

Рис. 5. Слева: кристалл самородного золота (300 мкм в длину); справа: сростание самородного золота (серое) и самородного висмута (белое); чёрное – кварц.

Участок р. Подманюк расположен в восточном замыкании структуры Б. Кейв. Поля кварцевых жил различного залегания в гранат-ставролит-биотит-кварцевых сланцах выхчуртской свиты известны здесь давно. При детальном изучении штучной пробы из зальбанда крутопадающей секущей жилы мощностью 5 м атомно-абсорбционным методом установлено и подтверждено повторным анализом содержание Au 17.5 г/т. Микронзондовым анализом в кварцевой жиле диагностированы рудные минералы: пирротин, халькопирит, пентландит, сфалерит, кобальтин, данаит, бисмит, висмутинит, висмут, ауростибит, золото (рис. 5). В образцах из экзоконтакта установлена резко отличная ассоциация: ильменит, рутил, циркон, монацит, ксенотим, молибденит, кобальтин, пирит. Исключительная приуроченность золоторудной минерализации к кварцевой жиле и идиоморфизм кристаллов золота в недеформированных зёрнах кварца позволяют предполагать сингенетичность оруденения. Исследования будут продолжены по материалам полевых работ 2009 года.

Авторы благодарят главного геолога Центрально-Кольской ГРЭ В.А. Павлова за предоставленные образцы для исследования золотоносности Панареченской вулкано-тектонической структуры.

Литература

1. Некрасов Е.М. Зарубежные эндогенные месторождения золота. М.: Недра, 1988. 284 с.
2. Сафонов Ю.Г., Волков А.В., Вольфсон А.А., Генкин А.Д., Крылова Т.Л., Чугаев А.В. Золото-кварцевое месторождение Майское (Сев. Карелия): геологические и минералого-геохимические особенности, вопросы генезиса // Геология рудных месторождений. 2003. Т.45. №5. С.429-451.
3. Скуфьин П.К., Пушкин Г.Ю. Вулкано-тектоническая структура в центральной части Печенгско-Варзугского вулканического пояса // Докл. АН. 1986. Т.287. №6. С.1461-1464.
4. Скуфьин П.К., Баянова Т.Б., Митрофанов Ф.П. Изотопный возраст субвулканических гранитоидных пород раннепротерозойской Панареченской вулкано-тектонической структуры (Кольский п-ов) // Докл. АН. 2006. Т.408. №6. С.801-805.
5. 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. Geol. Surv. Finland. Espoo, 1989. P.71-77.

О роли кратонных террейнов в металлогении окраинноморской литосферы (на примере Северо-Востока России)

Волков А.В., Сидоров А.А., Алексеев В.Ю.

ИГЕМ РАН, г. Москва, e-mail: tma2105@mail.ru

Окраинноморская (переходная от континентальной к океанической) литосфера характерна для Тихоокеанского тектоно-магматического пояса [1]. Важнейшими особенностями этой литосфе-

МИНЕРАГЕНИЯ ДОКЕМБРИЯ

ры на северо-востоке Азии представляются остаточные кратонные террейны (типа Охотского и Омолонского массивов) и обилие погребенных микрократонов, фиксируемых в региональном геологическом строении «пологими складчатыми дислокациями» (рис.1) [2]. К ограничениям этих микрократонов и секущим зонам тектоно-магматической активизации приурочены крупнейшие золотые, серебряные, сурьмяные, ртутные и полиметаллические месторождения (Дукат, Майское, Нежданинское, Кючус, группа Западно-Верхоянских серебряных гигантов, золото-сурьмяные месторождения Якутии и др. рис.1). Таким образом, при изучении металлогении этого региона необходим анализ общих представлений об эволюции рудообразования от докембрия до позднего фанерозоя (табл.1).

Металлогенические линии и рудноформационные ряды Омолонского кратонного террейна

Рудные формации (базовые, в т.ч. предполагаемые)	Сателлитные рудные формации, (вероятные)	Примеры рудных районов или месторождений и рудопроявлений
<i>Линия расслоенных мафит-ультрамафитовых комплексов</i>		
Медно-никелевая в расслоенных интрузивах (докембрий)	Медно-порфировые, титано-магнетитовые, (платинометалльные, золото-теллуридные)	Амфиболиты Коаргычанского выступа
Медно-колчеданная (палеозой, мезозой)	Медно-порфировая, золото-серебряная, (золото-сульфидное)	Таборное, Щельнинское, Лебяное, Дубль
<i>Железистокварцитовая линия</i>		
Железистые кварциты	Скарново-магнетитовая, гематитовая, пиритовых сланцев, золото-пиритовая, золото-кварцевая	Верхнеомолонское, Батик, Магнетитовое и др.
Сульфидные (пирит-пирротиновые) вкрапленных руд (палеозой, мезозой)	Золото-пиритовая вкрапленных руд, золото-кварцевая, золото-серебряная, (сурьмяная, сурьмяно-ртутная)	Кубака, Ольча, Биркачан, Лабазное, Магнитное, Мышиное, Елочка, Бакчар, Дикое, Выстрел, Мизинец, Соинительное
Медно-порфировая (поздний мезозой)	Полиметаллическая, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная, (золото-теллуридная), ртутная	Вечернее, Хрустальное и др. Южно-Омолонского района
<i>Линия раннего рифтогенеза (многометалльная)</i>		
Сульфидные вкрапленных руд в карбонатно-терригенно-вулканогенных толщах (палеозой, мезозой), уран-многометалльная	Колчеданная, золото-сульфидно-кварцевая, золото-серебряная, (скарновые, полиметаллическая, золото-сульфидная вкрапленных руд.)	Южно-Омолонский рудный район и районы развития кедонского вулканического комплекса и окраин Юкогирской глыбы

Первая группа докембрийских рудных формаций является магматической; она представлена стратиформными кумулятами с хромсодержащими шпинелями и сульфидно-никелевыми скоплениями в коматиитовых лавах и расслоенных интрузиях в оснований разрезов архейских зеленокаменных толщ. Эти образования свидетельствуют, что гравитационное осаждение кристаллов в магматических расплавах - древнейший рудообразующий процесс в истории развития земной коры; первоначальное и максимальное его развитие характерно для коры океанического типа. Базит-ультрабазитовые расслоенные интрузии наиболее консервативны во времени и широко проявлены также в фанерозое. Рудные формации расслоенных интрузий сопровождаются, как известно, многочисленными жильными, порфировыми и сульфидно-вкрапленными образованиями, отражающими в разной мере вещественный состав базовых (хромитовых и сульфидно-никелевых) праформаций. Наиболее отчетливо эта эволюция проявлена в пределах Омолонского кратонного террейна (табл.1). Развитие этой группы рудных формаций прогнозируется также в Яно-Колымских погребенных микрократонах (рис.1). Прогноз основывается на достаточно широком развитии Ni-Co-минерализации в породах верхоянского комплекса [4] и металлов платиновой группы в рудах крупнейших месторождений золота Северо-Востока России Нежданинского и Наталкинского [5].

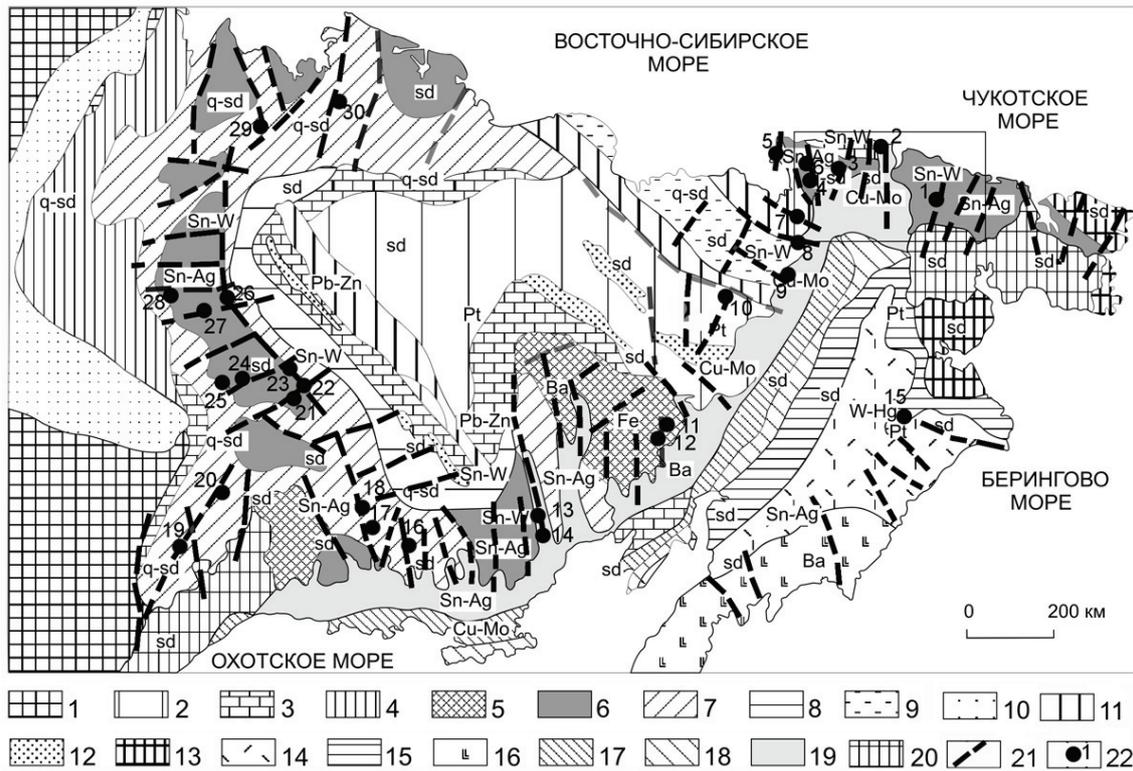


Схема геологического строения Северо-Востока России
(составлена с использованием сведений разных лет Ю.М.Пушаровского, С.М.Тильмана,
В.М. Кузнецова, В.Ф.Белого и др.).

1– Северо-Азиатский кратон (Сибирская платформа). 2–13 – Верхояно-Чукотская группа террейнов различных геодинамических типов, кроющие комплексы и структурные элементы 2 – Алазейско-Олойские островодужные и океанические террейны; 3–10 –Кольмыские супертеррейны и связанные с ними структурные элементы: 3 – краевые и внутренние поднятия, сложенные докембрийскими и палеозойскими породами, 4–Верхоянская зона коробчатой линейной складчатости, 5 – микрократоны с обнаженным фундаментом (Охотский, Омолонский); 6 – районы пологого залегания пород верхоянского комплекса (погруженные микрократоны по С.М.Тильману), 7 – структуры обрамления микрократонов; 8 – Иньяли-Дебинская зона изоклиальной коллизионной складчатости, 9 – Анюйская зона коллизионной складчатости; 10–12 – сшивающие и кроющие структуры: 10 – перикратонный прогиб, 11 – регенерированный прогиб, 12 –вулканогенные зоны островодужных террейнов. 13 – фрагмент Эскимосского кратона; 14–16 – Корякско-Камчатская группа террейнов и сшивающих структур: 14 – террейны аккреционной призмы, 15 – Пенжино-Анадырская сшивающая структура; 16 – Олюторско-Камчатский островодужный террейн; 17–20 – Охотско-Чукотский постаккреционный вулканогенный пояс: 17,18 – внутренняя зона (17 – унаследованная, 18 – новообразованная подзоны), 19 – внешняя зона, 20 – фланги пояса, перекрывающие кратоны; 21 – зоны тектоно-магматической активизации (ТМА); 22 – рудные месторождения связанные с зонами ТМА: 1– Туманное, 3 – Майское, 7 – Эльвинейское, 20-Нежданинское, 23 – Мало-Тарыньское, 29 – Кючус (золото-сульфидных вкрапленных руд), 22 – Сарылах, 26 – Сентачан (золото-сурьмяные), 8 – Двойной, 9 – Купол, 11 – Биркачан, 12 – Кубака, 13 - Дукат, 14 – Гольцовый, 24 – Хакчан, 25 – Заря, 27 – Прогноз (золото-серебряные и серебряные эпитепральные), 4 – Западно-Палайское, 15 – Тамватнейское (ртутные), 2 – Совиное, 19 – Дуэт, 17 – Натлкинское, 18 – Дегдекан (золото-кварцевые), 10 – Песчанка (медно-порфировое), 5 – Валькумей, 6 – Пырकाкай, 30 – Чурпунья (касситерит-силикатные).

Рудноформационные ряды: Fe-железистокварцитовый (с золото-кварцевыми, золото-серебряными и редкометалльными месторождениями); sd-нерасчлененный сульфидно-вкрапленный (с вероятными золотыми, оловянными, вольфрамовыми и другими месторождениями); q-sd-золото-сульфидный полный (с золото-пиритовыми, золото-редкометалльными, олово-вольфрамовыми, порфировыми и золото-серебряными, сурьмяными и ртутными месторождениями); Cu-Mo-медно-сульфидный (с медно- и медно-молибден-порфировыми, золото-порфировыми месторождениями), Sn-W-олово-вольфрам-силикатно-кварц-сульфидный гранитоидный; Sn-Ag-серебро-сульфидный (с полиметаллическими, золото-серебряными, существенно серебряными, олово-серебро-порфировыми и сурьмяными месторождениями); Pt-базит-ультрабазитовый (с платиновыми, хромитовыми, медно-никелевыми, золото-теллуридными, вольфрамо-ртутными месторождениями); W-Hg-вольфрамо-ртутный; Ba- барит-полиметаллический неустановленного генезиса.

Вторая группа рудных формаций с глобальными скоплениями рудного вещества, которые могут именоваться большеобъемными (крупными, уникальными) месторождениями, являются залежи железистых кварцитов - самых древних и распространенных хемогенных осадков загадочной, но,

по всей вероятности, биогенной природы. Основная масса континентальной коры также возникла в архее, и ее последующая история выражалась в виде взламывания, переработки, раздвижения и сдвижения сиалических блоков при определенном латеральном наращивании. Минеральное вещество земной коры за обозримое геологическое время (около 3,5 млрд. лет) повсеместно и неоднократно реювенировалось [6]. Особенности железистокварцитовых залежей показаны также на примере Омолонского кратонного террейна (табл.1).

Эти две группы рудных формаций кратонных террейнов, определившие соответствующие эволюционные линии рудообразования, имеют не только принципиально различное генетическое содержание. Первая группа связана с развитием земной коры опосредовано, хотя ее месторождения в дальнейшем развивались на протяжении всей геологической истории. Вторая группа тесно связана преимущественно с ранними этапами развития континентальной земной коры.

Железистые кварциты указывают на возможность выявления на Омолонском, Охотском и других кратонных террейнах типичных зеленокаменных поясов – характерных структурных составляющих докембрийских кратонов. Железистые кварциты обычно расположены по обрамлению этих поясов (“banded iron stones”). А именно в зеленокаменных поясах Австралии, Южной Африки, Бразилии и Канады расположены крупнейшие месторождения золота различных типов. Вполне вероятно выявление подобных месторождений в пределах Южно-Омолонского железорудного района. Рудноформационный анализ и высокая фанерозойская золотоносность смежных чукотских и колымских террейнов позволяет прогнозировать в пределах железистокварцитового ряда праформаций месторождения типа Хомстейк, а в пределах базит-ультрабазитового ряда – типа Калгурли, а также комплексные уран-многометалльные золото-железистые и ЮСГ-месторождения (табл.1).

Вместе с тем уже первые перемещения литосферных плит и образование активных континентальных окраин сопровождалось образованием мощных рифтогенных гематитизированных, сульфидизированных и колчеданосных осадочных и вулканогенно-осадочных толщ с медистыми и ураносными песчаниками и сланцами. При формировании этих толщ железистокварцитовые залежи и мафит-ультрамафитовые расслоенные массивы с месторождениями первой группы представляются уже в качестве областей сноса (размыва) и регенерции. Именно поэтому металлогения раннего (докембрийского) рифтогенеза наиболее разнообразна и содержательна. Рудные формации внутриокеанического рифтогенеза наиболее близки или даже идентичны базит-ультрабазитовой группе, хотя рудоносное плюмообразование естественно приобретает все более линейные формы. Впрочем, рифтогенез развивался и на протяжении всего фанерозоя, особенно в окраинноморских бассейнах [7]. С фанерозойским рифтогенезом также связаны крупные рудные месторождения самых разнообразных типов. Однако есть основания полагать, что эти крупные месторождения развивались в большинстве случаев унаследовано от докембрийских рудных формаций [3].

Эту *третью группу рудных формаций* можно разделить на подгруппы межконтинентального и внутриконтинентального рифтогенеза (умеренной и локальной степени раскрытия рифтов). Рудообразование межконтинентального рифтогенеза тесно связано не только с рудоносностью базит-ультрабазитовых магм, но и с областями сноса осадков с окраин континентов, а также с формированием колчеданных залежей в островодужных зеленотуфовых провинциях (табл.1).

Учитывая определенные элементы металлогенической близости в фанерозое Омолонского террейна с колымскими и чукотскими террейнами пассивных континентальных окраин, можно предположить об элементах подобия в металлоносности их оснований. Особенно это относится к районам «пологих дислокаций» или погребенных микрократонов [8]. Зоны тектоно-магматической активизации от глубинных разломов и микроплюмов до рифтов максимального раскрытия в пределах окраинноморской литосферы представляются важнейшими металлогеническими структурами. Рудные формации, свойственные Омолонскому террейну и структурам его обрамления, получили здесь широкое развитие. А сквозная золотоносность объясняется существенным развитием золотого оруденения уже на этапах формирования докембрийского фундамента и палеозойского чехла; феномен золотоносности и сереброносности самых различных по возрасту и составу магматических комплексов и рудноформационных рядов в значительной степени является следствием регенерации докембрийских и палеозойских образований.

Особенности металлогении погребенных микрократонов (районов пологих дислокаций).

Районы пологих дислокаций широко распространены в пределах колымских террейнов [8]. Основание чукотских террейнов пассивных континентальных окраин, где развиты пологие складчатые дислокации, по нашему мнению, также представлено погребенным микрократоном (см. рис.1), разделенном на блоки «скрытыми» субмеридиональными и северо-восточными разломами. Эти разломы и антиклинальные поднятия в пределах раздробленных микрократонов контролируют и вмещают большинство золото-кварцевых (Совиное, Ичувеем, Сыпучее), золото-сульфидных-вкрапленных (Майское, Сильное, Туманное), золото-серебряных (Сопка Рудная, Купол и др.), касситерит-силикатных и касситерит-сульфидных (Валькумей, Кукеней, Пыркакай), сурьмяных и ртутных (Палянское) месторождений (рис.1). В этих же рудных полях выявлены ураноносные гранитоиды (массивы Кукенейский, Северный и др.). Пестрый набор рудных формаций, близкий к таковому у в пределах рудных зон по границам колымских погруженных микрократонов (Балагычано-Сугойский рифтогенный прогиб и рудоносные зоны Западного Верхоянья см. рис.1), позволяет предположить с высокой долей вероятности, что перечисленные выше месторождения развивались унаследовано от уран-многометальной линии раннего рифтогенеза (см. табл. 1).

Таким образом, металлогеническая эффективность окраинноморской литосферы Северо-востока Азии связана в значительной мере с рудноформационным разнообразием остаточных кратонов и микрократонов, определивших структурную особенность региона: выступы докембрийского фундамента, брахиоформность, антиклинальные поднятия, рифтогенез в периоды ТМА. Эти образования позволяют объяснить не только феномен унаследованности оруденения и условия формирования полихронных рудных месторождений, но и причины уникальной металлоносности окраинноморской литосферы Тихоокеанского рудного пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы ОНЗ №2 и Российского фонда фундаментальных исследований (проект 08-05-00135а).

Литература

1. Чехов А.Д., Сидоров А.А. Доклады РАН. 2009. Т. 424. № 3. С.
2. Сидоров А.А., Волков А.В., Алексеев В.Ю. Доклады РАН. 2008. Т. 423. № 6. С. 692-696.
3. Сидоров А.А. Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. С. 246.
4. Волков А.В., Сидоров А.А., Савва Н.Е., Томсон И.Н., Алексеев В.Ю. Тихоокеанский рудный пояс: материалы новых исследований (к 100-летию Е.А. Радкевич). Владивосток: Дальнаука, 2008. С. 36-51.
5. Гончаров В.И., Ворошин С.В., Сидоров В.А. Наталкинское золоторудное месторождение. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2002. С. 250.
6. Холмостов В.А. // Экономическая геология. 1993. Г.35. №6. С. 467-480.
7. Чехов А.Д. Тектоническая эволюция Северо-Востока Азии (окраинноморская модель). М.: Научный мир, 2000. С. 204.
8. Тильман С.М. Сравнительная тектоника мезозойского севера Тихоокеанского кольца. Новосибирск: Наука, 1973. С. 326.

Сдвиговые зоны: формирование, метаморфогенно-метасоматические преобразования и рудоносность (ранний докембрий Фенноскандинавского щита)

Володичев О.И., Кулешевич Л.В.

Учреждение РАН ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск,
e-mail: volod@krc.karelia.ru; kuleshev@krc.karelia.ru

Процессы сдвиговых деформаций, формирующих систему shear-зон с сопутствующими проявлениями динамометаморфизма, метасоматоза и рудообразования являются характерной особенностью геологической истории раннего докембрия Карелии и сопредельных территорий. Выде-