещё не подвергшихся переработке S-Sb растворами. На востоке Б. Кейв мы не наблюдаем полной аналогии с данным типом месторождений, т.к. сульфидная ассоциация в выявленной минеральной ассоциации представлена весьма ограниченно, а преобладающим минералом сурьмы является ауростибит. Присутствие в минеральной ассоциации арсенопирита, кобальтина и герсдорфита позволяет предполагать связь рудных гидротермальных растворов с базитовыми дайками и силлами, распространёнными южнее р. Подманюк.

На сегодня на Кольском п-ове установлены следующие минералы сурьмы: сурьма, арсенопалладинит, ауростибит, брейтгауптит, буланжерит, бурнонит, гудмундит, джемсонит, диафорит, дискразит, изомертгийит, исизваит, мертиит-1, мертиит-2, миаргирит, пираргирит, пиростильпнит, полибазит, стефанит, тетраэдрит, ульманнит, фалькманит, физелиит, фрейбергит, фрейеслебенит, стибьотанталит и цезстибтантит [2] – всего 27 из более чем 120 известных в мире. При этом в рудопроявлениях золото-кварцевого малосульфидного типа был установлен лишь костибит [8].

Заключение.

- В кварцевых жилах р. Подманюк преобладают самородные металлы и их соединения: Au (Ag 6.7–11.6 масс. %), Bi, фазы состава Au-Sb-Bi, Bi-Te и Bi-O. Минеральная ассоциация указывает на низкую температуру образования (ниже 290–239 °C) при низкой активности серы.
- Минеральная ассоциация золота, ауростибита, висмута и минеральных фаз состава Bi-Te на Кольском п-ове установлена впервые.
- Учитывая широкое развитие в Кейвской зоны гидротермальных кварцевых жил, в одной из которых выявлена золоторудная минерализация, правомерно поставить вопрос о проведении специализированных работ по их разбраковке на безрудные и рудоносные.

Список литературы

1. Балабонин Н.Л. Минералогия и геохимия колчеданного оруденения (северо-запад Кольского п-ова). Апатиты: изд-во КФ АН СССР, 1984. 157 с.
2. Борисова В.В., Волошин А.В. Перечень минеральных видов Кольского п-ова. Апатиты: изд-во КНЦ РАН, 2002. 34 с.
3. Брызгалов И.А., Кривицкая Н.Н., Спиридонов Э.М. Первая находка нисбита и ауростибита в Вост. Забайкалье // Докл. АН. 2007. Т. 417. № 2. С. 229–231.
4. Диаграммы состояния металлических систем, опубликованные в 1981 г. Выпуск 27, ред. Н.В. Агеева, Л.А. Петрова. М: ВИНТИ, 1983. 300 с.
5. Костелов Н.П., Шатнов Ю.А., Казаков Н.В. Отчёт о результатах геологоразведочных работ на прозрачный и гранулированный жильный кварц на Кейвской площади (Мурманская обл.). 1993-1996 гг. М.: Кварцсамоцветы, 1997. ФГУ ТФГИ. 265 л. 2 кн. 1 п.
6. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 286 с.
7. Петровская Н.В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
8. Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А. и др. Золото-кварцевое месторождение Майское (Сев. Карелия): геологические и минералогичо-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудных месторождений. 2003. Т. 45. № 5. С. 429–451.

GOLD IN NORTHERN FENNOSCANDIAN SHIELD

Nykänen V.¹, Niiranen T.¹, Lahti I.¹, Karinen T.¹, Eilu P.²

¹ Geological Survey of Finland, Rovaniemi, Vesa.Nykanen@gtk.fi

² Geological Survey of Finland, Espoo

The Fennoscandian Shield is the largest exposed Precambrian region in Europe and it is also one of the most potential districts for gold (Fig. 1). The known gold deposits fall into several deposit types ranging from Au-bearing VMS to Iron oxide-Cu-Au (IOCG) and to Porphyry Cu-Ag-Au -types. However, by far the most numerous significant gold deposits in the district belong to orogenic gold category [1–4].

The Paleoproterozoic era of the northern part of the Fennoscandian Shield records complex history with repeated rifting and igneous activity during 2.5–1.95 Ga followed by multistage Svecofennian orogeny with accretion and continent-continent collision stages during 1.95–1.77 Ga. All of the geological stages were accompanied with hydrothermal activity of which some was directly related into formation of gold-bearing deposits whereas some was preparing the ground for such deposits.

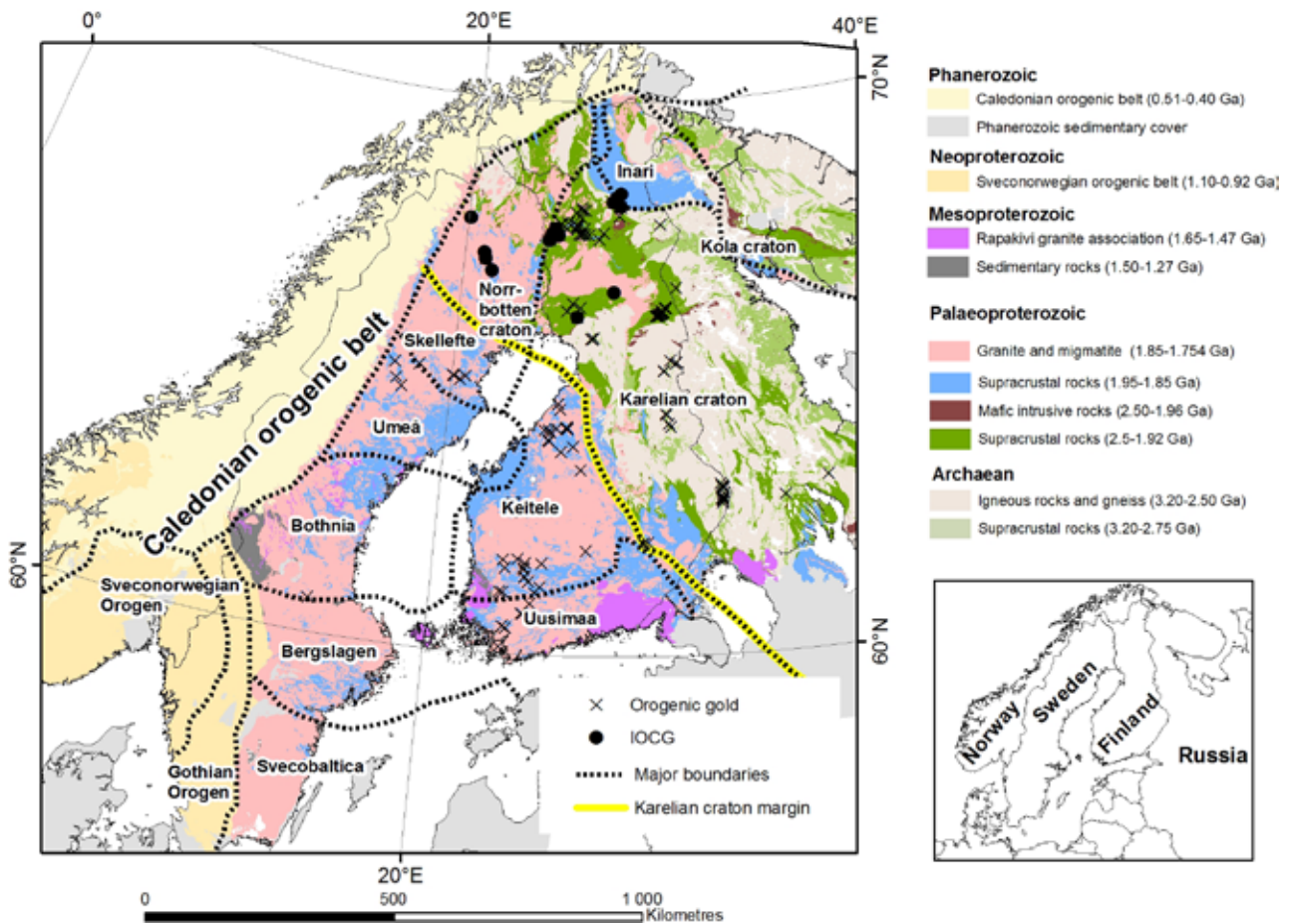


Fig. 1. Main geological units of the Fennoscandian Shield [7, 11] and gold occurrences [1, 2].

During the rifting stages, shallow level intrusion-related, basinal brine, and seafloor hydrothermal systems produced stratiform-strata bound Cu-Zn ± Au, Ag sulfide mineralizations (VMS deposits) and possibly also syngenetic gold-baryte and Au-Co-Cu ± U deposits. Albitization prior significant Au enrichment is commonly associated with number of the known gold deposits in the region and this is possibly linked to the hydrothermal activity during the rifting stages.

The compressional stages of the Svecofennian orogeny at 1.92–1.87 Ga and 1.85–1.79 Ga were accompanied with formation of the numerous orogenic type Au and Au-Cu deposits. The IOCG deposits were formed in several stages during the orogeny until 1.77 Ga. Metamorphism and metasomatism caused redistribution of metals in some deposits. In some cases the metasomatism during these stages caused overprinting alteration and/or mineralization of the earlier deposit.

Examples of syngenetic, VMS-like Cu-Zn (±Ag, Au) sulphide mineralisation can be found throughout the region within the Paleoproterozoic volcanosedimentary successions. The known IOCG deposits are concentrated into the Kiruna

district and to the boundary between the Karelian and Norrbotten cratons outlined roughly by the national border between Finland and Sweden. The orogenic gold occurrences are most numerous within the Central Lapland greenstone belt (CLGB), but similar examples are known from the Kautokeino and Karasjokk greenstone belts as well as within the Kiruna greenstones. The Kuusamo greenstone belt hosts numerous enigmatic Au-Co-Cu ± U deposits for which IOCG, orogenic gold, or syngenetic origin has been proposed.

Characteristic for all of the known orogenic gold occurrences is clear structural control of the mineralization. Typical host rocks for the orogenic gold deposits in the CLGB as well as Kuusamo areas are the 2.35–1.95 Ga komatiitic to tholeiitic volcanic rocks and associated metasedimentary rocks. In the tholeiitic and metasedimentary rocks pre-mineralization albittization is typical, and in some cases it is accompanied with or followed by carbonatization in varying intensity. The komatiitic host rocks are commonly intensely carbonatized and talc or talc-chlorite altered. Mineralization style between the deposits ranges from vein arrays to breccia-hosted, and to disseminated ores. The chemical signature of the known deposit is variable. In addition to typical orogenic gold-only deposits, a group of deposits and occurrences display economically significant grades in Cu ± Co, Ni, Ag. These deposits are best categorized as orogenic gold deposits with atypical metal association as proposed by [4]. Fluid and metal source for the deposits is unknown. No causative intrusion can be linked to any of these deposits in the region. The age data and field evidence suggest that the gold deposition took place, probably in several stages, between 1.91 and 1.80 Ga. Fluid inclusion data on the deposits is limited, however both moderately saline and low salinity H₂O-CO₂ fluids have been detected. The known orogenic gold deposits in CLGB are focused along the E-W trending crustal-scale Sirkka shear zone outlining the southern margin of the allochthonous or para-allochthonous Kittilä greenstone block (KiGB). The most significant orogenic gold deposit in the Fennoscandian Shield, the Suurikuusikko deposit, is hosted by the NNE-SSW trending Kiistala shear zone crosscutting the KiGB. Several juxtaposing shear zones with Kiistala shear zone have been detected, and within these number of new prospecting gold occurrences have been discovered recently [2].

Iron oxide-copper-gold deposit type encompasses a broad group of epigenetic magnetite/hematite ± Cu, Au, LREE, U deposits [5]. The known Fennoscandian examples of this deposit type are focused on Kiruna and Kolari-Pajala district. In both districts the deposits display clear structural control being spatially associated to major, crustal-scale shear zones. They also show spatial and possibly genetic correlation to numerous iron-only deposits. In Kiruna the IOCG deposits occur broadly in the region where Kiruna-type magnetite-apatite deposits occur. In the Kolari-Pajala district numerous skarn-hosted magnetite deposits are known within the same Kolari-Pajala shear zone, where the IOCG deposits are located. Mineralization style of the IOCGs varies between massive to semi-massive ironstone hosted Cu-Au to breccia hosted and disseminated iron oxide-Cu-Au. Although some deposits display spatial correlation with intrusives, no causative intrusion can be pointed out in any of the known deposits. Multi-stage hydrothermal alteration and highly saline H₂O±CO₂ mineralizing fluids are ubiquitous features to all of the known Fennoscandian IOCG deposits [12, 13]. The age data suggest that the deposits were formed in different orogenic stages in 1.90–1.77 Ga.

The gold deposits in northern Fennoscandian Shield display considerable variation in style and type. This is probably due to long and complex geological history of the region. The >400 Million years period of rifting was possibly accompanied by enrichment of gold in form of syngenetic processes. This was followed by several orogenic stages including accretionary and extensional stages in between 1.92–1.77. This period was also the most important in respect to gold as the known porphyry-Cu-Au, IOCG, and orogenic gold deposits were formed during these stages.

Although significant amounts of gold can be found from various types of deposits, the orogenic gold deposit type dominates by distribution. The orogenic gold deposits are focused into the rifted intracratonic basins and greenstone terrains, along or near to multiply reworked boundaries of tectonic blocks or other crustal-scale shear zone system. The IOCG deposits show similar strong structural control as the orogenic gold deposits. The known IOCG examples are focused on the crustal scale shear zone systems that currently outline the cratonic boundaries.

Gold exploration in the northern Fennoscandian Shield has been active the past 25 years. Numerous gold occurrences have been discovered, however, only few significant ones are known. Currently all deposits are dwarfed by the Suurikuusikko deposit with current in situ resources of 6.7 million ounces of Au. The next largest deposits are the Pahtavaara and the Saattopora with 0.5 and 0.2 million ounces resources, respectively. When compared to similar districts in the world, e.g. Yilgarn, Australia, the CLGB should host numerous gold occurrences in size between the Suurikuusikko and Saattopora deposits. This, in our opinion, indicates that the CLGB and adjacent areas in northern Fennoscandian Shield are underexplored at least in respect to gold, and that new methods and approaches should be applied.

The above mentioned deposit type characterization can be translated into an exploration model, which in turn can be used as a guide line in selecting data to be used for targeting gold in prospectivity mapping. Spatial data analysis in a Geographical Information System (GIS) provides effective tools to quantify the significance and spatial association of these various geoscientific datasets and the known mineral occurrences. If there is lack of known mineral deposits in a

new exploration area, the mineral exploration model based on expert's opinion can be expressed as a mathematical formula integrating data with fuzzy logic technique. The aim of this kind of conceptual modelling is to highlight areas with the highest exploration potential. We have used Bayesian probabilistic approach (weights of evidence), logistic regression, neural networks and fuzzy logic to highlight the most favourable areas for orogenic gold occurrences in the Northern Finland [14 and references therein].

Geophysical processing techniques provide new tools into the field of conventional exploration process. Such is the multiscale edge detection or «worming-technique» [6]. Worms are representations of the maxima of potential field horizontal gradients. They are calculated at different upward continuation levels providing an alternative view into potential field anomalies and geometry of the anomaly sources. Worms can locate faults, thrusts and alteration zones if there is enough petrophysical variation to generate a contrast in magnetic or gravity data set. Therefore they help to detect structures that are prospective for gold. Known gold occurrences have a significant spatial association with gravity worms in the CLGB area [10]. In addition, seismic reflection profiles have been acquired in the CLGB area to help constrain the wider scale geologic framework and target important large-scale structures that may act as pathways for mineralized fluids in the uppermost crust [8, 9].

References

1. Eilu P., Hallberg A., Bergman T., Feoktistov V., Korsakova M., Krasotkin S., Lampio E., Litvinenko V., Nurmi P. A., Ofsen M., Philippov N., Sandstad J.S., Stromov V., Tontti M. Fennoscandian Ore Deposit Database – explanatory remarks to the database. Electronic publication. Tutkimusraportti 168. Espoo: Geol. tutkimuskeskus, 2007. 17 p.
2. Eilu P., Pankka H. FINGOLD – a public database on gold deposits in Finland. Version 1.1 Electronic resource. Optical disc (CD-ROM). Espoo: Geol. Surv. Finland, 2009.
3. Eilu P., Sorjonen-Ward P., Nurmi P., Niiranen T. A review of gold mineralization styles in Finland // A group of papers devoted to the metallogeny of gold in the Fennoscandian Shield. *Econ. Geol.* 2003. N 98 (7). P 1329–1353.
4. Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S.G., Robert F. Orogenic gold deposits: a proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // *Ore Geol. Rev.* 1998. N 13. P 7–27.
5. Hitzmann M.W., Oreskes N., Einaudi M.T. Geological characteristics and tectonic setting of Proterozoic iron oxide (Cu-U-Au-REE) deposits // *Precambrian Res.* 1992. N 58. P 241–287.
6. Hornby P., Boschetti F., Horowitz F. Analysis of potential field data in the wavelet domain // *Geophys. J. Int.* 1999. N 137. P 175–196.
7. Koistinen T., Stephens M.B., Bogatchev V., Nordgulen O., Wennerström M., Korhonen J. (eds.) Geological Map of the Fennoscandian Shield, Scale 1:2 000 000. Geol. Surv. Finland, Norway, Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia. Geol. Surv. Finland, Espoo, 2001.
8. Kukkonen I., Heikkinen P.J. Project HIRE: high resolution seismic reflection surveys in ore exploration of crystalline rock areas // XXIV Geofysiikan päivät Helsingissä, 13-14.5.2009. Helsinki: Geofysiikan seura, 2009. 37 p.
9. Kukkonen I., Lahtinen R. (eds.) Finnish Reflection Experiment FIRE 2001-2005. Geol. Surv. Finland. Spec. Paper 43. Espoo: Geol. Surv. Finland, 2006. 247 p., 15 app., CD-ROM.
10. Lahti I., Nykänen V., Niiranen T. Gravity worms in the prospecting of epigenetic gold deposits: example from the northern Fennoscandian Shield. Electronic resource // EGU General Assembly. Vienna, Austria, 2–7 May 2010. *Geophys. Res. Abstr.* 2010. 121 p.
11. Lahtinen R., Korja A., Nironen M. Paleoproterozoic tectonic evolution // *Precambrian geology of Finland: key to the evolution of the Fennoscandian Shield. Developments in Precambrian geology 14.* Amsterdam: Elsevier, 2005. P 481-531.
12. Martinsson O., Allan Å., Niiranen T., Wanhainen C., Eilu P., Ojala J., Nykänen V., Weihed P. 2008. Iron oxide-Cu-Au deposits in the northern part of the Fennoscandian Shield. Electronic resource // 33rd IGC. 6–14 Aug. 2008, Oslo, Norway: Abstract CD-ROM. 1 p.
13. Niiranen T., Poutiainen M., Mänttari I. Geology, geochemistry, fluid inclusion characteristics, and U-Pb age studies on iron oxide-Cu-Au deposits in the Kolari region, northern Finland // *Ore Geology Reviews.* 2007. N 30. P 75–105.
14. Nykänen V. Spatial data analysis as a tool for mineral prospectivity mapping. Espoo: Geol. Surv. Finland. 2008. N 27. 92 p.

FENNOSCANDIAN GOLD: PAST, PRESENT AND FUTURE

Sundblad K.L., University of Turku, Finland

Gold production in northern Europe in a historic and global perspective

Gold has been considered to be the most noble of all metals through the entire human history. For a long time, all monetary bills and coins were based on the value of gold, and the market price of gold increased from century to century. Until recently most of the global gold production came from relatively big or rich gold ores such as Witwatersrand and as a byproduct from VMS- and porphyry deposits.

The Fennoscandian Shield has for centuries been known for a number of prosperous ore deposits, mainly for producing Cu, Fe, Ni, Cr, Zn, Ag but not so much for its gold potential, even though gold was discovered and mined on a small scale in Ädelfors (southern Sweden) from 1741 to 1916, at Eidsvold (southern Norway) from 1758–1907 and at Haveri (southern Finland) from 1942 to 1960. The discoveries of the much bigger deposits at Boliden and Aitik in northern Sweden in the 20th century soon led to large scale gold production despite gold being a by-product in the copper mining. The main opinion among ore geologists in the 1970's was thus that the Fennoscandian Shield was not particularly prospective as regards gold. This negative attitude towards finding gold in the Proterozoic parts of the Fennoscandian Shield was enforced by global statistics which indicated that most of all important gold deposits in the world are either related to Archaean greenstone belts or Tertiary epithermal systems.

The first gold rush: 1984–1999

During the 1970's, the price of gold increased rapidly from c. 40 US \$/oz in 1968 to c. 640 US \$/oz in January 1980 (Fig. 1). The market price soon dropped to the more realistic levels of 350–450 US \$/oz, and stayed there for almost a decade, which was still considerably higher than it had been ten years previously.

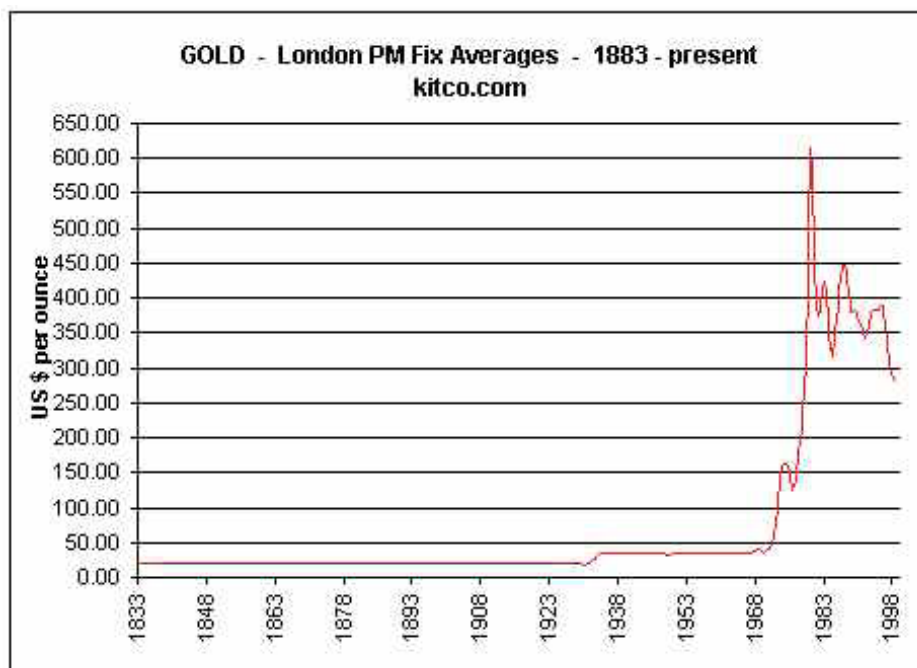


Figure 1. Price of gold 1833–1998 (www.kitco.com).

The new market levels of 350–450 US \$/oz in the 1980's immediately changed the economic conditions for many already-known low-grade (5–10 ppm Au) exploration targets. Enåsen, already discovered in the 1930's in central Sweden, is the best example of such a low-grade deposit. It was uneconomic for mining prior to the 1980 price levels but the mining operations that started in 1984 were, indeed, prosperous. The abandoned Au-rich copper mines at Saattopora (northern Finland) and Bidjovagge (northern Norway) reopened in the late 1980's, now mainly for gold production. The high market prices encouraged systematic exploration which led to discoveries of gold at new places: Björkdal and the adjacent Åkerberg deposits (northern Sweden) were discovered in the 1980's and mining started in 1988 and 1989 respectively. Other successful exploration programmes led to discoveries of gold at Pahtavaara in northern Finland and Pampalo in the Ilomantsi area of eastern Finland. The falling prices during the 1990's led, however, to tougher conditions for these mines

and the production stopped in mine after mine; Enåsen and Bidjovagge (1991), Saattopora (1995), Björkdal (1999) and Åkerberg (2001). Most people were now convinced that the gold boom was finally over.

Even though the future for the gold mines appeared gloomy in 1999, with a bottom level for the gold price at 256 US \$/oz in July 1999, many companies never gave up hope. The conscious efforts to maintain gold exploration at Suurikuusikko, where gold had first been discovered by Ilkka Härkkönen in 1986, is one of the best examples from these years.

The gold ores in Fennoscandia and the Ukraine were also discussed in a scientific setting, for the first time ever, at the Gold '99 meeting in Trondheim (Fig. 2). This is a classical example of the importance of investing into knowledge on ore geology and prospecting even when the market prices are low. During the Trondheim meeting it was concluded that economic to sub-economic gold deposits exist all over the Fennoscandian Shield in a number of geological settings, rock types and ore types (Fig. 3; Sundblad, 2003). The most potential targets are, however, located in, or in the vicinity of, shear structures in Palaeoproterozoic (and Archaean) greenstone belts.

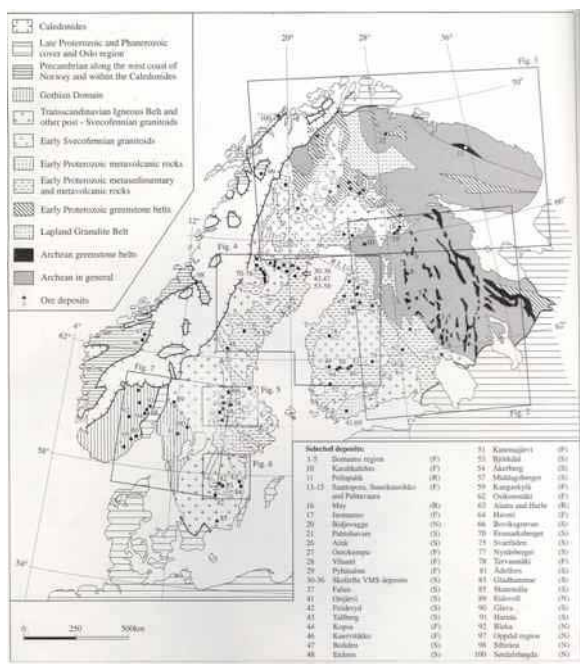


Fig. 2. The Gold '99 Symposium in Trondheim was attended by more than 100 scientists and explorers. Fig. 3. One hundred representative gold deposits in the Fennoscandian Shield (Sundblad, 2003).

It was also concluded (Sundblad, 2003) that almost all economic gold deposits in the Fennoscandian Shield had been found in Sweden and Finland and that the number of gold discoveries in Russia and Norway were clearly under-represented considering their respective areal distribution of Precambrian crust. It was expected that a large number of new discoveries would be made in the Norwegian and Russian parts of the Fennoscandian Shield if adequate exploration and research activities were carried out at the same level as had been done in Sweden and Finland in the late 20th century.

The second gold rush: 2005-

In April 2002, the price of gold had again risen to >300 US \$/oz, which since then has been followed by higher prices each year (Fig. 4). In April 2005, when the price of gold was 423 US \$/oz, a decision was taken to initiate mining of the Suurikuusikko deposit (Fig. 5), which will become the largest gold mine in Fennoscandian history.

This turned out to be a very wise decision; the price of gold has tripled from April 2005 to September 2010 (1270 US \$/oz). Many other mines have also been opened or reopened (e.g. Orivesi in 2007) as a result of the rising gold prices.

Can we expect to find economically viable gold deposits in Russia?

The past discoveries of gold deposits in the Fennoscandian Shield indicate that there is a large potential for further discoveries in all parts of the Fennoscandian Shield. Russia is particularly interesting in this respect because 25 % of the Fennoscandian Shield is located in Russia and the most important key lithologies for gold deposits, i.e. Palaeoproterozoic and Archaean greenstone belts, are abundant in the Russian part of the Fennoscandian Shield. Although several greenstone-hosted gold targets are already known, e.g. Jalonvaara and Kostamuksha (Karelia) and Pellapakh (Kola Peninsula), this large area can still be considered as highly under-explored with respect to gold. The potential to find

economically viable gold deposits in the Palaeoproterozoic and Archaean greenstone belts on Russian territory should thus not be underestimated.



Figure 4. Price of gold 1975–2010 (www.kitco.com).



Fig. 5. Preparations for the open pit in Suurikuusikko, May 2007.

Reference

1. Sundblad, K., 2003. Metallogeny of gold in the Precambrian of northern Europe.
2. Economic Geology 98:7, 1271–1289.

**НАУЧНАЯ КОНФЕРЕНЦИЯ
26–29 СЕНТЯБРЯ 2010**

**SCIENTIFIC CONFERENCE
SEPTEMBER 26–29, 2010**











Содержание

От редактора	3
Editor's Note	3
Войтеховский Ю.Л., Лютоев В.П., Чернявский А.В. Золоторудный кварц из проявлений Панареченской структуры	4
Войтеховский Ю.Л., Чернявский А.В., Басалаев А.А., Савченко Е.Э. Золото рудопроявления Кайралы: первые результаты	8
Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э. Y-REE минералы и минералы группы циркона из рудных зон Панареченской вулcano-тектонической структуры	11
Волошин А.В., Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Савченко Е.Э. Минералы системы Bi-Te-S Панареченского эпитеpмального Au-Ag месторождения	14
Голубев А.И., Иващенко В.И., Трофимов Н.Н. Рудноформационные типы и перспективы золотосодержащего оруденения Карельского региона	19
Golubev A.I., Ivashchenko V.I., Trofimov N.N. Ore formation types and prospects of au-bearing mineralization in the Karelia-Kola region	26
Горячев Н.А. Орогенные месторождения золота в пространстве и времени	31
Goryachev N.A. Orogenic Au deposits in space and time	34
Иващенко В.И. Проблемы и перспективы золотоносности Фенноскандинавского щита	36
Ivashchenko V.I. Problems and prospects of au content in the Fennoscandian shield	46
Калинин А.А., Кудряшов Н.М., Галкин Н.Н. Рудопроявления золота, меди и молибдена в зеленокаменном поясе Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров): геологические особенности и возраст.	51
Kalinin A.A., Kudryashov N.M., Galkin N.N. Au-Cu-Mo ore prospects in the Kola Peninsula greenstone belt: geological features and age	60
Коротеев В.А., Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Поленов Ю.А. Золотоносность вещественных комплексов шовных зон (на примере Урала)	65
Кулешевич Л.В. Золотое оруденение Карелии.	76
Kuleshevich L.V. Au mineralization of Karelia	81
Кулешевич Л.В., Ларькина Н.Ю. Золотоносность колчеданных и колчеданно-полиметаллических руд Каменноозерской структуры, Восточная Карелия	84
Кулешевич Л.В. Золотое оруденение Костомукшской зеленокаменной структуры	88
Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Первое золото России: история открытия и минералогия Воицкого рудника	93
Майорова Т.П., Кузнецов С.К., Гарбаев М.Б. Месторождения золота севера Урала: геология, минералогия, металлогения	97
Ожогина Е.Г., Рогожин А.А. Современные технологии изучения состава и строения золотосодержащей минерализации	107
Ожогин Д.О., Орлова Н.И., Власов Н.Г. Тонкодисперсное золото в золото-сульфидных и золото-сульфидно-кварцевых рудах.	112
Онуфриёнок В.В., Сазонов А.М. Анализ точечных дефектов в золотосодержащей горной породе на примере пирротинов рудника «Благодатный»	117
Предовский А.А., Войтеховский Ю.Л., Борисов А.Е., Басалаев А.А., Скуфьин П.К. Особенности геологии и прогноз эндогенного золотого оруденения Кольского региона	122
Predovsky A.A., Voytekhovsky Yu.L., Borisov A.E., Basalaev A.A., Skufjin P.K. Geological features and forecast of endogenous au mineralization On the Kola Peninsula	125
Самсонов А.В., Ларионова Ю.О., Носова А.А., Ручьёв А.М. Архейский и палеопротерозойский этапы золотого рудогенеза в истории Карельского блока: генетические типы, тектонические обстановки и потенциальная продуктивность	126
Samsonov A.V., Larionova Yu.O., Nosova A.A., Ruchiyov A.M. Archaean and palaeoproterozoic stages of au occurrences in the history of the Karelian block: genetic types, tectonic settings and potential productivity	127

Сафонов Ю.Г. Проблемы металлогении докембрийского щита	129
Safonov Yu.G. Issues of the precambrian au metallogeny	132
Соколов С.В., Шевченко С.С., Беляев Г.М., Макарова Ю.В., Ладыгина М.Ю., Юрченко Ю.Ю., Марченко А.Г., Арестов Ю.А., Савичева О.А. Оценка перспектив Карело-Кольского региона на эндогенное благороднометальное оруденение по геохимическим данным	133
Сорока Е.И., Галеев А.А., Леонова Л.В., Рябинин В.Ф., Галахова О.Л. Карбонаты некоторых золотопроявлений Приполярного Урала	136
Спиридонов Э.М. Обзор минералогии золота в ведущих типах Au минерализации	143
Трофимов Н.Н. Золото в связи с титаномагнетитовой рудной формацией Онежской впадины и её обрамления	172
Trofimov N.N. Au associated with Ti-magnetite ore formation of the Onega depression and surrounding area	186
Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В., Савченко Е.Э. Рудные минералы Панареченского эпитеермального малосульфидного Au-Ag месторождения	198
Чернявский А.В., Войтеховский Ю.Л., Волошин А.В., Савченко Е.Э. Au-Ag-Te минералы в малосульфидных эпитеермальных месторождениях Кольского п-ва и С. Карелии	203
Шпаченко А.К., Войтеховский Ю.Л., Басалаев А.А., Савченко Е.Э. Минералогия Au-Bi-Sb ассоциации из кварцевой жилы р. Подманюк, Большие Кейвы, Кольский полуостров	210
Nykänen V., Niiranen T., Lahti I., Karinen T., Eilu P. Gold in northern Fennoscandian Shield	215
Sundblad K.L. Fennoscandian gold: past, present and future	218

***Золото Кольского полуострова и сопредельных регионов
Труды Всероссийской (с международным участием) научной конференции,
посвящённой 80-летию Кольского научного центра РАН***

Апатиты, 26-29 сентября 2010 г.

*Рекомендовано к печати Советом Кольского отделения РМО
и Учёным советом Геологического института КНЦ РАН*

Научное некоммерческое издание

Отпечатано в ООО К & М

*184209 г. Апатиты Мурманской обл., ул. Ферсмана, д. 17а
тел. / факс (881555) 77329*

Тираж 100 экз.