

УДК 553.41(470.22)

О ДОКЕМБРИЙСКОМ ЭПИТЕРМАЛЬНОМ ОРУДЕНЕНИИ

© 2002 г. Член-корреспондент РАН А. А. Сидоров, А. В. Волков, И. А. Новиков

Поступило 30.01.2002 г.

Как известно, Г. Шнейдерхен [1] связывал эпитеpmальное оруденение с субсеквентным (по Г. Штилле) магматизмом. Ю.А. Билибин [2] считал, что это оруденение связано с магматизмом различных типов: говоря современным языком, как с доаккреционным, так и постаккреционным вулканизмом. В первой половине прошлого века подавляющее большинство исследователей полагали, что эпитеpmальные месторождения характерны для неогеновой (миоцен-плиоценовой) эпохи. Допускалось, что единичные месторождения могли образоваться в мелу, крайне проблематичным считалась возможность их развития в палеозое [3].

В 1950–1970 годы обнаружены десятки поздне-мезозойских (в пределах Восточно-Азиатских вулканогенных поясов) и палеозойских (в пределах Омолонского кратона и вулканоплутонических поясов Казахстана и Узбекистана) эпитеpmальных золото-серебряных месторождений. К эпитеpmальным были отнесены также некоторые золотые месторождения докембрийского сланцевого пояса Северной Каролины в США, месторождения Родезии в архейских породах, а также рудопроявления Прибайкальского вулканического пояса [4].

Древние эпитеpmальные месторождения отличаются от позднефанерозойских более комплексным составом руд и более значительным многоярусным оруденением на глубину. В связи с этим А.А. Сидоровым [5] были предложены для эпитеpmальных золото-серебряных месторождений схема их зарождения в докембрии и эволюция во времени до кайнозоя включительно. Как показали сравнительные исследования этих разновозрастных месторождений, их сохранность тесно связана с глубиной эрозии рудных районов. Во времени это проявилось особенно отчетливо: кайнозойские эпитеpmальные месторождения Тихоокеанского рудного пояса имеют почти непрерывное глобальное развитие, меловые отчетливо связаны с позднемезозойскими вулканоген-

ными зонами палеозойские и докембрийские более редки и имеют локальное развитие. С увеличением месторождений во времени прежде всего возрастало количество мелких рудных объектов, которые легко уничтожаются процессами эрозии даже при незначительных тектонических поднятиях. Иными словами, преимущественные шансы сохранения докембрийского эпитеpmального оруденения даже в кратонных условиях имеют в основном крупные рудные районы. В частности, эпитеpmальные рудопроявления в зеленокаменном поясе Колмозеро–Воронья (Кольский полуостров) следует считать важным критерием значительных рудных залежей (рис. 1).

В рудах месторождений зеленокаменного пояса Колмозеро–Воронья выделяется золото разной пробыности (от 300 до 990), что соответствует их комплексному золото-серебряному составу и является типичным для золоторудных полихронных месторождений (рис. 2) ряда зеленокаменных архейских поясов (пояс Мутаре [6], Зимбабве, пояса Лимпопо, Мурчисон, Барбертон, ЮАР [7]). По данным А.Д. Щеглова [7], эти зеленокаменные пояса обнаруживают отчетливые признаки многократной тектоно-магматической активизации. Одно из проявлений зеленокаменного пояса Колмозеро–Воронья – Оленинское расположено на восточном фланге Пеллапахского медно-молибден-порфирикового месторождения. Геологическая позиция месторождения определяется тектоническим блоком, ограниченным субширотными и северо-восточными разломами (рис. 3). Рудовмещающими породами являются амфиболиты, перекрывающиеся плагиосланцами и гнейсами. Вмещающие породы претерпели интенсивные метасоматические изменения. Внутренняя часть флюидноизмененных зон представляет собой метасоматиты фации кислотного выщелачивания, сформировавшиеся на фоне привноса K^+ и в меньшей степени кремнезема и борсодержащих соединений. По данным А.П. Белолипецкого и др. [8], метасоматиты фации кислотного выщелачивания являются самостоятельными образованиями на месторождении, оторванными по времени от более древних метасоматитов “основного” типа, а внедрение жил редкометалльных пегматитов произошло между формированием этих двух типов метасоматитов.

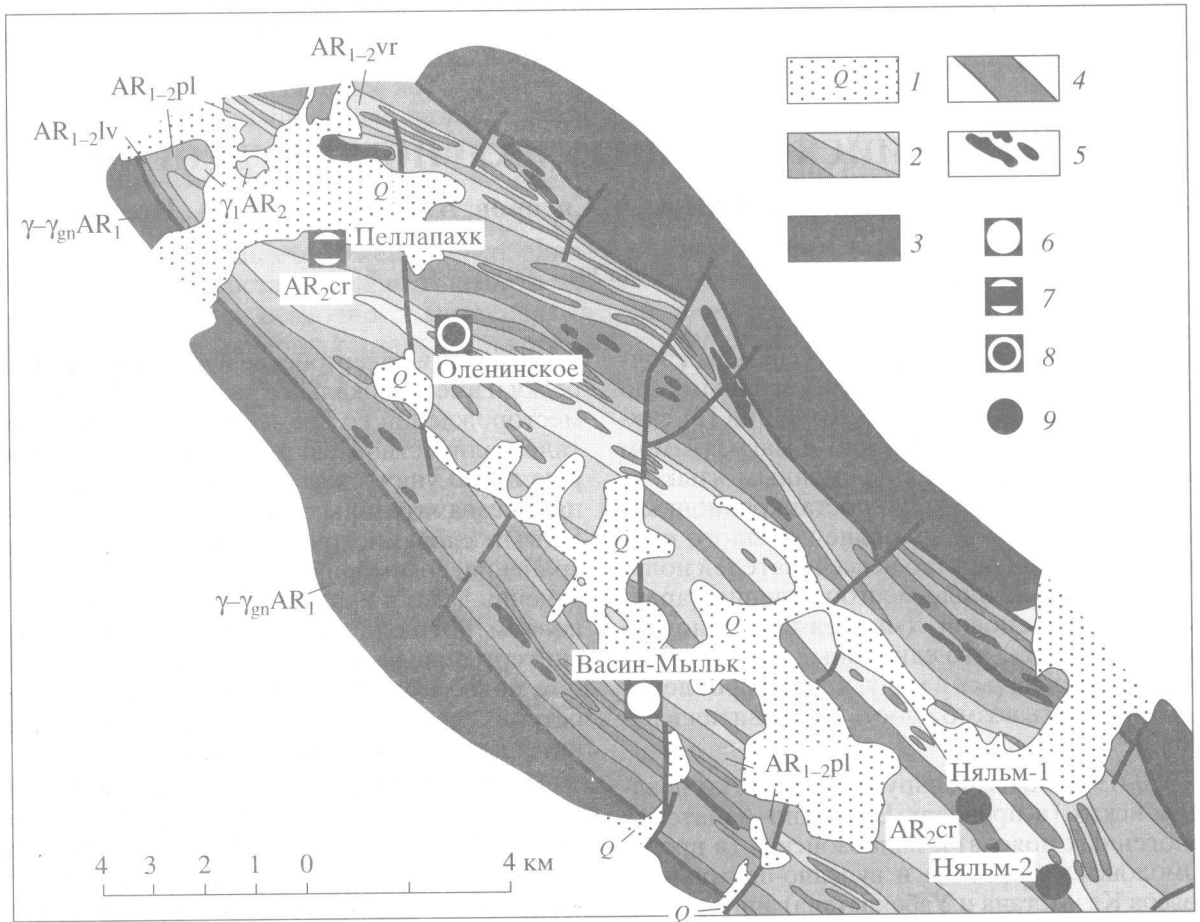


Рис. 1. Геологическая карта северо-западного фланга архейского зеленокаменного пояса Колмозеро–Воронья (Кольский полуостров). 1 – четвертичная система, рыхлые терригенные отложения; 2 – кристаллические сланцы, амфиболиты, гранат-биотитовые гнейсы (AR_{1-2}); раннеархейские граниты, гранито-гнейсы обрамления зеленокаменного пояса; 4 – метагабброиды и плагиоклазовые амфиболиты по ним (AR_{1-2}); 5 – метаперидотиты и тремолит-актинолитовые сланцы по ним (AR_{1-2}); 6–9 – типы месторождений: 6 – редкометалльных пегматитов, 7 – медно-молибденпорфировый, 8 – комплексный: золото-сульфидный и золото-серебряный эпитермальный, 9 – золото-кварцевый.

В лаборатории ИГЕМ РАН проведено изучение K-Ag-возраста мусковита из дорудных метасоматитов Пеллапахкского месторождения и пегматитов Оленинского месторождения. Возраст этих образований составил около 1.9 млрд. лет – нижнепротерозойский и значительно моложе возраста пород Колмозеро-Воронинского пояса [9]. Полученные данные позволяют говорить о формировании порфирового медно-молибденового и связанного с ним золото-сульфидного и золото-серебряного оруденения в связи с раннепротерозойской тектоно-магматической активизацией. Сонахождение в одних геологических структурах медно-порфировых месторождений с золото-серебряными является типоморфной особенностью различных рудных провинций (Чили, Аргентина, США, Австралия, Папуа-Новая Гвинея, Северо-Восток России).

В рудных телах Оленинского месторождения, приуроченных к рассланцованным, кливажиро-

ванным и раздробленным породам в центральной части ореола метасоматических пород, отмечается интенсивная вкрапленность тонкого игольчатого арсенопирита, пирротина, халькопирита, на которую накладываются последовательно жилы и прожилки с золото-кварц-шеелит-арсенопиритовой и электрум-сульфосольной минеральными ассоциациями. Количество вкрапленных сульфидов в рудных телах местами достигает 25–30% (рис. 4), а содержание золота в игольчатом арсенопирите и тонкозернистом пирите – соответственно 340 и 170 г/т (среднее по 15 микрозондовским определениям).

Высокие содержания золота и серебра характерны для рудных столбов месторождения и обусловлены электрум-сульфосольной минеральной ассоциацией, типичной для эпитермальных месторождений вулканогенной золото-серебряной формации.

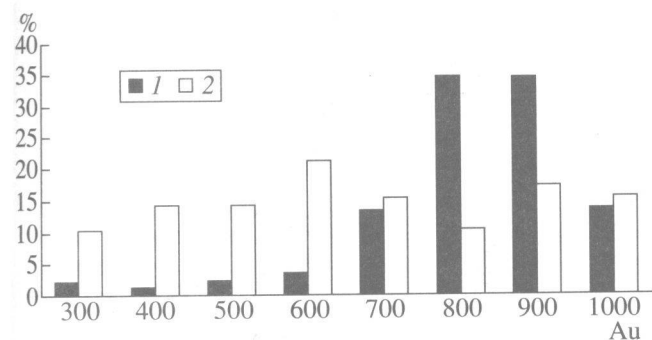


Рис. 2. Сравнительная характеристика пробности золота месторождений зеленокаменных поясов. 1 – зеленокаменный пояс Мутаре (Зимбабве, 107 определений); 2 – зеленокаменный пояс Колмозеро-Воронья (Кольский полуостров, Россия, 136 определений). При составлении диаграммы использованы данные [6, 8].

минеральной ассоциации. Многочисленные мелкие выделения PbS встречаются как в пределах телескопированных прожилков, так и во вмещающих породах. Размер выделений до 0.3–0.4 мм. Аргентит образует каймы замещения по галениту и, кроме того, возникает как один из продуктов при распаде сложных сульфосолей. Выделения крайне мелки. По данным микросондового изучения, сульфосоли представляют собой сложные гетерогенные образования – состава пирсеит–полибазит $(Ag,Cu)_{16}As_2S_{11}-(Ag,Cu)_{16}Sb_2S_{11}$ и, возможно, являются продуктом распада твердого раствора. Размер выделений до 0.1 мм, размер гомогенных фаз в их пределах – первые микроны. Среди последних выявлен сульфосольный минерал, содержащий золото, с усредненным составом $(Ag,Au)_{15.5}(As,Sb)_{2.1}S_{11}$, где $Au/Ag \approx 1/20$. Медь не обнаружена. Периферические части некоторых зерен сульфосолей замещены сложной микроминеральной смесью (Ag, As, Sb, Pb, Au).

В составе электрум-сульфосольной минеральной ассоциации наряду с минералами Fe, As и S, появляются минералы Pb, Sb, Ag. Обычно последние кристификационно обрастают прожилки более ранней золото-шеелит-арсенопиритовой

Типоморфным минералом эпитеpмальных руд Оленинского месторождения является кюстелит. Максимальный размер его выделений до 105 мкм.

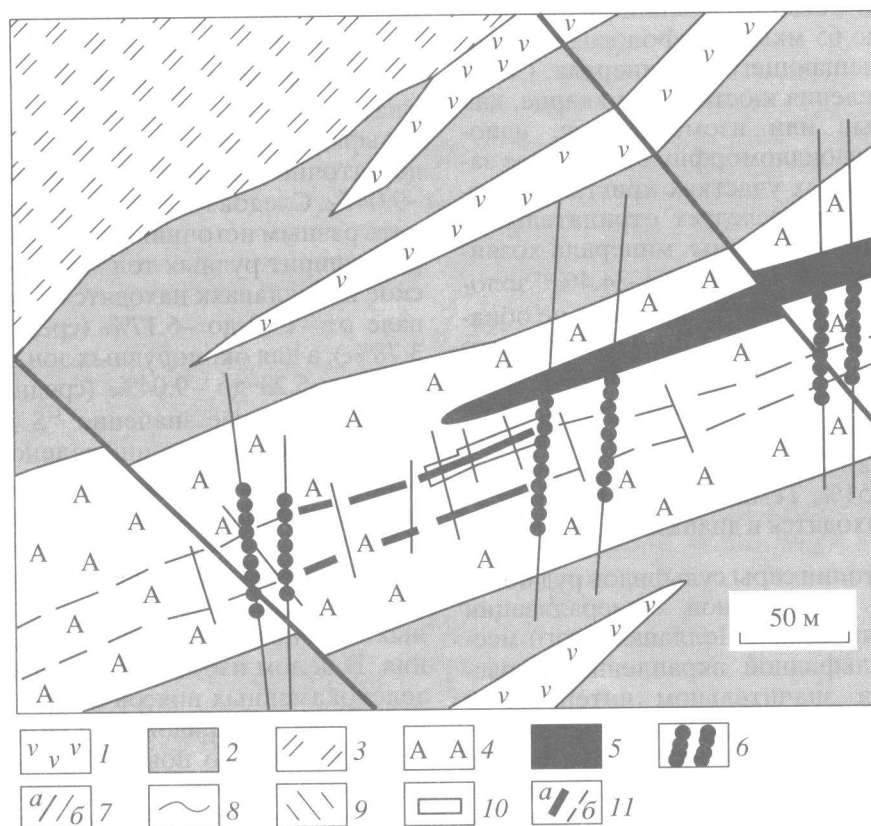


Рис. 3. Геолого-структурная схематическая карта Оленинского месторождения. 1–5 – метаморфические породы позднего архея: 1 – плагиосланцы; 2 – глиноземистые амфиболиты, 3 – кристаллические сланцы по порфирирам, 4 – амфиболиты по метагаббро-диабазам, 5 – метAPERидотиты, 6 – кварц-турмалин-полевошпатовые жилы; 7 – разломы: установленные (a), предполагаемые (б); 8 – геологические границы; 9 – канавы; 10 – карьер; 11 – рудные тела: прослеженные (a), предполагаемые (б).



Рис. 4. Взаимоотношение золото-шеелит-арсенопиритового парагенезиса с поздней серебро-галенитовой минерализацией. Аншлиф (ув. 6х). В центральной части аншлифа хорошо виден кварцевый прожилок с вкрапленностью арсенопирита в экзоконтактах. Светлым тоном выделен более поздний прожилок кварца сингенетичного серебро-галенитовой стадии, который телескопирован на первый.

Наибольшее количество выделений находится в интервале от 20 до 65 мкм. Морфология выделений зависит от вмещающего их минерала. Самостоятельные выделения кюстелита в кварце, как правило, овальные или изометричные, идиоморфные (или псевдоидиоморфные). В случае зарождения в дефектных участках кристаллов арсенопирита кюстелит наследует отрицательные кристаллографические формы минерала-хозяина. Состав кюстелита отвечает 24.3–34.4%^{wt} золота (среднее 29.6%^{wt} Au), других примесей не обнаружено. Данные криометрии показывают, что образование минералов этой стадии происходило из существенно хлоридно-натриевого водного раствора с возможной примесью ионов двухвалентных металлов (Ca^{2+} , Mg^{2+}) и концентрацией порядка 13.40–13.51%. Температуры гомогенизации невысоки и находятся в диапазоне 140–170°C.

Данные по изотопии серы сульфидов руд показывают близость сульфидной минерализации Оленинского проявления и Пеллапахкского месторождения к сульфидной вкрапленности пространенной на значительном интервале и больших глубинах Кольской сверхглубокой скважины [10], что, возможно, указывает на общие источники и процесс рудообразования. Для получения данных о составе изотопов серы были проанализированы основные сульфидные минералы из рудных тел и окolorудных ореолов месторождений Оленинское и Пеллапахк: арсенопирит, пирротин, пирит. Наиболее ранним минералом руд месторождений является пирротин. Для него

получены близкие значения $\delta^{34}\text{S}$ (среднее по 5 пробам +1.1‰), которые резко отличают его от других более поздних сульфидов месторождений. Значения $\delta^{34}\text{S}$, полученные для более поздних сульфидов, арсенопирита и пирита, находятся в достаточно широком диапазоне от –1.19 до –9.04‰. Следовательно, эти значения могут отвечать разным источникам серы. Причем арсенопирит и пирит рудных тел месторождений Оленинское и Пеллапахк находятся в более узком интервале от –1.19 до –6.17‰ (среднее по 5 пробам –3.78‰), а для окolorудных зон характерен интервал от –5.23 до –9.04‰ (среднее по 4 пробам –7.32‰). Среднее значение ^{34}S для сульфидов из золотых месторождений зеленокаменных поясов составляет +3.79‰ [11]. Значения ^{34}S сульфидов магматических медно-никелевых месторождений Балтийского щита находятся в интервале от +2.4 до +3.4‰ [12]. Этот достаточно узкий интервал может свидетельствовать о сходных региональных источниках серы в процессах рудообразования. В целом изотопные значения серы финских зеленокаменных поясов весьма сходны со значениями для сульфидов из золото-кварцевых жил зеленокаменного пояса Барбентон, Южная Африка (от +1 до +4‰), протерозойского зеленокаменного пояса Флин-Флон, Саскачеван, Канада (от +2.8 до +5.5‰) и золотых архейских месторождений Австралии (от +1 до +4‰) [11]. Таким образом, по изотопии серы месторождения Пеллапахк и Оленинское заметно отличаются от других месторождений золота балтийского щита.

В Тихоокеанской Провинции Бассейнов и Хребтов (штат Юта и Невада, США) А.Б. Уэллс [13] предлагал разбуривать даже мелкие жильные месторождения эпитермального типа на предмет выявления крупных медно-молибден-порфировых месторождений типа Бингем. "Корнями" подобных эпитермальных жил могут быть также золото-сульфидные залежи вкрапленных руд типа Карлин, Невада, и Майского на Чукотке [14].

Таким образом, эпитермальные проявления Кольского полуострова следует рассматривать в качестве важных критериев крупных рудных залежей в архейских толщах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 00-05-65225).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Шнейдерхен Г. Рудные месторождения. М.: ИЛ, 1958. 509 с.
2. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. М.: Госгеолгиздат, 1955. 88 с.
3. Линдгрэн В. Минеральные месторождения. М.: ОНТИ, 1934. 220 с.
4. Бухаров А.А. Металлогения докембрия. Л., 1975. С. 162-164.
5. Сидоров А.А. Золото-серебряная формация восточноазиатских вулканогенных поясов. Магадан, 1988. 368 с.
6. Phaup A.E. // Southern Rhodesia Geol. Surv. Bull. 1957. № 32. P. 167.
7. Щеглов А.Д. О металлогении Южно-Африканской Республики, генезис золоторудных месторождений Витватерсранда и проблемы открытия их аналогов в России. СПб., 1994. С. 40.
8. Белолитецкий А.П., Калинин А.А., Петров С.И. Минералогия и геохимия метасоматитов зон глубинных разломов. Апатиты, 1987. С. 112.
9. Кудряшов Н.М., Гавриленко Б.В., Апанасевич Е.А. В кн.: Геология и полезные ископаемые северо-запада и центра России. Апатиты, 1999. С. 66-70.
10. Кольская сверхглубокая / Под ред. Е.А. Козловского. М.: Недра, 1984. 490 с.
11. Manttari I. // Bull. Geol. Surv. Finl. 1995. № 381. P. 88.
12. Nickel-copper Deposits of the Baltic Shield and Scandinavian Caledonides // Bull. Geol. Surv. Finl. 1985. № 333. 394 p.
13. Wallace A.B. Programs and Abstracts. V Symp. IAGOD. Snowbird, 1978. P. 198.
14. Сидоров А.А., Волков А.В. // ДАН. 1998. Т. 359. № 2. С. 226-229.