

5. Кулешевич Л.В. Золотоносность Южно-Выгозерского зеленокаменного пояса (Восточная Карелия) // Отечественная геология. 2005. №2. С. 38-46.
6. Кулешевич Л.В., Васюкова О.В., Фурман В.Н. Минералогия и условия формирования золоторудных проявлений Костомукшской структуры по данным газовой-жидких включений // Записки РМО. 2005. № 5. С. 19-31.
7. Кулешевич Л.В. Золотое оруденение Карелии (эндогенные режимы формирования, генетические и рудноформационные типы) // ДАН. Т. 412. № 2. 2007. С. 244-249.
8. Кулешевич Л.В. Геодинамические режимы развития территории Карелии и соответствующие им обстановки формирования золотого оруденения // Материалы Всер. конф. «Геодинамика, магматизм, седиментогенез и минерализация северо-запада России» П. 2007. С. 207-210.
9. Кулешевич Л.В., Горьковец В.Я. Минералогия Южно-Костомукшского золоторудного проявления в докембрии Карелии // Записки РМО. 2007. № 6. С. 49-64.
10. Kuleshevich LV, Tytyk VM, Feduk ZN. Gold Potential of Massive Sulfide Ores in the Kamennoozero // Geology of Ore Deposits. 2007. V. 49. № 7. P. 111-117.
11. Кулешевич Л.В. Педролампи – золото-сульфидное месторождение в докембрии Карелии. Докл.АН.2008. Т. 422. № 6.
12. Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геология руд. мест., 2009. Т. 51, № 1. С. 58-76.

Золотое оруденение в докембрийских щитах Земли (рудный потенциал и методические аспекты изучения золота в докембрии)

Кулешевич Л.В.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: kuleshev@krc.karelia.ru

Докембрийские месторождения. С раннедокембрийским периодом развития земной коры (3,2–1,6 млрд л.) связаны наиболее интенсивные процессы образования золоторудных месторождений в мезо- и неогарее и позднем палеопротерозое (особенно в интервале времени 2,7–2,6 и 1,9–1,8 млрд л.). В это время были сформированы многочисленные месторождения Канады, Австралии, ЮАР, Зимбабве, Ганы, Бразилии, Индии и небольшие на территории Финляндии, Швеции, Норвегии и Карелии. Суммарные запасы в архейских месторождениях Канады оцениваются в 11–12 тыс. т золота (Card et al., 1989; Herrington et. al., 1997). Только в провинции Супериор зеленокаменного пояса (ЗП) Абитибиде, размещается 120 месторождений с запасами более 3 т, из них 33 месторождения содержат более 30 т золота и относятся к крупным рудным объектам. Эти месторождения дают 80 % продукции Канады. Суммарные запасы рудного поля Поркьюпайн – 1,8 тыс. т, Керкленд-Лейк – 760 т, Холлинджер-Макинтайр – 920 т, Норанда – 400 т, Ред-Лейк – 500 т, Хемло – 600 т. В СЗ части Канадского щита в провинции Слэйв рудное поле Йеллоунайф объединяет такие крупные месторождения как Джант Йеллоунайф и Дискавери (суммарные запасы – более 287 т), в Северной Америке находится месторождение Хоумстейк (1250 т).

Запасы архейского золота на Западно-Австралийском щите близки к 4,9 тыс. т. В ЗП кратона Йилгарн известно 160 месторождений, содержащих более 1 т золота, 19 из них – крупнейшие рудные объекты (>100 т). Они дают 80 % продукции от всех запасов Австралии (Cassidy, Nagemann, 2001), причем рудный потенциал сосредоточен преимущественно в восточной части кратона: запасы рудного поля Калгурли – 1,5 тыс. т; месторождения Норсмен – 150 т. В западной части кратона находится месторождение Баддингтон с запасами 600–800 т. Архейские золоторудные месторождения открыты также и на кратоне Пилбара. Позднепротерозойское золото-уран-полиметаллическое месторождение Олимпик Дэм – гигант мирового класса (1000 т).

В Зимбабве на Африканском континенте выявлено 3500 месторождений и проявлений золота: из них – 49 крупные, такие как Престиа (220 т), Кем-Мотор (150 т, Au 10-14 г/т), Глоб-Феникс (125 т). В ЗП Гванда к полосчатой железистой формации приурочены месторождения среднего масштаба – Вубачикве, Бар-20, Бланкет, Лима с суммарными запасами 36 т. На Танзанийском кратоне

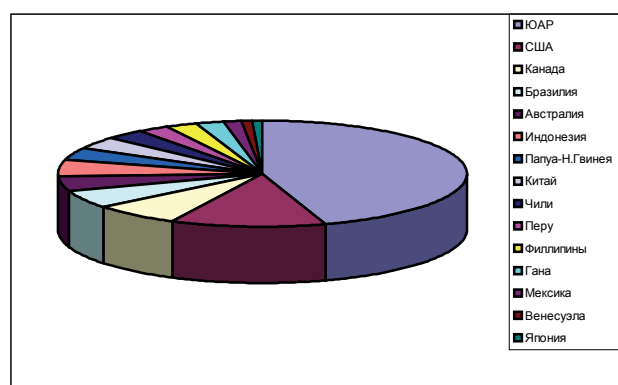
расположены месторождения среднего масштаба Уганды, Танзании и Кении. На рудниках Гейты и Лупы было добыто до 27,4 и 25 т золота (Kuenhn et al., 1990; Gabert, 1990). Запасы протерозойского жильного месторождения Ашанти в Гане составляют около 700 т (рудного поля), по жиле Обуаси – 460 т, Бибиани -50 т, Престиа - 44 т, Васса - 32,2 т, месторождения Тарква в кварцевых конгломератах - 250 т (Михайлов, 2002). В Южной Африке в ЗП Барбертон расположены месторождения Новый Консорт (55 т), Шеба (65 т) и др. В ЗП Мурчисон в мафит-ультрамафитовых толщах находится месторождение золото-сурьмяных руд Монарх с запасами золота 60 т. Уникальное по запасам и генезису рудное поле Витватерсранд, дающее 50 % добычи всего золота в мире, а также U и МПГ, представлено золотоносными рифами в кварцевых конгломератах.

На Дарвардском кратоне в Индии находятся месторождения Колар (790 т) и Хатти (30 т). Глубина разработки рифа жильобразных тел Чемпион (Колар) достигла 3,3 км, длина до 7 км, при содержаниях золота 4-20 г/т и мощности горизонта от 40 м вблизи поверхности до 0,3–0,4 м на глубине (Naganna, 1987; Сафонов и др., 1988).

В Южной Америке в Бразилии на месторождении Морру-Велью добыто 313 т золота (1984 г.), запасы составляют еще 130 т с содержаниями 9,17 г/т.

На Российской территории Фенноскандинавского щита в Карелии известны лишь небольшие месторождения и проявления позднеархейского и ранне-протерозойского возраста. Прогнозные ресурсы золота месторождений Рыбозеро и рудного поля Заломаевского достигают 15+15 т, Педролампи – 40 т, Таловейс и Берендей – 46 т, комплексное Au-Ag-полиметаллическое Лобаш-1 имеет запасы Au 8,7 т, Майское – около 20 т. На Кольском полуострове обнаружены 4 позднеархейских рудных объекта: Оленинское (28 т), Няльм 1 и 2 (7,5+3,4 т) и Au-Ag-Cu-Mo Пеллапахк (Au 24 т; Гавриленко, 2003). На территории Финляндии в западной части Карельского кратона известны небольшие архейские и преимущественно протерозойские золоторудные и золотосодержащие колчеданно-полиметаллические месторождения (Eilu, 1999, 2003 Sundblad, 2003). Суммарные запасы архейского ЗП Хатту составляют около 50 т, месторождения Пампало – 4,7 т (Geological..., 1993; Eilu, 1999). В протерозойских структурах южной Финляндии, в сланцевом поясе Тампере и Раахе-Ладожской зоне обнаружены небольшие месторождения: Осиконмяки (7,22 т), Кутемаярви (6,6 т), Хавери (до 28 т) и др. В Лапландском ЗП – Пахтоваара (10,5 т), Сааттапора (7 т), Суурикосикко (50 т), вблизи с СВ границей Карелии – Юомасуо (4,2 т) и др. На севере Норвегии – месторождение Биджовадж (58 т). Из Au-Cu-Co-руд месторождения Болиден в Швеции добыто 128 т золота (Шер, 1974; Sundblad, 2003).

| Страны | Запасы золота (т) |
|-------------------|-------------------|
| ЮАР (AR-PR) | 34000 |
| США (AR-PR, FR) | 9300 |
| Канада (AR-PR) | 5100 |
| Бразилия (AR-PR) | 4200 |
| Австралия (AR-PR) | 3500 |
| Гана (PR) | 1800 |
| Индонезия | 3650 |
| Папуа-Н.Гвинея | 2980 |
| Китай | 2750 |
| Чили | 2290 |
| Перу | 1850 |
| Филлипины | 1850 |
| Мексика | 990 |
| Венесуэла | 750 |
| Япония | 525 |



Соотношение запасов золота в различных странах (Беневольский, 2002)

Соотношение запасов золота в докембрийских и молодых геологических областях по основным золотодобывающим странам мира (без России) показано в таблице и на рис. 1; Беневольский, Иванов, 1999; Беневольский, 2003). Из этого рисунка значимость наиболее древних складчатых областей (около 75 %) очевидна. При этом следует отметить, что основными рудными объектами в докембрийских областях являются преимущественно коренные месторождения, а открытие новых и

прирост запасов золота, особенно в Австралии, Бразилии и Южной Африке, произошел, именно, в последние 20 лет, в связи с разработкой современного методического подхода поисковых работ (на основе изучения структурной позиции рудных объектов и геодинамических построений, выявления шир-зон, изменений пород и массовости опробования).

Геодинамическая и структурная позиция золоторудных месторождений. В размещении гидротермальных месторождений золота более молодых металлогенических эпох (мезо- и кайнозойской) наиболее отчетливо обнаруживается тенденция приуроченности оруденения к островным дугам, задуговым бассейнам и окраинно-континентальным системам над зонами субдукции Тихоокеанской плиты. Месторождения СВ и ЮВ окраины Сибирской платформы и Урала тяготеют к аккреционно-коллизийным складчатым зонам, которые сопровождаются кислым интрузивным магматизмом, жильными кварцевыми поясами и др. (Рундквист И.К. и др., 1992; Горячев, 2000; Бурак, 1996; Волков, 1998; 2002; Ветлужский и др., 2002; Спиридонов и др., 2006; Сазонов и др., 2001). Сложно-складчатое строение и часто неоднократный метаморфизм в докембрийских ЗП, в отличие от молодых областей, затрудняет расшифровку геодинамических обстановок их формирования. Тем не менее, геологические, радиологические и геохимические данные, полученные в последние 30 лет для ЗП на Канадском щите (Corfu, 1993), Зимбабвийском и Каапвальском кратонах в Южной Африке, кратонам Йилгарн и Пилбара в Австралии, позволяют рассматривать их как коллажированные аккреционно-коллизийные структуры, совмещающие разные обстановки: среди них стали выделять рифтогенные, островодужные, задуговые обстановки, пулл-апарт бассейны и др. (Greenstone belts, 1997). Это позволяет подойти к металлогении древних щитов также, как и для фанерозойских областей, дифференцировано, с учетом геодинамической обстановки образования, а не представлять, например, золоторудные месторождения в общем, как «золоторудные месторождения докембрийских ЗП», формировавшиеся в интервале от 3,4 до 2,6 млрд л., что укладывается в несколько циклов развития этих поясов.

Докембрийские золоторудные месторождения, также как и месторождения более молодых эпох, формирующиеся на орогенном этапе развития, приурочены к островодужным и окраинно-континентальным структурам над зонами субдукции, и обычно тяготеют к сдвиговым зонам коллизийной стадии развития этих структур. Эта концепция сейчас доминирует в металлогенической оценке докембрийских ЗП (Groves, and Groves et. al., 1987; 1994; 2003; 2007; Kerrich et. al., 2000) и развивается автором. Месторождения золота докембрия обнаруживают отчетливую приуроченность к определенным вулканогенно-осадочным толщам и прорывающим их гранитоидам, близки им либо несколько оторваны по времени, и редко встречаются в гранито-гнейсовых ареалах и гранулитовых областях (Ренко в Зимбабве). Это позволяет предполагать связь золота с определенными этапами и стадиями эндогенных процессов и с гидротермально-метасоматическими процессами, завершающими формирование сдвиговых зон. Последовавшая пенеппенизация докембрийских кратонов сопровождалась образованием древних россыпей, которые могли быть впоследствии захоронены и метаморфизованы.

Основными контролирующими структурами докембрийских месторождений золота являются зоны сдвиговых деформаций, образование которых коррелируется с пиком основных орогенических событий (складчатостью, гранитообразованием, метаморфизмом и метасоматозом) или завершает эти процессы. Среди критериев локализации крупных (с запасами более >100 т золота и его содержанием 10 и более г/т), суперкрупных и гигантских (>500–1000 т) месторождений золота, представляющих экономический интерес, главное значение имеют структурные элементы трещинной и складчатой тектоники и в значительно меньшей степени их размещение контролируется магматическими и литологическими образованиями (Некрасов, 1999; Константинов и др., 2000; Беневольский, 2002; Сафонов и др., 2004). Среди этих структур можно выделить региональные и локальные. Региональные нарушения в пределах металлогенической зоны (порядка нескольких десятков–сотен километров) осуществляют контроль месторождений разных генетических типов, локальные – характеризуются протяженностью до 1–10 км, отделены или опережают главное направление и осуществляют контроль оруденения в пределах рудных узлов, полей и месторождений.

Рудные поля и месторождения золота докембрия во всех известных случаях пространственно связаны с протяженными системами глубинных разломов, причем, сами разломы обычно играют роль флюидо- и рудоподводящих каналов, тогда как собственно рудовмещающими могут быть сопряженные и оперяющие их сдвиговые зоны или литологические горизонты и литолого-стратиграфические границы. Среди докембрийских рудных объектов традиционно выделяются: 1 – стратифицированные, 2 – структурно-контролируемые. К стратифицированным относятся сингенетические месторождения, контроль оруденения в которых осуществляется литолого-стратиграфическими неоднородностями, контактами пород. Но в месторождениях этого типа также иногда устанавливается контроль и ранними литостратиграфическими синвулканическими разломами, например, подобное отмечается для месторождений Хемло и Вубачикве (Villiant et al., 1986; Saager et al., 1987). К структурно-контролируемым объектам относятся исключительно месторождения эпигенетических руд, имеющие непосредственную связь с интрузивами (например, гранодиоритами, гранитами, порфирами), либо не имеющие таких однозначных связей и отстающие от времени их становления, но близкие по времени к главным фазам деформаций (например, для архея это ~2,7 млрд л., для раннего протерозоя ~1,8 млрд л.). Крупными рудоконтролирующими структурами в этом случае являются нарушения типа пологих надвигов (thrust), крутых (shear) и косонаклонных (oblique) сдвигов и сдвигов с горизонтальной составляющей (strike-slip). Рудолокализирующие структуры более разнообразны – это зоны разломов, расланцевания, трещиноватости с широко проявленным метасоматозом и вкрапленным или жильным золото-сульфидным и золото-кварцевым оруденением. В масштабе рудных полей и месторождений выделяются следующие наиболее благоприятные для локализации оруденения деформации: пересечение разломов, крылья, осевые поверхности складок, флексуры, дуплексы, будинаж, реверсивные и ротационные структуры, эшелонированные трещины и трещины типа «конского хвоста», штокверковые и жильные области в ореоле даек порфиров и интрузий. В морфологии золото-кварцевых жил в масштабе рудных тел также существуют закономерности в зависимости от условий хрупко-пластичных деформаций и, соответственно, P–T параметров среды: в зеленосланцевой фации образуются ветвящиеся жилы, прожилки, в амфиболитовой – более четкие и крупные жилы (Colvine et al., 1988, Campell and Pitfield, 1994).

Обобщая эмпирически накопленные к настоящему времени данные по золоту на докембрийских щитах, можно сказать, что основными факторами, контролирующими золоторудные проявления в орогенных областях, являются: 1) литологический (формирование благоприятных для отложения золота рудовмещающих вулканогенно-осадочных толщ, черных сланцев, полосчатых железистых формаций); 2) магматический (субвулканические порфиновые тела кислого-среднего состава, раннеорогенные и позднеорогенные интрузии, дайки, в т. субщелочные); 3) метаморфический (фации низких и умеренно барических режимов, зеленосланцевая, эпидот-амфиболитовая, реже амфиболитовая зон регионального и особо дислокационного метаморфизма); 4) структурно-тектонический – формирование сдвиговых зон, сопряженных крупным региональным сутурам, локальных складчато-разрывных дислокаций и непосредственно рудных тел, жил и метасоматитов; 5) метасоматический (средне- и низкотемпературные до- и синрудные изменения) в ореоле интрузивных тел, даек, в шир-зонах и околорудных; 6) физико-химический (кислотность-щелочность среды и состав флюидов рудообразующих растворов).

В соответствии с коллажированным характером ЗП, учитывая стадийность их развития (собственно аккреционную и коллизионную стадии), можно выделить следующие типы рудоконтролирующих структур, ожидаемых для эпигенетических объектов Карелии: 1 – зоны деформаций, контролирующие размещение порфириновых даек и тел, связанных с вулканизмом; 2 – сдвиговые зоны в ореоле ранне-, син- или позднеорогенных интрузивов; 3 – сдвиговые и сопряженные им зоны синколлизионных этапов деформаций позднеархейского или свекофеннского возрастов; 4 – наложенные деформации других возрастных этапов.

Для понимания геолого-генетических аспектов формирования месторождений необходимо представлять, с какими магматическими комплексами и процессами в общей эволюции эндоген-

ных режимов они связаны и в каком Р–Т режиме формировались метасоматиты, предшествующие и сопровождающие оруденение, условия образования руд и флюидный режим. Представления о генезисе полихронных месторождений можно составить, понимая всю историю его развития и накопления рудной минерализации, то есть, оценивая весь металлогенический профиль территории. И, в свою очередь, металлогенический анализ территории должен основываться на анализе всех факторов формирования золоторудных проявлений и связанных с ними сульфидных и других месторождений.

Работа выполняется по Программе фундаментальных исследований ОНЗ РАН № 2 «Эволюция литосферы, металлогенические провинции, эпохи и рудные месторождения: от генетических моделей к прогнозу минеральных ресурсов», проекту «Золоторудные системы в архейских зеленокаменных поясах: геодинамические обстановки, возрасты, минералого-геохимическая типизация».

Палеопротерозойские золотосодержащие месторождения и проявления меди Карелии

Кулешевич Л.В., Голубев А.И., Лавров О.Б.

Учреждение Российской академии наук Институт геологии КАР НЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: kuleshev@krc.karelia.ru

Современные оценки коренных комплексных месторождений показывают, что одним из перспективных источников золота являются гидротермальные сульфидные медные руды – медно-порфировые, медистые песчаники, медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические. В целом при невысоких концентрациях Au (0,3-0,8 г/т, редко до 1 г/т) и большеобъемном характере развития, рудный потенциал этих месторождений может быть достаточно высок (>100 т), а добыча золота обычно осуществляется при комплексном их освоении. В связи с этими закономерностями, установленными по Уралу и др. регионам [1], было решено переопробовать и доизучить сульфидные медные руды Карелии.

Сульфидные медные палеопротерозойские месторождения и рудопроявления Карельского кратона (рис.) составляют обширную группу с содержанием Cu от 1 до 14-20 %, с прогнозными ресурсами меди до 170 тыс. т [2]. Благодаря геолого-поисковым работам, проводимым КарГЭ и ИГ КарНЦ РАН было установлено, что в этих рудах в качестве примеси встречается золото. Гнездовокрапленные и крапленно-прожилковые руды образуют пластовые и секущие залежи, ведущими минералами в которых являются сульфиды меди, и представлены следующими формационными типами (табл. 1):

1 – Au-Ag-Mo-содержащие халькопиритовые и халькопирит-борнит-халькозиновые руды из зон изменения в кварцито-песчаниках (в литературе известны как медистые песчаники, типичный представитель - месторождение Воронов Бор);

2 – Au-Ag-содержащие халькопиритовые руды в альбититах по габбро и вблизи их контакта с кварцито-песчаниками (Шуезерское, Орчень Губа, Кеч, Медные горы, Светлое);

3 – Cu-Co-Mo-Au-Pd-U-V крапленно-прожилковые руды в альбититах и слюдистых метасоматитах в людииковийских толщах (рудные объекты Падминской группы в Заонежье);

4 – медно-полиметаллические (Cu, Pb, Zn, Ag, Mo) руды, наложенные на палеопротерозойские вмещающие толщи и граниты допротерозойского фундамента (Лебедева гора, Фаддейн-Келья);

5 – Cu-Co-Au-U-содержащие кварцевые конгломераты (Маймървинское, Ятулий-1, Риговарака);

6 – Au-халькопирит-кварцевые жилы в кварцито-песчаниках, метабазальтах (Воицкое, Воронов Бор).