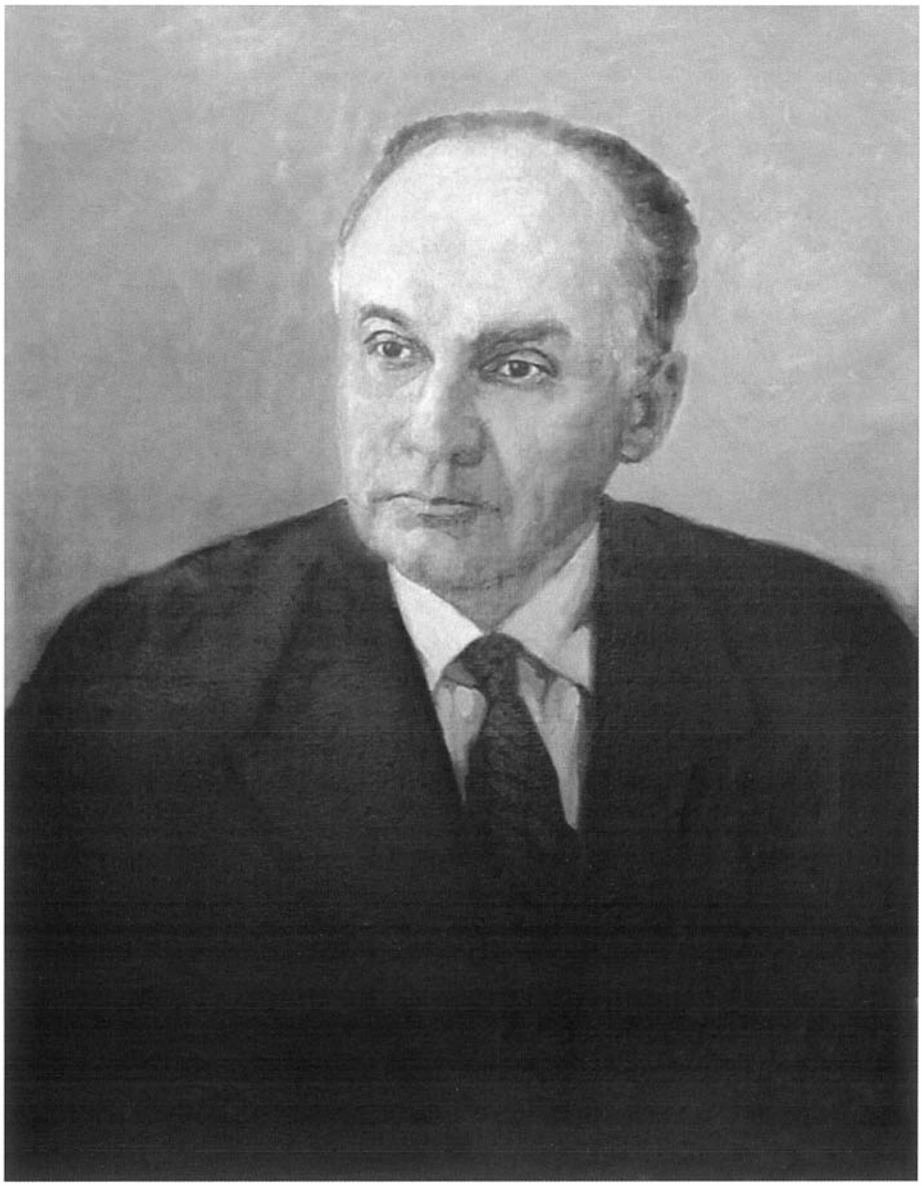
АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Посвящается 100-летию со дня рождения
академика В.А. Кузнецова



СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И МИНЕРАЛОГИИ

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Тезисы докладов Международного совещания,
посвященного 100-летию со дня рождения
академика В.А. Кузнецова

Новосибирск, Академгородок
10–12 апреля 2006 г.

НОВОСИБИРСК
АКАДЕМИЧЕСКОЕ ИЗДАТЕЛЬСТВО "ГЕО"
2006

УДК 552.3 + 553.2(063)
ББК26.34
А437

Актуальные проблемы рудообразования и металлогении: Тез. докл. Междунар. совещ., г. Новосибирск, 10–12 апр., 2006 г. – Новосибирск: Академическое изд-во "Гео", 2006. – 268 с. – ISBN 5-9747-022-8.

В сборнике публикуются тезисы докладов, представленных на совещание, посвященное 100-летию со со дня рождения академика В.А. Кузнецова – выдающегося российского геолога, одного из основателей сибирской школы геологов-рудников и металлогенистов. Обсуждаются фундаментальные проблемы геодинамики и металлогении, роли плюмов и мантийно-корового взаимодействия в рудообразовании. Рассматриваются вопросы корреляции магматических и рудообразующих процессов, возрастных рубежей высокопродуктивного рудообразования, моделирования гидротермальных и магматических процессов, флюидного режима рудно-магматических систем и факторов их высокой рудопродуктивности.

Для широкого круга геологов, интересующихся фундаментальными и прикладными проблемами рудообразования и металлогении.

Главный редактор
академик *М.И. Кузьмин*

Ответственные редакторы
чл.-кор. РАН *Г.В. Поляков,*
д-р геол.-мин. наук *А.С. Борисенко*

Редакционная коллегия
д-р геол.-мин. наук *В.И.Сотников*, д-р геол.-мин. наук *А.А.Оболенский*,
д-р геол.-мин. наук *В.Н.Шарапов*, канд. геол.-мин. наук *М.П. Гора* (уч. секретарь)

Печатается в авторской редакции

Издание осуществлено при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований и Президиума СО РАН

РФФИ

© Коллектив авторов, 2006
© Институт геологии и минералогии СО РАН, 2006

ISBN 5-9747-022-8

ПРЕДИСЛОВИЕ

Научная конференция "Актуальные проблемы рудообразования и металлогении" с участием иностранных ученых посвящена 100-летию со дня рождения выдающегося российского геолога, одного из основателей сибирской школы геологов-рудников и металлогенистов, лауреата Государственной премии СССР и Премии АН СССР имени В.А. Обручева академика **Валерия Алексеевича Кузнецова.**

Родился Валерий Алексеевич 12 апреля 1906 г. в г. Никольске Вологодской области. В 1928 г. он поступил на геолого-разведочный факультет Сибирского геолого-разведочного института (ныне ТПУ), который окончил в 1932 г., получив квалификацию инженера-геолога по специальности "съемка и поиски полезных ископаемых". Четырнадцать последующих лет его жизни были связаны с изучением геологии месторождений Алтае-Саянского региона.

В 1944 г. В.А. Кузнецову была присуждена ученая степень кандидата геолого-минералогических наук, а в 1954 г. он защитил диссертационную работу, посвященную геологии ртутных месторождений Алтае-Саянской складчатой области на соикание ученой степени доктора геолого-минералогических наук. После избрания в члены-корреспонденты АН СССР в 1958 г. он во вновь созданном Институте геологии и геофизики СО АН СССР организовал и возглавил лабораторию рудных формаций и рудный отдел. С 1969 г. В.А. Кузнецов был председателем Научного совета по проблемам рудообразования и металлогении Сибири, руководил геологическими исследованиями в Сибирском отделении АН СССР. В ноябре 1970 г. он избран действительным членом АН СССР по Отделению геологии, геофизики и геохимии АН СССР. С 1980 г. руководил отделением минералогии, петрографии, геохимии и рудных месторождений. Научная деятельность В.А. Кузнецова на протяжении многих лет была связана с изучением геологии и полезных ископаемых Сибири. Он участвовал в составлении первых сводных геологических карт Западной Сибири и СССР, его перу принадлежит более 200 опубликованных работ. Две из них отмечены премиями Президиума АН СССР, а работа по геологии ртутных месторождений Западной Сибири в 1946 г. удостоена Премии имени В.А. Обручева.

В 1970-е годы Валерий Алексеевич активно работал в Совместной Советско-Монгольской геологической экспедиции АН СССР и АН МНР. Им была показана ведущая роль структур мезозойской тектономагматической активизации в размещении медно-молибденовых порфировых, ртутных, серебро-сурьмяных и флюоритовых месторождений.

Учение о рудных формациях как одно из важнейших направлений теории рудообразования, металлогении и практики прогнозно-металлогенических и геолого-разведочных работ явилось основным в исследованиях коллектива, возглавляемого академиком В.А. Кузнецовым.

Дальнейшим развитием этого направления стали синтез и обобщение материалов по генезису рудных месторождений на основе создания геолого-генетических моделей эндогенных рудных формаций и генетических моделей рудообразующих систем.

В.А. Кузнецов был бессменным организатором и руководителем металлогенических исследований в Сибирском отделении АН СССР, будучи заместителем председателя научных советов АН СССР и СО АН СССР по проблемам БАМа и координатором программы "Сибирь". Он являлся членом редколлегии журнала "Геология и геофизика" со дня ее основания.

Заслуги ученого перед отечественной наукой были отмечены орденом Октябрьской Революции, двумя орденами Трудового Красного Знамени, орденом "Знак Почета", медалями. Он был удостоен званий лауреата Государственной премии СССР, "Заслуженный деятель науки Тувинской АССР", "Заслуженный ветеран Сибирского отделения АН СССР", награжден почетными знаками Министерства геологии СССР "Отличник геолого-разведочной службы" и "Первооткрыватель месторождения".

Валерий Алексеевич был большим патриотом Сибири, посвятившим всю свою жизнь служению России. Память о нем увековечена в названии нового минерала ртути – Hg_3AsO_4Cl, открытого и названного в его честь "кузнецовитом" одним из его учеников канд. геол.-мин. наук В.И. Васильевым.

Круг научных интересов В.А. Кузнецова был очень широк – от вопросов региональной геологии и тектоники, магматизма и разнообразных проблем рудообразования до принципов и методов металлогенического анализа и прогноза выявления новых месторождений на основе учения о рудных формациях и построения моделей рудообразующих систем.

Тематика конференции тесно связана с научным наследием В.А. Кузнецова. В ее программе ключевые вопросы теории рудообразования и металлогении, в особенности в связи с развитием идей тектоники литосферных плит и глубинной геодинамики, роли плюмового магматизма и мантийно-корового взаимодействия в рудообразовании. Особое внимание уделено исследованиям по моделированию рудообразующих систем, флюидному режиму рудно-магматических систем по данным изучения расплавных и флюидных включений в минералах, факторам высокой рудопродуктивности систем. Представлены доклады по численному компьютерному моделированию гидротермальных рудообразующих систем с использованием программы "Селектор", "Гиббс" и "Чиллер".

Исключительный интерес в последние годы приобрела проблема корреляции магматических и рудообразующих процессов и выделение возрастных рубежей интенсивного рудообразования, связанных с важнейшими геодинамическими событиями в эволюции земной коры и мантии, установленных на основе новых изотопно-геохронологических данных. Представленные тезисы отражают существенный прогресс в развитии актуальных проблем рудообразования и металлогении, у истоков которых стоял академик В.А. Кузнецов. Они печатаются с авторских оригиналов. Организаторы конференции надеются, что проблемы, предложенные для обсуждения, будут всесторонне рассмотрены в докладах и вызовут живую дискуссию не только в рамках ее программы.

М.И. Кузьмин, А.С. Борисенко, Г.В. Поляков, А.А. Оболенский

КОРОВО-МАНТИЙНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА

К.А. Абдрахманов, К. Арыстанов, М.К. Абдрахманов, А. Шарапатов

Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

Типовыми объектами корово-мантийного рудогенеза являются золото-молибден-медно-порфировые месторождения коныратского и алмалыкского типов, формирующиеся в связи с окраинно-континентальными вулканическими поясами.

Молибден-медно-порфировые нередко с золотом месторождения, ассоциирующие с габбро-монцонит-сиеногранодиорит-граносиенитовыми комплексами, локализованы в пограничной области на стыке ранее сформированной океанической коры и наложенного на нее континентального плутонического пояса. Следовательно, только габбро-монцонит-граносиенитовые интрузии в пограничной области океаническая кора–континентальный вулканический пояс генерируют золото-молибден-медно-порфировые руды. Габбро-монцоитоиды имеют возраст океанической коры. На месторождении Актогай (Казахстан) меланократовым включениям в габбро-диоритах соответствует средне-верхнедевонский возраст (380–385 млн лет) по рубидий-стронциевому и самарий-неодимовому определениям (Н.В. Ермолов, 2004 г.), отражающий время формирования позднеокеанической коры. Рудоносные порфиры сиеногранодиоритового и граносиенитового состава и молибден-медное оруденение имеют верхнекарбоново-пермский (310–315 млн лет) возраст, фиксирующий главную гранитизационную фазу верхнепалеозойского вулканизма. Эти факты свидетельствуют в пользу образования золото-молибден-медно-порфировых месторождений путем гранитизационного метамагматизма океанической коры в промежуточных мантийно-коровых очагах. В этой связи наиболее рудоносны те участки пограничной зоны океаническая кора–вулканический пояс, где интенсивно проявлены гранитизация и метамагматизм мантийно-базальтового субстрата, что фиксируется интенсивностью порфирового магматизма и контрастной расщепленностью на сиеногранодиоритовые натриевой и гранитные калиевой щелочности фации. Полигенная модель золото-молибден-медно-порфировых месторождений, предполагающая взаимодействие океанической коры и гранитизирующих флюидов, позволяет локализовать металлогенический прогноз вдоль внешних зон континентальных вулканических поясов, примыкающих к океанической коре, в участках развития фанеритовых габбро-монцоитоидов и субвулканическо-гипабиссальных порфиров умеренно кислого состава, разнящихся по возрасту и степени мантийности и приуроченных к разломным структурам. Состав и интенсивность оруденения определяется геохимической спецификой мантийно-базальтового субстрата, являющегося источником золота, меди, рения и гранитизирующих флюидов, привносящих молибден и другие компоненты. Золото, медь и рений высвобождаются из мантийно-базальтового вещества в процессе метамагматической гранитизации как избыточные компоненты и концентрируются в основании порфировой системы, образующейся в верхней части магмоколонны.

Среди рудогенерирующих порфиров молибден-медных месторождений выделяются два типа. Первый соответствует плюмазитовым низкокальциевым гранитам и лейкогранитам калиевой щелочности, второй – сиеногранодиоритам повышенной общей и натриевой щелочности, кальциевости и железистости. Выделенные порфиры, являясь комплементарными, контрастны по петрохимическим параметрам при петрологической общности.

В плутоногенных месторождениях порфиры залегают в фанеритовом габбро-сиеногранодиоритовом субстрате, в вулканогенных развиты порфировые штоки и дайки в андезито-дацитовой и осадочной раме. Метамагматизм по меланосубстрату в жидкофазной среде вызывает порфирообразование. Исходная порфировая магма в ходе продвижения через промежуточные коровые очаги испытывает расщепление, сопровождаемое обособлением рудоносных флюидов.

Предполагается, что в процессе метамагматизма базальтовой магмы гранитизирующими флюидами легкие петрогенные элементы (K, Na, Al, Si) совместно с рудными компонентами (Au, Mo, Cu, Re) концентрируются вверху магмоколонны, затем поднимаются вверх через промежуточные очаги в результате внутреннего флюидного давления и ослабления литостатического в зоне глубинных разломов. В промежуточных очагах порфировый расплав расщепляется на частные нижнюю и верхнюю системы, относительно обогащенные в нижней K, Al, Si, Mg, Mo и в верхней Na, Ca, Fe, Cu, Ag. Мигрируя вверх, эти системы формируют порфиры в форме штоков, даек и трубок взрыва, сопровождаемые рудообразованием и метасоматизмом. Золото-молибден-медно-порфировые месторождения континентальных вулканических поясов от позднеокеанических структур различаются по генетическим и геодинамическим параметрам, поэтому их объединение в единую группу рудных формаций не объективно.

Необходимым условием для крупномасштабного медно-молибденового рудообразования является пространственное совмещение геохимического специализированного меланосубстрата, гранитизирующих кремнещелочных флюидов, метамагматического порфирообразования и последующего контрастного расщепления порфировой системы в промежуточных очагах на разных вертикальных уровнях.

Корово-мантийное взаимодействие предполагается для золото-серебряных гидротермально-метасоматических месторождений вдоль тыловой периферии окраинно-континентальных вулканических поясов, которые формировались, видимо, полигенно, как путем мобилизационно-метаморфогенного и плутоногидротермального преобразования золотосодержащих вмещающих углеродисто-терригенно-сланцевых толщ, так и путем вещества океанической коры в участках их диапирового скучивания. Золотооруденение развивается длительно и многоэтапно синхронно с континентальным вулканоплутонизмом, сопровождается малыми интрузиями и дайками пестрого состава, лампрофирами, керсантитами верхнемантийной природы. Нередко руды золота размещены по периферии полихронных диорит-гранодиоритовых плутонов, внедрившихся в золотосодержащие толщи, в том числе метаморфические (васильковский тип, Казахстан). Золотое оруденение комплексное с серебром, редкими и халькофильными металлами.

Золото-серебряные вулканогенно-гидротермально-метасоматические месторождения во внутренней области окраинно-континентальных вулканических поясов имеют, вероятно, гранитогенно-базальтоидную природу, когда океаническая кора под вулканическим поясом подвергается метамагматической гранитизации, частичному повторному плавлению и метамагматизму, вследствие чего возникали избыточные золото-сереброносные флюиды и ассоциирующиеся с ними порфировые интрузии.

Таким образом, корово-мантийное рудообразование развивается в связи коллизионно-гранитизационными процессами, наложенными на ранее сформированную океаническую кору. При этом наиболее вероятен способ метамагматической гранитизации вещества океанической коры в областях сочленения разноориентированных глубинных разломов.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРУПНОМАСШТАБНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТА И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ

К.А. Абдрахманов, В.Н. Карапай

Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

Золоторудные формации связаны с несколькими геодинамическими режимами. Гидротермально-метасоматические и вулканогенно-осадочные руды золота возникают в связи с островодужными андезит-базальтовой и габбро-сиенодиорит-граносиенитовой формациями во внутриконтинентальных рифтогенных впадинах (Северный Казахстан). На вулканическом этапе золото приурочено к углеродисто-кремнисто-терригенным осадкам по периферии андезит-базальтовых вулканов, к подошве и кровле вулканогенно-осадочной толщи. К плутоническому этапу приурочены промышленные гидротермально-метасоматические руды в обрамлении габбро-диоритовых малых интрузий, гранит- и граносиенит-порфировых даек и штоков, что говорит о концентрации золота в основании плутонических промежуточных очагов при их консолидации сверху вниз, вследствие чего имеет место механизм отжима легких петрогенных элементов, золота и флюидов. Золотоносные малые интрузии и дайки размещаются в узлах сопряжения разноориентированных глубинных разломов вдоль внешних частей андезит-базальтовых вулканических сооружений.

Второй тип крупномасштабного золотооруденения связан с пограничными рифтогенными зонами на стыке платформа–океан, океан–континент, активизированными в поздне- и постокеаническую стадии интрателлурическим флюидно-тепловым потоком, способным проникать вверх вдоль глубинных разломов после охлаждения и расщепления океанической коры. Золото в этих структурах, видимо, имеет эндогенную подводно-гидротермальную и экзогенно-терригенную природу, концентрируясь в углеродисто-кремнисто-терригенно-сланцевых отложениях, выполняющих седиментационные ванны-ловушки вдоль пограничной рифтогенной зоны. При этом промышленное золото – это результат тектонодеформационного, плутонического, мобилизационно-метаморфогенного и гидротермально-метасоматического преобразования золотосодержащих разновозрастных формаций смежных плит с океаническим и континентальным типом строения. Примерами таких золотогигантов являются Кумтор, Мурунтау (Кыргызстан, Узбекистан).

Третий тип золота связан с внешними тыловыми областями окраинно-континентальных вулканических поясов и формируется путем мобилизационно-метаморфогенного и плутоногидротермального преобразования золотосодержащих вмещающих толщ углеродисто-терригенного и вулканогенно-осадочного сложения. Золотооруденение развивается длительно и многоэтапно синхронно с континентальным вулканоплутонизмом, сопровождается малыми интрузиями и дайками пестрого состава, лампрофирами, керсантитами верхнемантийной природы. Нередко руды золота размещены по периферии полихронных диорит-гранодиоритовых плутонов, внедрившихся в золотосодержащие толщи, в том числе метаморфические (васильковский тип, Казахстан). Золотое оруденение комплексное с серебром, редкими и халькофильными металлами.

Четвертый тип золота проявлен во внутренней области окраинно-континентальных вулканических поясов и имеет, вероятно, гранитогенно-базальтоидную природу, когда океаническая кора под вулканическим поясом подвергается метамагматической гранитизации, частичному повторному плавлению, вследствие чего возникали избыточные золото-сереброносные флюиды, ответственные за вулканогенно-гидротермальное рудообразование.

Тантал-олово-вольфрам-молибденовая формация генетически связана с калиево-плюмазитовыми лейкогранитами, формирующимися в связи с поздней стадией гранитообразования во внешней части континентов, являющейся тыловой областью континентального вулканического пояса. Крупные редкометалльные месторождения связаны с верхней зоной гипабиссальных интрузий, где развиваются апогранитные и кварцево-жильно-штокверково-грейзеновые образования. Более глубинные мезо-абиссальные и субвулканические фации лейкогранитов слабо рудоносны. Мезоабиссальные типы лейкогранитов сопровождаются редкометалльными пегматитами. В едином поле рудоносных лейкогранитов проявлена латеральная зональность от менее плюмазитовых типов с молибденом через умеренные с вольфрамом до повышенных, вплоть до мусковитсодержащих с оловом и танталом. При этом наиболее калиево-плюмазитовые оловоносные фации максимально удалены от океанической области и окраинно-континентального вулканизма.

Ниобий-цирконий-редкоземельная формация генетически связана с щелочными гранитами, приуроченными к внутренней фронтальной части окраинно-континентального вулканопояса. Наиболее рудоносны гипабиссальные рибекитовые фации, тогда как катафорит-гастингситовые мезоабиссальные и эгириновые субвулканические бесперспективны на крупные месторождения.

Калиево-плюмазитовые лейкограниты и щелочные граниты являются близко возрастными рудоносными фациями, размещенными в противоположных частях гранитизированных континентальных плит, в частности окраинно-континентальных вулканоплутонических поясов. Эта важная закономерность в пространственно-временной эволюции рудогенерирующего лейкогранитного и щелочно-гранитного магматизма понятна с позиции плитной тектоники как синхронное проявление гранитообразования калиевой и более натриевой щелочности в разных частях континентальных плит по степени удаленности от океанической области.

Таким образом, плитная металлогения позволяет понять природу связи крупных месторождений золота и редких металлов разнотипного магматизма и разных геодинамических структур. Геодинамические режимы магматизма и связанного с ним оруденения определяют их рудно-вещественную специфику, типы магматической эволюции и дифференциации, способы рудоконцентрирования, рудолокализующие структуры.

Редкие металлы и редкие земли генетически связаны с глубоко специализированными калиево-плюмазитовыми лейкогранитами и щелочными гранатами, возникающими на поздней завершающей стадии гранитизационного цикла вдоль континентального обрамления области океанического корообразования в последовательности от палеоокеана в глубь континента: щелочные граниты – субщелочные лейкограниты (щелочные аляскиты) – аляскиты – лейкограниты калиево-плюмазитового типа. Источником редких металлов и редких земель являются петрохимические и геохимические специализированные типы гранитов, возникающие закономерно на поздней стадии гранитизационного цикла, проявляющегося синхронно с эволюцией смежного палеоокеана. В Казахстане редкометалльно-редкоземельные граниты на трех уровнях: позднерифейском, позднедевонском и верхнепермском в соответствии с тремя циклами континентального и океанического корообразования. Источником редких металлов и редких земель является континентальная кора, испытывающая эволюцию от плагиогранитов – гранодиоритов через нормальные граниты до калиевых гранитов с фациями калиево-плюмазитовых лейкогранитов и щелочных гранитов.

РУДОЛОКАЛИЗАЦИОННЫЕ И РУДОГЕНЕРАЦИОННЫЕ ПОГРАНИЧНЫЕ ГЛУБИННЫЕ ЗОНЫ НА СТЫКЕ ПЛАТФОРМА–ОКЕАН, ОКЕАН–КОНТИНЕНТ, КОНТИНЕНТ–КОНТИНЕНТ

М.К. Абдрахманов, А.К. Абдрахманова, К.А. Абдрахманов

Институт геологических наук им. К.И.Сатпаева, г. Алматы, Казахстан
isturgan@mail.ru

Пограничные зоны вдоль сверхглубинных разломов на стыке платформенных, континентальных и океанических сегментов земной коры с разнотипным стилем геологического и вещественно-формационного строения, геодинамической эволюции и совмещенностью разновозрастных и различных по составу формационных колонок, субвертикальных и субгоризонтальных дислокаций характеризуются специфическим магматизмом и крупномасштабным рудогенезом.

Пограничная зона вдоль Восточно-Европейской платформы и Урало-Мугоджарского герцинского палеоокеана сопровождается дунит-троктолит-гарцбургитовой формацией с гигантскими хромитовыми месторождениями кемпирсайского типа (Западный Казахстан), хромитовыми рудами саранского типа (Западное Приуралье), субщелочной габбро-эссексит-пироксенитовой с титаномагнетитом, платиноносной дунит-пироксенит-габбровой нижнетагильского типа, золотоносной габбро-диорит-граносиенитовой, возможно, алмазоносной лампроитовой. Все эти рудоносные формации формировались в постокеаническую стадию.

Предполагается, что высокая хромитоносность дунит-гарцбургитовой формации кемпирсайского типа связана с повторным плавлением под действием флюидно-теплового потока вдоль пограничного глубинного разлома ранее сформированного гарцбургитового рестита герцинской океанической коры, обогащенного хромитом при расслоении базальтовой магмы в океанических структурах, последующим подъемом гарцбургитового расплава и его гравитационно-кумулятивным расслоением на уровне становления конусовидных лополитовых массивов. В процессе повторного расслоения обогащенного хромитом раплава гарцбургитового состава возникли дуниты, насыщенные богатыми стратифицированными хромитовыми залежами. Дунит-гарцбургитовая формация имеет позднедевонский (380 млн лет) рубидий-стронциевый возраст.

Кварцево-золоторудные жильно-штокверковые гиганты мурунтауского типа (Узбекистан) локализованы в пограничной зоне рифейской океанической коры (Торгайско-Южно-Тянь-Шаньской) и докембрийского континента (Восточно-Уральско-Восточно-Мугоджарско-Зеравшанско-Алайского). В постокеаническую стадию в пограничной области развивалась рифтовая зона, где в седиментационных структурах формировались золотоносные кремнисто-углеродисто-терригенно-сланцевые и вулканогенно-осадочные андезит-базальтовые толщи. Золото, видимо, привносилось в процессе подводно-гидротермальной деятельности. В кембро-ордовикский период ранее заложенная пограничная рифтовая зона подверглась повторной активизации в связи с начальной стадией ордовикско-девонского океанического корообразования на рифейском океаническом фундаменте. Эта активизация обусловила образование ритмично-слоистой флишоидной конгломерато-песчаниково-алевролито-сланцево-углеродистой формации (бесапанская, щебектинская свиты), слагающей узкие линейно-протяженные троги и обогащенной золотом. В период ордовикско-силуро-девонских океанических процессов пограничная рифтовая зона подверглась тектонизации, плутонодинамотермальному метаморфизму, гидротермальному преобразованию, что обусловило мобилизацию золота из пород нижнего венд-кембрийского и верхнего кембро-ордовикского уровней и образование крупных кварцево-жильно-штокверковых месторождений. Принципиально новый подход в оценке размещения руд золота мурунтауского типа позволяет прогнозировать крупные рудоскопления в юго-западной и южной периферии Южно-Тянь-Шаньской океанической коры (Узбекистан) и вдоль восточного края Восточно-Мугоджарского (Казахстан) и Восточно-Уральского (Россия) докембрийско-герцинских континентальных массивов.

Крупномасштабное золото-сульфидно-редкометалльное оруденение кумторского типа (Кыргызстан) имеет пограничную природу на стыке океан–континент. В этом случае рифейская океаническая кора, коллизированная и преобразованная в более молодую в ордовикско-девонское и верхнепалеозойское время, контактировала с Казахстанско-Кыргызским докембрийским континентом. В пограничной области океан–континент развивались постокеанические узкие линейно-протяженные седиментационные троги, где формировались золотосодержащие сульфидоносные кремнисто-терригенно-сланцевые ритмиты венд-раннекембрийского возраста, которые явились источником золота. Наложенная тектономагматическая активизация мобилизовала золото.

Подобный подход к оценке геодинамической позиции золото-платиноидно-редкометалльного месторождения Кумтор дает основание в прогнозе крупных рудных объектов вдоль всей пограничной области Казахстанско-Кыргызского континента с рифейской океанической корой, на месте которой возник ордовикско-девонский палеоокеан (Южно-Тянь-Шаньско-Иргизско-Денисовско-Западно-Торгайский). Весьма специфично, что вдоль этой пограничной зоны развиты позднерифейско-раннекембрийские железистые кварциты (Жетым-Тау, Кыргызстан), полиметаллы в карбонатно-сланцевом субстрате, терригенно-медистые осадки, фаменско-турнейское полиметаллические месторождения в карбонатной раме каратауского типа, гиганские скарново-магнетитовые руды качарско-соколово-сарбайского типа в нижнекаменноугольной карбонатно-доломит-андезит-базальтовой формации.

Межконтинентальные пограничные зоны (Степняк-Ешкеольмес-Чу-Илийская, Казахстан) развивались как внутриплитные рифты с полным набором пород офиолитовой ассоциации, которые фиксируются как протрузивные и тектонизированные блоки. Для позднеокеанической стадии этой зоны характерны углеродисто-песчано-алевролито-сланцевые формации в депрессионных структурах, кремнисто-углеродисто-терригенно-андезит-базальтовые и габбро-сиенодиорит-граносиенитовые островодужные в наложенных впадинах. В процессе коллизии и гранитизации золотосодержащие толщи, подвергаясь тектоническому и плутонотермальному метаморфизму, явились источником для формирования крупных гидротермально-метасоматических месторождений (акбакайский тип, Казахстан).

Кремнисто-углеродисто-терригенно-андезит-базальтовые формации, слагающие межконтинентальные депрессионные структуры, сопровождаются сингенетичным золотооруденением в кремнисто-терригенных осадках в основании и по периферии андезит-базальтовых вулканических сооружений. С андезит-базальтовой формацией ассоциируют комагматичные габбро-сиенодиорит-граносиенитовые малые интрузии, ответственные за развитие крупных месторождений золота гидротермально-метасоматического типа (Степняк, Бестобе, Аксу, Жолымбет, Казахстан). Щелочно-кремнисто-золотоносные флюиды были сконцентрированы в основании габбро-диоритовых очагов путем отжима золота, кремния и щелочей при консолидации магмосистемы сверху вниз. Подобный механизм золотоконцентрирования согласуется последовательностью магморудогенеза от габбро-диоритов через сиенодиориты, затем граносиенит- и гранит-порфиры до гидротермально-метасоматических кварцево-жильно-штокверковых руд. Таким образом, погранично-глубинные зоны являются высокопродуктивными структурами на постокеанической стадии.

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ КОДАРО-УДОКАНСКОЙ И МУЙСКОЙ СТРУКТУРНЫХ ЗОН

Б.Н. Абрамов

Институт природных ресурсов, экологии и криологии СО РАН, г. Чита, Россия
root@cinr.chita.su

В Кодаро-Удоканской и Муйской структурных зонах месторождения и проявления благородных металлов связаны главным образом с деятельностью рудно-магматических систем, образованных в докембрии и активизированных в периоды палеозойской и мезозойской тектономагматических активизаций. С ними связано образование пород золото-кварцевой, золото-сульфидно-кварцевой рудных формаций, а также гипербазит-базитовой рудоносной.

В Кодаро-Удоканской зоне проявления золото-кварцевой формации пространственно приурочены к зонам глубинных нарушений. Наиболее крупным из рассматриваемых образований является Верхне-Сакуканское месторождение. В районе месторождения развиты габброиды чинейского комплекса, гранитоиды палеозойского ингамакитского комплекса, дайки и штоки интрузий среднего и кислого состава мезозойского эймнахского комплекса. Одним из возможных источников золота при формировании сульфидно-кварцевых жил считают процесс гранитизации габброидов [4]. Об этом свидетельствуют ксенолиты габброидов в гранитоидах ингамакитского комплекса, удаленные от Верхне-Сакуканского габброидного массива в радиусе до 10 км, а также наличие гибридных образований среднего состава. Предполагается, что при гранитизации происходит мобилизация золота из габброидов. При этом наблюдается переотложение золота его в тыловую часть фронта гранитизации. Наибольшая концентрация золота происходит в стадии

низкотемпературного околожильного метасоматоза, связанного с образованием горнблендитов и габбро-пегматитов, кварц-сульфидных и сульфидных обособлений [4].

В ряде других рудопроявлений почти повсеместно отмечается связь золотоносных жил с магматическими образованиями эпохи палеозойско-мезозойской тектономагматической активизации, особенно с малыми интрузиями и дайками основного и кислого состава.

В Муйской структурной зоне проявления золото-кварцевой формации отмечаются во всех выделяемых здесь типах террейнов (кратонные, островодужные, океанические, турбидитные). При этом наблюдается сгущение золоторудных проявлений к границам выделяемых террейнов, часто контролируемых зонами надвигов и сдвигов [1].

В Муйском районе зоны глубинных нарушений трассируются выходами ультрабазитов парамского комплекса, интрузий муйского комплекса и вулканогенно-осадочных отложений килянской и нюрундуканской свит. Возраст данных образований определен как рифейский [3]. К этим же комплексам пород пространственно приурочена большая часть золоторудных проявлений Муйской зоны. Большинство золоторудных полей этой зоны имеет следующие сходные черты геологического строения: 1) широкое развитие интрузивных образований муйского комплекса, вулканогенно-осадочных отложений килянской или нюрундуканской свит; 2) развитие межразломных троговых структур близмеридионального простирания, выполненных кембрийскими осадочными отложениями; 3) широкое развитие пород дайкового комплекса, преимущественно среднего и основного состава; 4) интенсивное проявление метасоматических процессов (альбитизация, окварцевание и др.).

В Муйской зоне основным источником золота являются породы муйского и парамского комплексов, вулканогенно-осадочных отложений килянской и нюрундуканской свит. Мобилизация золота в сульфидно-кварцевых жилах происходила вследствие гидротермально-метасоматических процессов. При этом максимальное концентрирование золота связано с процессами березитизации и лиственитизации пород.

Среди базит-гипербазитовых образований Северного Забайкалья наиболее перспективными на благороднометалльное оруденение являются докембрийские базиты чинейского и муйского комплексов, базит-гипербазиты довыренского комплекса.

В дифференцированных габброидах чинейского комплекса были определены повышенные концентрации благородных металлов. В экзо- и эндоконтактовых частях участка "Рудный" Чинейского массива в зонах сульфидизации содержания платины достигают 72 г/т, палладия – 255 г/т, золота – 9.8 г/т, серебра – 34.8 г/т [6].

В пределах Йоко-Довыренского массива недавно выделен платиноносный горизонт. Он находится на границе расслоенной троктолит-плагиодунитовой и габброидной зон. Горизонт протягивается по всей длине массива при мощности 170–190 м. При относительно незначительных средних содержаниях багородных элементов выявлены следующие их максимальные содержания (г/т): Pt – 4.1; Pd – 7.8; Ir – 0.1; Os – 0.018; Ru – 0.006; Au – 3.2 [5].

Среднее содержание золота в габброидах муйского комплекса составляет доли г/т, серебра – первые г/т, платиноидов – сотые доли г/т. Метасоматически измененные участки габброидов, а также зоны сульфидизации характеризуются повышенными содержаниями золота, количество которого достигает первые г/т.

Таким образом, образование проявлений золото-кварцевой формации связано с заложением в докембрии и активизацией в палеозое и мезозое рудно-магматической системы. Так, в докембрии в Муйской районе в зонах глубинных нарушений происходило внедрение интрузий парамского и муйского комплексов. Им комагматичны базальты килянской и нюрундуканской свит. Палезойско-мезозойская тектономагматическая активизация проявлена в образовании межразломных троговых структур, выполненных кембрийскими отложениями, породдайкового комплекса и гидротермально-метасоматического изменения пород. В Кодаро-Удоканской зоне проявления золото-кварцевой формации связываются с палеозойско-мезозойской тектономагматической активизацией, выраженной в гранитизации докембрийских базитов, образованием пород дайкового комплекса и гидротермально-метасоматическими преобразованиями пород.

В гипербазит-базитовых образованиях повышенные содержания благородных металлов связываются с двумя основными источниками: первый – мантийный, второй – коровый. В первом случае источниками благородных металлов являются сами породы основного и ультраосновного состава, во втором – локализация благородных металлов происходит при последующих после образования пород гидротермально-метасоматических процессах, выраженных в образовании зон сульфидизации, окварцевания и др. Об этом свидетельствуют тесные корреляционные связи золота в рудных зонах как с халькофильными, так и с сидерофильными элементами.

Литература

1. *Булгатов А.Н., Гордиенко И.В.* Террейны Байкальской горной области и размещение в их пределах месторождений золота // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 3. С. 230–240.
2. *Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А.* Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1993. 184 с.
3. *Коншиков Э.Г., Цыганков А.А., Врублевская Т.Т.* Байкало-Муйский вулканоплутонический пояс: структурно-вещественные комплексы и геодинамика. М.: ГЕОС, 1999. 163 с.
4. *Кременецкий А.А., Минцер Э.Ф.* Универсальность эволюции золоторудных систем – ключевой критерий регионального прогноза промышленного оруденения // Отеч. геология. 1995. № 5. С. 19–27.
5. *Орсоев Д.А., Кислов Е.В., Коншиков Э.Г. и др.* Закономерности размещения и особенности состава платиноносного горизонта Йоко-Довыренского массива (Северное Забайкалье) // Докл. РАН. 1995. Т. 340, № 2. С. 226–228.
6. *Татаринов А.В., Яловик Л.И., Чечеткин В.С.* Динамометаморфическая модель формирования расслоенных массивов основных горных пород (на примере Чинейского в Северном Забайкалье). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1998. 120 с.

СОВРЕМЕННЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ РУДЫ ОКЕАНА И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ: ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ, ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА

В.В. Авдонин

Геологический факультет МГУ, г. Москва, Россия
avdonin@star.geol.msu.ru

Руды современных гидротермальных систем океанского дна обладают несомненным сходством с рудами колчеданных месторождений, известных в палеовулканических провинциях континентов. Единство древних и современных колчеданных руд выражается в их связи с процессами вулканизма. Бесспорна приуроченность руд всех возрастов к вулканогенным формациям. Очевидна локализация руд в вулканических и вулканотектонических структурах – и рудных полей, и месторождений, и рудных залежей. Давно установлены факты соответствия состава руд месторождений петрохимическим особенностям рудоносных формаций.

Вполне справедливо активные гидротермальные системы рассматриваются как аналоги рудообразующих систем древних месторождений. В то же время весьма существенны различия этих двух групп месторождений. К числу главнейших следует отнести: 1) полную завершенность формирования древних месторождений в отличие от современных, которые находятся в стадии образования; 2) отчетливую эволюцию рудообразующих процессов на древних месторождениях, выраженную в закономерной однотипной вертикальной зональности, проявленной практически на всех рудных полях; 3) несравнимо большее разнообразие древних месторождений по составу руд, геодинамических и структурных обстановок формирования, составу рудоносных вулканогенных комплексов и др.

Однотипная вертикальная зональность, свойственная колчеданным месторождениям различных групп, выражена в последовательной смене ранних серноколчеданных руд рудами, в которых постепенно возрастает роль меди, цинка, затем свинца, бария и т.д. Эта зональность последовательного образования руд, проявленная и в отдельных рудных залежах, и в масштабе рудных полей, отражает эволюцию рудообразующих систем.

Эволюция колчеданного рудообразования наиболее наглядно проявлена на колчеданно-полиметаллических месторождениях Рудного Алтая. Девонская рудоносная базальт-риолитовая формация, с которой связаны все колчеданно-полиметаллические месторождения провинции, состоит из нескольких самостоятельных разновозрастных комплексов: ранние отличаются повышенным содержанием калия и более высокой степенью ликвационного расслоения, поздние относятся к натровому ряду и более однородны. В целом для всех комплексов и формаций установлен антидромный характер развития. Эволюционному ряду рудоносных комплексов полностью соответствует весьма своеобразный антидромный ряд месторождений: в ранних (эмсско-эйфельских) месторождениях преобладают полиметаллические и барит-полиметаллические руды, более поздние (живетские) месторождения относятся к колчеданно-полиметаллическому типу, а самые молодые (раннефаменские) содержат в основном медно-колчеданные руды. В противоположность этой общей закономерности во всех индивидуальных месторождениях наблюдается нормальная последовательность

рудоотложения от ранних медно-колчеданных до поздних полиметаллических и барит-полиметаллических руд, что отвечает нормальной эволюции процесса колчеданного рудообразования, которая, вероятнее всего, определяется этапностью поступления рудоносных растворов из дифференцированных магматических очагов.

Эволюция рудообразующего процесса выражена и в особенностях распределения элементов-примесей в рудах: концентрации селена, теллура, висмута, индия последовательно возрастают, а кадмия уменьшаются от ранних месторождений к поздним. В рудных телах индивидуальных месторождений наблюдается обратная тенденция.

Примеры закономерной эволюции состава руд, обусловленной последовательной сменой рудоносных комплексов, известны и в других провинциях, например, на Урале, в Канаде. В районе Норанда (Канада) в ряду месторождений, занимающих различное стратиграфическое положение, снизу вверх закономерно увеличивается роль цинка, что объясняется нормальной гомодромной эволюцией вулканизма.

Следует подчеркнуть, что связь с вулканогенными формациями и обусловленность состава руд составом формаций наглядно проявлены и в современных гидротермальных сульфидных системах океанского дна. Известные в настоящее время факты, свидетельствующие о характере связи океанских руд с рудоносными вулканогенными формациями, полностью соответствуют закономерностям, установленным в палеовулканических провинциях. Это подтверждается сопоставлением современных руд океанского дна с известными мировыми типами месторождений на континенте.

Анализ особенностей состава и закономерностей размещения современных сульфидных проявлений в структурах дна Мирового океана приводит к выводу о том, что гидротермальный рудогенез определяется составом и характером дифференцированности рудоносных вулканогенных формаций. Установлено, что гидротермальные проявления и медно-цинковые сульфидные руды Восточно-Тихоокеанского поднятия связаны с базальтовыми формациями осевой зоны, отличающимися высокой степенью дифференциации, флюидонасыщенностью, повышенной магнезиальностью. Сульфидные руды медной специализации с повышенным содержанием кобальта и никеля Срединно-Атлантического хребта связаны с базальт-ультрамафитовыми комплексами. Проявления полиметаллических руд в Западно-Тихоокеанской переходной зоне связаны с бимодальными, контрастно и последовательно дифференцированными вулканогенными формациями. Одним из важнейших факторов высокой степени дифференциации рудоносных вулканогенных формаций является относительно низкая проницаемость земной коры, что способствует большей длительности существования магматических очагов, продолжительности процессов магматической дифференциации.

Наглядные свидетельства обусловленности состава руд петрологическими особенностями вулканогенных формаций, с которыми связаны гидротермальные системы, опровергают основные положения рециклинговой концепции и утверждают ведущую роль глубинных процессов, происходящих в мантийных и коровых магматических очагах. Значительная роль эндогенных флюидов в формировании современных сульфидных руд океана подтверждается материалами изучения включений в минералах, изотопией серы и др.

Причина последовательной, эволюционной смены состава руд в рудных залежах и рудных полях палеозойских колчеданных месторождений и современных гидротермальных систем океана кроется в эволюции глубинного – магматического – источника рудоносных растворов. Конвективные модели без неоправданных допущений подобную эволюцию объяснить не в состоянии.

УГЛЕРОДИСТЫЙ МЕТАСОМАТОЗ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЗОНЫ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ

О.Б. Азовскова[1], А.А. Малюгин[2], В.В. Александров[1], В.Н. Кузнецов[1]

[1]ОАО Уральская геолого-съемочная экспедиция, г. Екатеринбург, Россия
ural1@ugse.isnet.ru
[2]Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, Россия
MaluginA@usmga.ru

Мраморская зона смятия является составной частью крупной шовной структуры в западном обрамлении Сысертско-Ильменогорского жесткого блока. Она принадлежит одному из наиболее геотектонически напряженных районов Урала на сочленении Тагильской и Магнитогорской мегазон, активность которого сохраняется и на современном этапе [5].

Главная особенность Мраморской зоны – общая "зараженность" пород разнообразным по составу углеродистым веществом и существенно восстановительный режим в течение длительного периода ее развития [8]. Одним из признаков такого режима может служить углеродистый метасоматоз, с полихронными проявлениями которого связано выявленное здесь в последние годы продуктивное эндогенное золотое оруденение двух различных типов [2, 8].

Формирование первого золото-сульфидно-кварцевого (россыпеобразующего) типа приурочено к раннеколлизионному геодинамическому этапу развития Урала и связано с проявлениями тоналит-гранодиоритового магматизма. Морфологически оно представлено минерализованными зонами в экзо- и эндоконтактах гранитоидных даек и секущими кварцево-жильными зонами типа лестничных жил или линейных штокверков в ореолах метасоматитов березит-лиственитовой формации. Оруденение представлено исключительно самородным металлом. В приконтактовых зонах оно неконтрастное, прерывистое с содержаниями золота от 0.2 до 2.5 г/т. Распределение металла в штокверковых зонах (рудопроявление Водораздельное) неравномерное, со скоплениями видимого золота и ураганными содержаниями более 100 г/т.

Золотое оруденение второго типа широко развито во всех комплексах Мраморской зоны и контролируется ореолами проявления углеродистого метасоматоза. Оно представлено тонкодисперсным микронным золотом, ассоциирующим с теллуридами, органическим веществом (преимущественно с твердыми битумами) и неблагородными самородными металлами, которые по видовому составу и основным свойствам близки установленным на Кумакском рудном поле [3, 7]. Содержания золота не превышают 0.8 г/т. Это оруденение связано с этапом эпиплатформенной активизации, а временные рамки процесса определяются наложением указанной минеральной ассоциации на окисленные руды первого типа и сопряженные с низкотемпературными метасоматитами мезозойские коры выветривания.

Пространственное совмещение двух рудно-метасоматических этапов способствовало перераспределению и, вероятно, концентрации сформированного ранее Au-оруденения. Об этом свидетельствуют особенности морфологии остаточного золота из кор выветривания (обилие форм, характерных для неравновесных, малоглубинных условий образования; слабое проявление гипергенной электрохимической коррозии, включения и сростки с другими минералами, в том числе с цинкистой медью), а также зональность в распределении свободного золота и цинкистой меди и аномально высокая примесь Au (до 5.6 мас.%) в составе Cu_2Zn в пределах рудопроявления [3].

Если золотое оруденение второго типа непосредственно связано с углеродистым метасоматозом, то для первого рудного этапа такая связь прослеживается менее четко. В целом установлены следующие отличительные признаки углеродистого метасоматоза: 1) несоответствие степени преобразования РОВ уровню метаморфизма вмещающих пород; 2) одновременное присутствие в пробах и образцах нескольких разновидностей ОВ, не связанных последовательными переходами (от легких углеводородов и битумов антраксолитового и керитового ряда до графита разной степени кристалличности и(или) высокоотражающего графитоида); 3) отсутствие четкой приуроченности РОВ к конкретным литологическим и стратиграфическим таксонам; 4) обогащение органическим веществом зон тектонических нарушений; 5) признаки метасоматической зональности, определяемые на макро- и микроуровне, и примеры прямого замещения некоторых минералов углеродистым веществом.

Углеродистое вещество установлено во всех породах и комплексах Мраморской зоны, включая коры выветривания. Содержание $C_{орг}$ обычно составляет 1–2 мас.% и не превышает 5 %. Видовой состав РОВ включает три-пять разновидностей и не зависит от состава и состояния вмещающей породы, варьируют только относительные содержания [1]. Отмечается постоянная примесь легких и летучих углеводородных фракций. Данные ИК-спектроскопии НУВ из углеродистых метасоматитов рудопроявления Водораздельное показывают наличие нескольких типов органических соединений и комплексов, причем две группы окисленных ароматических соединений (полосы поглощения при 1590 и 1750 $см^{-1}$) идентичны установленным в сводной золоторудной пробе месторождения Сухой Лог [6]. Это может свидетельствовать об определенных общих закономерностях развития рудных систем.

Изотопный состав углерода в слюдисто-углеродисто-кварцевых метасоматитах рудопроявления – $\delta^{13}C_{орг}$ –19.3–19.8 ‰, а в аналогичных по составу метасоматитах к западу от объекта, в зоне интенсивных сдвиговых напряжений – $\delta^{13}C_{орг}$ –24.5 ‰. Возможно, что относительное "утяжеление" углерода в пределах рудной зоны связано с преобладанием миграционных форм ОВ [9]. Эти отличия могут также отражать сложные закономерности трансформации РОВ при метаморфических и рудно-метасоматических процессах [4]. В целом данные по изотопии углерода свидетельствуют о термокрекинговой или смешанной (микстогенетической) природе ОВ углеродистых метасоматитов.

Литература

1. *Азовскова О.Б., Баженова Л.Н. и др.* Изучение структуры и состава органического вещества в золотоносных комплексах Мраморской зоны смятия (Средний Урал) // VII конфер. "Аналитика Сибири и Дальнего Востока": Тез. докл. Т.1 Новосибирск, 2004. С. 173.
2. *Азовскова О.Б., Малюгин А.А., Кузнецов В.Н., Александров В.В.* Новый тип гипогенно-гипергенного золотого оруденения на Среднем Урале. Особенности минералогии // Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов: Материалы Всеросс. симпозиума. М., 2002. С.100–102.
3. *Азовскова О.Б., Некрасова А.А., Суставов С.Г. и др.* Самородные металлы в корах выветривания Мраморской площади (Средний Урал) // Природные и техногенные россыпи: Материалы Междунар. конф. Симферополь, 2004. С. 272–277.
4. *Банникова Л.А.* Органическое вещество в гидротермальном рудообразовании. М.: Наука, 1990. 205 с.
5. *Кононенко И.И., Халевин Н.И., Блюмин М.А., Ященко В.Р.* Современная геодинамика Урала. Свердловск: УрО РАН СССР, 1990. 96 с.
6. *Кощеева И.Я., Хувшахтова С.Д., Корсакова Н.В. и др.* Изучение рассеянного органического вещества черносланцевых комплексов и его взаимодействия с золотом // ЭНИЖ "Вестник отделения наук о Земле РАН". 2003. № 1 (21). 3 с.
7. *Новгородова М.И.* Самородные металлы и интерметаллиды в гидротермальных рудах. М.: Наука, 1983. 288 с.
8. *Раппопорт М.С., Азовскова О.Б., Кузнецов В.Н.* Геологическое строение, метаморфизм и золотое оруденение Мраморской зоны смятия (Средний Урал) // Рудообразование в геологической истории Урала. Екатеринбург: ДПР, 2001. С. 55–72.
9. *Русинова О.В., Русинов В.Л.* Метасоматический процесс в рудном поле Мурунтау (Западный Узбекистан) // Геология руд. месторождений. 2003. Т.45, № 1. С.75–96.

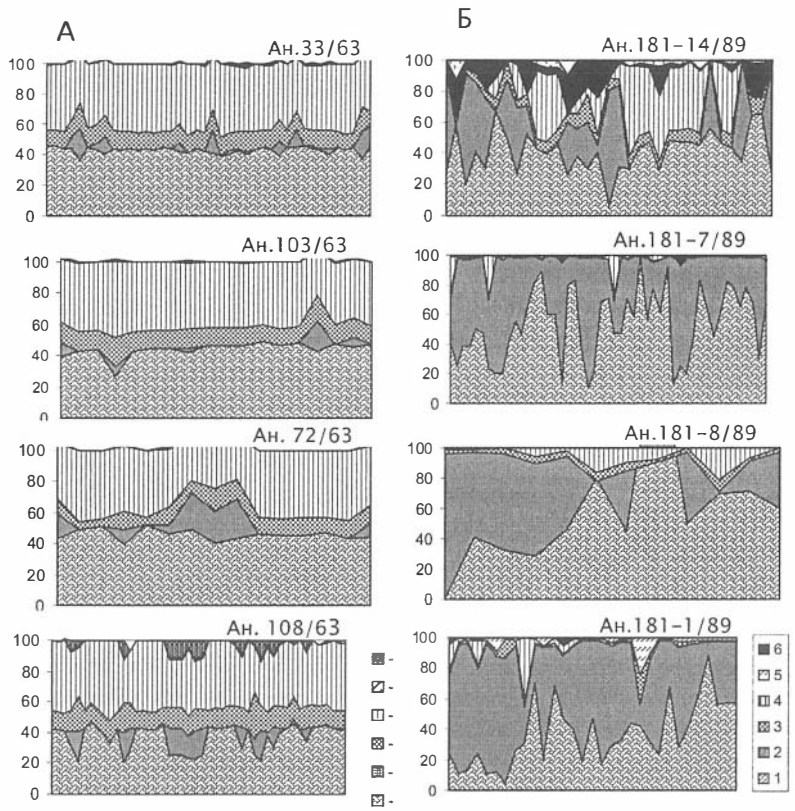
ОКСИДНЫЕ Fe-Ti МИНЕРАЛЫ В КИМБЕРЛИТАХ – ОТРАЖЕНИЕ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА КИМБЕРЛИТОВОЙ МАГМЫ

З.А. Алтухова

Институт геологии алмазов и благородных металлов ЯНЦ СО РАН, г. Якутск, Россия
altukhova2003@mail.ru

Рудные минералы в кимберлитах представлены перовскитом, ильменитом, ферришпинелями и хромшпинелидами. Они широко распространены в основной массе, где образуют обособленные зерна различной степени идиоморфизма, размеры которых не превышают 0,1 мм, часто образуют сростки с ильменитом, обрамляют зерна оливина и являются включениями в оливине и флогопите. Характерной особенностью изученных кимберлитов является широкое распространение ферришпинелей среди рудных минералов основной массы. Изоморфное вхождение магния в магнетиты обусловлено образованием твердых растворов серии: магнетит – магнезиоферрит ($Fe_3O_4 – MgFe_2O_4$). В присутствии других компонентов (Al, Ti), хорошо растворимых в магнетите при высоких температурах, в процессе распада магнетитового расплава он входит в состав образующейся шпинели – ульвошпинели или ильменита. Это возможно благодаря существованию непрерывных твердых растворов между магнезиальными и железистыми членами в рядах минералов: магнезиальная шпинель – герценит ($MgAl_2O_4 – FeAlO_4$); магнезиальная ульвошпинель – ульвошпинель (MgTiO4 – Fe_2TiO_4). При температуре выше 600 °С фазы $FeTiO_4$, Fe_3O_4 неограниченно растворены друг в друге [1]. С понижением температуры чистая ульвошпинель может существовать лишь при более высоких значениях парциального кислорода [3].

В изученных петрографических разновидностях кимберлитов Дюкенского поля в составе твердых растворов ферришпинелей преобладают ульвошпинели и магнезиоферриты. Их содержание варьирует от 30 до 46 мол.% (см. рисунок). Величина шпинелевого компонента изменяется от 10 до 16 мол. %. Содержание магнетитового минала колеблется в пределах 2–4 или 10–15 мол.%. В результате сравнительного анализа соотношения миналов в составе твердых растворов ферришпинелей прослеживается закономерность увеличения магнетитового минала в карбонатизированных кимберлитах. В первично-магматических разностях кимберлитов оливин-флогопитового состава в ферришпинелях основной массы преобладают миналы ульвошпинели и шпинели при практически полном отсутствии магнетита (см. рисунок, анализы 33/63, 103/63). В частично карбонатизированных слюдисто-карбонатных разновидностях кимберлитов



Диаграммы соотношений миналов ферришпинелей в кимберлитовых породах Дюкенского (А) и Укукитского (Б) кимберлитовых полей:

1 – ульвошпинель; *2* – магнетит; *3* – шпинель; *4* – магнезиоферрит; *5* – якобсит; *6* – остаток Mg.

Разновидности кимберлитов: ан. 33/63 – оливин-флогопит-перовскитовые, ан. 103/63,108/63) – оливин-монтичеллит-флогопитовые, ан. 72/63 – серпентин-флогопит-карбонатные, ан. 181-1/89 – кимберлит-флогопит-(хлорит)-кальцит-магнетитовый, ан. 181-7/89 – включение кимберлита флогопит-серпентин титаномагнетит-рутилового состава, ан. 181-8/89 – кимберлитовая брекчия с мелкоавтоллитовой текстурой серпентинк-кальцит-флогопит-магнетит-титаномагнетитового состава с ильменитом и рутилом, ан. 181-14/89 – автолит оливин (серпентин)-кальцит-ильменит-магнетитового состава с титаномагнетитом и рутилом.

(ан. 72/63) содержание магнетитовой составляющей в большинстве образцов составляет 10–11 % при отсутствии шпинелевого компонента. Более контрастное увеличение магнетитового минала характерно для состава ферришпинелей в карбонат-флогопит-апатитовых кимберлитах, что согласуется с литературными данными [2] об образовании однородного по составу (беспримесного) магнетита в результате воздействия высокотемпературного карбонатитового флюида.

Кимберлиты Укукитского поля отличаются высоким содержанием ильменита, ильменорутила и рутила в основной массе. Особенности состава ферришпинелей кимберлитовых пород определяются высоким содержанием магнетитового минала, низким – магнезиоферрита и широкими вариациями содержаний ульвошпинели в твердом растворе рудных минералов. Полученные данные подтверждают выводы экспериментов, показавших, что в условиях взаимодействия карбонатного флюида и силикатного расплава при высоких давлениях увеличивается p_{O_2}, что приводит к расширению поля кристаллизации ферришпинели, рутила, перовскита и к снижению содержаний MgO в ильмените.

Литература

1. *Минералы:* Справочник. Диаграммы фазовых равновесий. Вып. 1. Фазовые равновесия, важные для природного минералообразования. М.: Наука, 1974. 514 с.
2. *Чернышева Е.А.* Минералы карбонатитов как идикаторы условий их формирования. Новосибирск: Наука. Сиб. Отд-ние, 1981. 154 с.
3. *Basta E.Z.* Natural and synthetic titanomagnetites (the system Fe_3O_4–Fe_2TiO_4–$FeTiO_3$) // Neues Jahrb. Miner. Abh. 1960. Bd. 94, N 2. S. 1017–1048.

РАЗЛИЧИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ДЮКЕНСКОГО, АРЫ-МАСТАХСКОГО И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКУКИТСКОГО ПОЛЕЙ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ) – ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДИАПИРОВ

З.А. Алтухова, А.И. Зайцев

Институт геологии алмазов и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
geo@yakutia.su; altukhova2003@mail.ru

В процессе изучения кимберлитовых пород в северной части Якутской кимберлитовой провинции установлено, что на этой территории встречаются породы, имеющие как сходство, так и существенные различия с кимберлитовыми. Среди таких пород выделяются альнеиты (монтичеллитовые, пироксеновые и мелилитовые) и слюдистые ультраосновные породы, слагающие дайки и штоки в Ары-Мастахском кимберлитовом поле. Для них характерна массивная текстура и кристаллически-зернистая основная масса. При уменьшении содержания монтичеллита и увеличении количества флогопита, карбоната и серпентина порода приобретает черты кимберлита. Кимберлиты каждого поля имеют свои характерные особенности.

Особенности Дюкенского поля определяются преобладанием среди включений глубинных пород флогопитсодержащих дунитов. Их производные *оливин-флогопит-перовскитовые кимберлиты* состоят из оливина и флогопита примерно в равных пропорциях. В образцах с незначительным объемом мелкозернистой основной массы структура породы полнокристаллическая с неравномерным распределением оливина и флогопита, которые образуют участки мономинеральных скоплений. Гистограммы вариаций Fo в оливинах *из монтичеллитовых и оливин (серпентин)-флогопит-перовскитовых кимберлитов* показывают, что большинство точек состава оливина расположено в интервале Mg_{86-88} с максимумом около Mg_{88} и сопоставимо с железистыми. (86–88 % Fo) их разностями катаклазированных дунитов [2].

Монтичеллитовые и мелилитсодержащие ассоциации отражают этап высокотемпературного автометаморфизма. Монтичеллит, мелилит и пироксен, судя по реакционным каймам по периферии зерен оливина либо псевдоморфоз серпентина по оливину, образовались в результате взаимодействия их с кальцийсодержащим остаточным расплавом.

Кимберлиты восточной части Укукитского поля слагают дайки, иногда сопряженные с трубками. Характерной особенностью состава кимберлитовых пород является высокое содержание флогопита, который часто наблюдается в виде очень крупных (1–5 см) пластинок – мегакристов и ильменита такой же размерности. Кроме того, в кимберлитовых брекчиях отмечаются зерна гранатов. Кимберлиты имеют ***флогопит (хлорит)-серпентин-кальцитовый состав с мелилитом и апатитом.*** В породе часто встречаются овальной формы включения слюдистого состава размером 5–6 см. Химический состав слюды в кимберлитах и включениях имеют близкий состав. Преимущественно слюдистый состав кимберлитов с высоким содержанием ильменита и гранатов альмандинового ряда свидетельствует о преобладающей роли глиммеритов и ильменитсодержащих пироксенитов в составе мантии в районе восточной части Укукитского поля. Соответствие набора мантийных нодулей и вещественного состава кимберлитов (петрография, минералогия) указывает на то, что различия между сериями кимберлитовых пород обусловлены особенностями состава глубинных пород плавящегося мантийного субстрата.

Полученные значения первичного изотопного отношения стронция (I_0) для кимберлитовых пород полей Куонапской зоны свидетельствуют о значительной изотопной гетерогенности их протолитов. Для пород Ары-Мастахской зоны их величина варьирует от 0.7034 до 0.7081, для Дюкенского поля – от 0.7031 до 0.7074. Значения Rb-Sr модельных датировок протолитов ультраосновных щелочных пород Куонапской зоны довольно близки. Эти датировки были рассчитаны по двустадийной модели [3] с корректировкой их на время формирования тел. Значения $T(Sr)_{DM}$ обогащенного мантийного протолита в Ары-Мастахском поле варьируют от 642 до 1443 млн лет при доминирующем их распределении в интервале 850–900 млн лет, в Дюкенском поле – от 660 до 1211 млн лет (максимумы распределения: 750–850 и 900-1100 млн лет). Деплетированные протолиты в Ары-Мастахском поле имеют модельный возраст 582–760 млн лет, Дюкенском – 553–732 млн лет. Характерно, что между возрастом магматичеких тел в пределах зоны и модельными возрастами их протолитов нет явной зависимости, т. е. одновозрастные магмы могли возникать из разновозрастных субстратов и наоборот. В то же время намечается тенденция повышения радиогенной составляющей в изотопном составе стронция от древних к молодым магматическим проявлениям в пределах кимберлитовых полей Куонапской зоны. Таким образом, ультраосновные щелочные породы Куонапской зоны формировались из разных по изотопным характеристикам мантийных субстратов, формирование которых (и модификация) происходило в разные этапы тектономагматической активизации региона.

По данным Б.Р. Шпунта [1], в позднем докембрии на северо-востоке Сибирской платформы были проявлены многочисленные эпохи рифтогенеза. Время формирования обогащенных протолитов совпадает с выделенными им циклами рифтогенного магматизма повышенной щелочности калиевой специализации – 1350–1300, 1170–1200, 1000–1050, 840–890, 650–680 млн лет, а с циклами проявления магматизма с максимальной основностью (760–780, 600–610 млн лет) ассоциирует образование деплетированных мантийных субстратов.

Кимберлиты Восточно-Укукитского поля в основном сформированы в среднепалеозойский этап активизации мантии и по разным изотопным методам имеют возраст от 340 до 410 млн лет. Для пород поля отмечается различный изотопный состав стронция протолитов кимберлитов (0.7036–0.7096), и по величине первичных изотопных отношений стронция в кимберлитах выделяются две их группы: 0.7036–0.7057 и 0.7077–0.7096. Модельный Rb-Sr возраст (двухстадийная модель) протолитов кимберлитов определяет три группы их значений: 670–786, 926–1125 и 1557–1872 млн лет и предполагает различные этапы их образования (преобразования). При этом протолиты с обогащенными изотопными метками стронция формировались в более древние этапы эволюции мантии, чем те, которые имеют более низкие значения изотопии стронция. Роль астеносферного диапиризма в формировании кимберлитовых протолитов в более чистом виде возрастает в более поздние эпохи жизни литосферы и опосредовано связано с этапами рифтогенеза.

Литература

1. *Шпунт Б.Р.* Позднедокембрийский рифтогенез Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1987. 140 с.
2. *Fruel J.J., Umer G.C.* Oxygen fugacity gethermometry of the Oka carbonatite // Amer. Mineral. 1974. V. 59, N 3–4. P. 314–318.
3. *Möller A., Mezger K., Schenk V.* Crustal age domains and the evolution of the continental crust in the Mozambique belt of Tanzania: combined Sm-Nd, Rb-Sr, and Pb-Pb isotopic evidence // J. Petrol. 1998. V. 39, N 4. P. 749–783.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛГАНСКОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Е.Е. Амплиева[1], В.С. Карпухина[2], И.В. Викентьев[1]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
Amplieva@igem.ru
[2]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, Россия

Талганское колчеданное месторождение располагается в Верхнеуральском районе Челябинской области. В геолого-структурном отношении месторождение принадлежит к Восточно-Магнитогорской структурно-металлогенической подзоне, а внутри нее располагается в пределах Узельгинского рудного поля. Оно сложено породами среднего и верхнего девона. Среднедевонские отложения представлены контрастной риолит-базальтовой карамалыташской свитой (D_2ef-gv_1) и вулканогенно-осадочной улутауской свитой (D_2gv_2); верхнедевонские – вулканогенно-осадочной колтубанской свитой (D_3fr). Рудные тела Талганского месторождения приурочены к кислой толще карамалыташской свиты, они не выходят на поверхность и залегают на глубинах 100–270 м. Основные рудные минералы – пирит, халькопирит, сфалерит; второстепенные – блеклая руда, галенит, борнит, гематит. Редко встречаются халькозин, марказит, самородное золото, арсенопирит и др. Руды этого месторождения более обогащены полиметаллами, золотом (2–3 г/т) и серебром (100–150 г/т) по сравнению с соседними месторождениями Узельгинского рудного поля.

Для определения физико-химических параметров рудообразующих флюидов было проведено исследование флюидных включений в минералах руд и вмещающих пород. Дополнительно к прежним термобарометрическим исследованиям [4] были исследованы флюидные включения в сингенетичном кварце и в единичном образце барита массивных колчеданных руд месторождения, а также вторичные включения в кварце вкрапленников кислых вулканитов. В отличие от детально изученного Узельгинского месторождения ни в одном из образцов Талганского месторождения не установлены признаки вскипания гидротермального флюида, а включения оказались более редкими и мелкими. Как и на других месторождениях Узельгинского рудного поля, на Талганском установлена латеральная палеотемпературная зональность центробежного типа. Выделяется узкая крутопадающая зона высоких $T_г$ (>300 °С) и фланговые зоны низких $T_г$ (<200 °С).

Морфологической особенностью палеотемпературного поля Талганского месторождения является пространственное совпадение высокотемпературных зон с субвертикальной столбообразной центральной зоной серицит-кварцевых метасоматитов, уходящей на глубину свыше 600 м, и с зоной разлома. Ореол метасоматически измененных пород имеет асимметричную форму – в западной части месторождения сосредоточена большая часть метасоматитов. Также для западного фланга характерны и более высокие значения палеотемператур – в крове и подошве центральной части 2 р.т. установлены максимальные для Талганского месторождения $T_г$ = 370–375° С. Максимальные $T_г$ прослеживаются вдоль всего тектонического нарушения, что позволяет интерпретировать его как рудоподводящий канал. В целом для всей залежи к зонам с наиболее высокой $T_г$ флюидных включений обычно приурочены и участки максимальной мощности рудных тел, и повышенные концентрации меди, цинка, золота, серебра. Температура гомогенизации флюидных включений различна для разных структурно-текстурных типов руд: в тонкозернистых рудах – 140–160 °С, в перекристаллизованных средне- и крупнозернистых 250–285 °С, а в прожилковидных – 280–375 °С.

Для выяснения источника флюидов были проведены комплексные изотопные исследования состава O и C карбонатов, S сульфидов вмещающих пород и руд месторождения. В карбонатах руд и вмещающих пород Талганского месторождения обнаружены широкие вариации в изотопном составе углерода и кислорода и их заметное отклонение от поля морских карбонатов. В колчеданных рудах для карбонатов ряда кальцит-родохрозит установлены следующие интервалы колебаний изотопного состава: $\delta^{18}O$ = +14.6...+22.9 ‰; $\delta^{13}C$ = –14.4...+3.6 ‰. Во вмещающих метасоматитах для карбонатов ряда доломит - железистый анкерит определены такие значения: $\delta^{18}O$ = +13.7...+27.8 ‰; $\delta^{13}C$ = –18.1...+3.6 ‰. Тогда как для поля морских карбонатов характерны значения: $\delta^{18}O$ = +28...+36 ‰; $\delta^{13}C$ = –2.5...+3‰. Это свидетельствует о том, что морская вода была не только не единственным, но и, вполне вероятно, не основным поставщиком воды в гидротермальную систему. Изотопный состав кислорода ($\delta^{18}O$= +24.3...+18.4 ‰) и углерода ($\delta^{13}C$ = –12,5...+3,8‰) кальцита толщи, перекрывающей рудоносный комплекс, также отличается от состава морских карбонатов, что позволяет предположить некоторый эндогенный гидротермальный вклад и при образовании надрудных известняков [2].

В результате исследования изотопного состава серы сульфидов для вмещающих пород получены следующие значения изотопного состава S: пирит – $\delta^{34}S$ ‰ = –0.53...+3.44; халькопирит – $\delta^{34}S$ ‰ = = –0.78...+3.59; сфалерит – $\delta^{34}S$ ‰ = +1.18...+3.96. Изотопный состав серы сульфидов из массивных руд первого и второго рудных тел: пирит $\delta^{34}S$ ‰ = –2.36...+3.2; халькопирит – $\delta^{34}S$ ‰ = –1.21...+2.76; сфалерит $\delta^{34}S$ ‰ = –3.46...+3.04. Был произведен расчет $\delta^{34}S$ ‰ в H_2S гидротермального раствора, используя уравнения фракционирования [6. 7]. При расчете $\delta^{34}S$ ‰ в H_2S использовались значения изотопного состава S сульфидов из руд Талганского месторождения, полученные автором, а также данные Т.Н. Сурина [5]. При пересчете использовались температуры, установленные В.С. Карпухиной и Э.Н. Барановым при исследовании флюидных включений в минералах вмещающих пород и руд (кварц, карбонат, барит, сфалерит) [4]. Результаты расчета $\delta^{34}S$ ‰ в H_2S следующие: для пирита от –3.8 до +2.3 ‰; для халькопирита от –1 до +3 ‰ и для сфалерита от –3.8 до +3 ‰. Узкий интервал колебаний отношений изотопов серы и небольшое отклонение этих значений от нуля, а также данные [3] свидетельствуют о том, что при величинах $\delta^{34}S$ сульфидов <6.5 ‰ сероводород является главным источником серы, позволяют сделать вывод о главенствующей роли в процессе рудообразования серы магматического происхождения. Некоторое смещение $\delta^{34}S$ ‰ в H_2S в сторону положительных значений свидетельствует о присутствии во флюиде как восстановленной, так и окисленной серы. Наиболее вероятным источником сульфатной серы была морская вода [1].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 03-05-65005.

Литература

1. *Амплиева Е.Е.* Изотопный состав серы сульфидов Талганского медно-колчеданного месторождения, Южный Урал // Металлогения древних и современных океанов-2004. Достижения на рубеже веков. Т. II. Миасс, 2004. С. 96–99.
2. *Викентьев И.В.* Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.
3. Злотник-Хоткевич А.Г. Условия формирования руд колчеданных месторождений в вулканогенных геосинклиналях: Автореф. дис. ... д-ра. геол.-мин. наук. М.: ЦНИГРИ. 1986. 47 с.
4. *Карпухина В.С., Баранов Э.Н.* Физико-химические условия формирования колчеданных месторождений Верхнеуральского рудного района, Южный Урал // Геохимия. 1995. С. 48–63.
5. *Сурин Т.Н.* Метасоматоз и колчеданное рудообразование. Верхнеуральский рудный район. Екатеринбург: Наука, УИФ, 1993. 104 с.
6. *Kajiwra Y., Krouse H.R.* Sulfur isotope partitioning in metallic sulfide systems // Can. J. Earth Sci. 1971. V. 8. P. 1397–1408.
7. *Ohmoto H., Rye R.O.* Isotope of sulfur and carbon // Barnes H.L. (Ed.) Geochemestry of Hydrothermal deposits, John Wiley & Sons. 1979. P. 509–567.

ЭВОЛЮЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЮЖНОГО АЛТАЯ

И.Ю. Анникова, А.Г. Владимиров

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
ira99@uiggm.nsc.ru

Редкометалльные граниты южной части Горного Алтая традиционно коррелировались с гранитами калбинского типа в Восточном Казахстане и на этом основании им приписывался пермский возраст [1, 2]. Эта точка зрения была пересмотрена в последние годы, в первую очередь, благодаря мультисистемному изотопному датированию пород и минералов [3–5]. С учетом этих геохронологических данных (U-Pb, Rb-Sr и Ar-Ar), а также прямых геологических наблюдений предлагается следующая схема эволюции редкометалльных рудно-магматических систем южной части Горного Алтая (см. таблицу).

Анализ таблицы показывает, что в Южном Алтае необходимо выделять, по крайней мере, три существенно автономных очаговых ареала: Бухтарминский (Кунгурджаринский), Калгутинский и Чиндагатуйский (Алахинский), в каждом из которых магматизм и связанное с ним эндогенное оруденение имеют специфический характер, что, по-видимому, обусловлено отличием в составе гранитообразующего субстрата и степенью взаимодействия с мантийным источником. Редкометалльные граниты, представленные крупными батолитами, в различных очаговых ареалах близки по петрохимическому и редкоэлементному составу, в то время как магматические породы завершающих стадий, отвечающие остаточным ультраредкометалльным очагам, резко различаются [4–6]. В Бухтарминском и Чиндагатуйском очаговых ареалах они представлены предельными дифференциатами редкометалльно-гранитной магмы без прямых признаков участия мантийного источника, в Калгутинском – характеризуются аномально повышенными концентрациями фосфора (до 0.96 %), кроме того, здесь обнаружены высокотемпературные фельзит-порфиры [7]. Эти данные указывают на взаимодействие остаточных ультраредкометалльных очагов с мантийными расплавами. Для Бухтарминского и Чиндагатуйского очаговых ареалов, включая сопредельные территории Восточного Казахстана и Китая, характерна Li-Ta(±Be) и W-Sn минерализация; для Калгутинского очагового ареала, включая сопредельные территории Монголии и Китая, – Mo-W(±Be). Присутствие или отсутствие Mo в рудно-магматических системах является важным критерием различия этих очаговых ареалов. Учитывая мантийный генезис классических молибден-порфировых месторождений, этот признак также свидетельствует о существенном влиянии мантийного источника на ультраредкометалльные остаточные очаги.

Эволюция редкометалльных рудно-магматических систем (РМС) Южного Алтая

РМС	Комплекс	Месторождение, тип и масштабы оруденения
Бухтарминская (240–235 млн лет)	Бухтарминский гранит-лейкогранитный (γ–l γT_2)235±9 (Rb-Sr), 240±1 (Ar-Ar)	Магматический; сподуменсодержащие аплиты; масштабы оруденения не известны, перспективный объект для поисков
Калгутинская (220–200 млн лет)	Калгутинский гранит-лейкогранитный (γ–lγT_{2-3}–J_1kl)	Калгутинское рудное поле; гидротермальный; кварц-вольфрамит-сульфидные жилы, 216±3 (U-Pb), 213±2.4 (Ar-Ar)
	Восточно-калгутинский ($\gamma\pi J_1$vk) 204±7.8 (Ar-Ar), 203.4±1,5 (Ar-Ar), 202.4± ±0,8 (Ar-Ar)	Калгутинское рудное поле; гидротермальный; богатые кварц-вольфрамит-молибденит-берилловые жилы; крупный промышленный объект
Чиндагатуйская (200–190 млн лет)	Чиндагатуйский гранит-лейкогранитный (γ–lγJ_1čn) 195.5±1.8 (Ar-Ar), 192±1.6 (Ar-Ar), 193±0.8 (Ar-Ar)	а) Чиндагатуйское м-ние; гидротермальный; убогие кварц-вольфрамит-сульфидные жилы; отработано; б) Алахинское м-ние; магматический; сподуменовые гранит-порфиры с ураганными содержаниями Li_2O; крупный промышленный объект 198.6±1.2 (Rb-Sr)

Литература

1. *Амшинский Н.Н., Врублевский В.А., Кононов В.Н. и др.* Состояние изученности и расчленение пород Алтая, Салаира и Томь-Колыванской складчатой зоны на комплексы. Л.: Недра, 1978. 45 с.

2. *Морозов О.А.* Калий-аргоновое датирование разнофазных образований Калгутинского гранитного массива (Горный Алтай) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1986. № 10. С. 145–149.
3. *Ильин В.А., Халилов В.А., Козлов М.С. и др.* О возрасте Алахинского штока Горного Алтая по данным U-Pb и Rb-Sr датирования // Геология и геофизика. 1994. № 1. С. 79–81.
4. *Владимиров А.Г., Выставной С.А., Титов А.В. и др.* Петрология раннемезозойских редкометалльных гранитов юга Горного Алтая: вклад в проблему происхождения расплавов, аномально обогащенных редкими щелочами и фосфором // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, №7. С. 901–916.
5. *Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области . Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2000. 190 с.
6. *Аншикова И.Ю.* Редкометалльные граниты, онгониты и эльваны Калгутинского массива, Южный Алтай (состав, связь с оруденением, петрогенетическая модель формирования): Автореф. дис.... канд. геол.-мин. наук. Новосибирск, 2003. 20 с.
7. *Титов А.В., Владимиров А.Г., Выставной С.А., Поспелова Л.Н.* Необычные высокотемпературные фельзит-порфиры в постгранитном дайковом поясе Калгутинского редкометалльно-гранитного массива (Горный Алтай) // Геохимия. 2001. № 6. С. 677–682.

СПЕКТРЫ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ ЯКУТИИ

В.П. Афанасьев[1, 2], И.В. Ащепков[1], С.В. Палесский [1],

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск,
Igor.Ashchepkov@uiggm.nsc.ru
[2]ЦНИГРИ, АЛРОСА, г. Мирный, Россия
Rotman@cnigri.alrosa-mir.ru

Концентрат ильменита и граната из промежуточного девонского коллектора Архангельской алмазоносной провинции [1] проанализирован на рентгеновском микроанализаторе и ICP MS методом лазерной абляции в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН.

T–P- диаграмма для гарантов и ильменита предполагает, что вынос материала происходил в основном из нижних горизонтов литосферной мантии, разогретой до 1400 °С (45 мВ/м²) на уровне 65–50 кбар, куда попадают основные определения по ильмениту. В средней части от 35 до 50 кбар *T–P*-оценки по гранату и шпинели дают интервал 35–40 мВ/м².

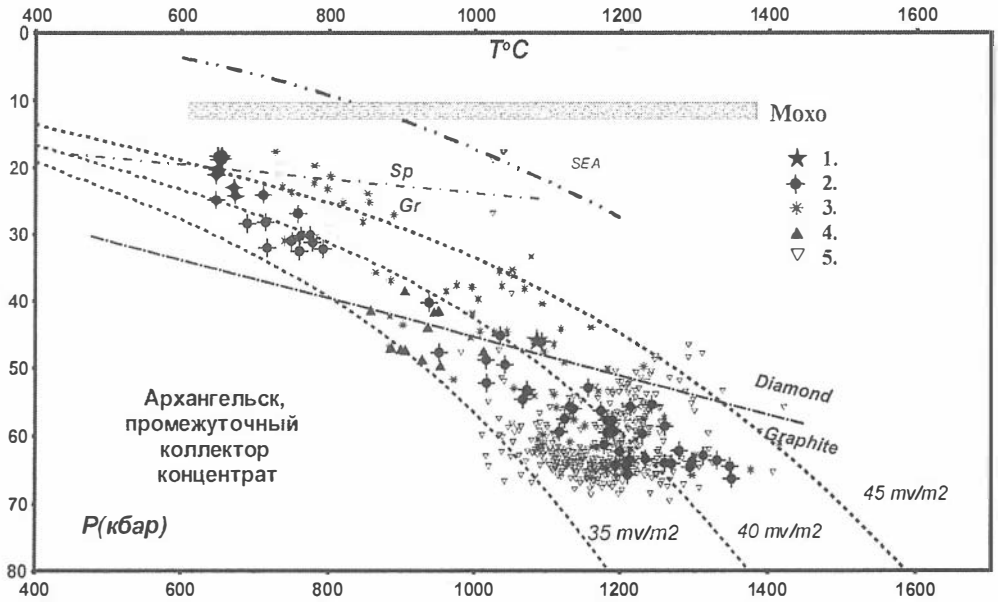


Рис. 1. T–P-диаграмма для минералов из концентрата промежуточного коллектора *T–P*-определения: *1* – по Cpx [2]; *2* – по Gar [3]; *3* – по Gar с аппроксимацией Ni темепературы; *4* – по хромиту [4]; *5* – по ильмениту [4].

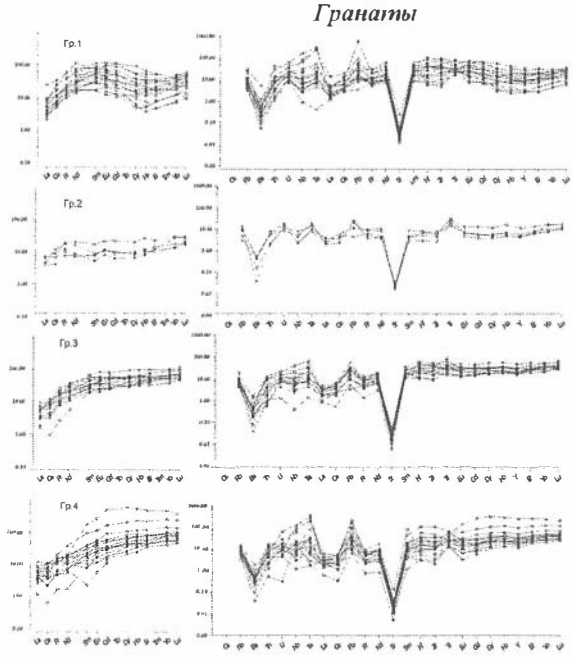


Рис. 2. Спектры REE и спайдер-диаграммы для гранатов.

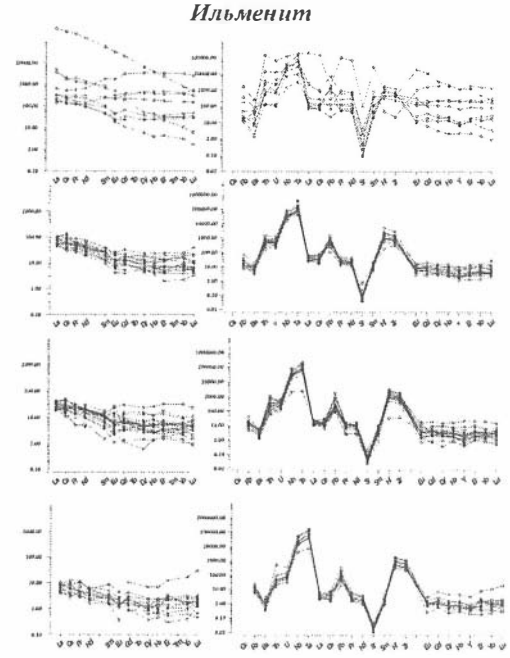


Рис. 3. Спектры REE и спайдер-диаграммы для пикроильменитов.

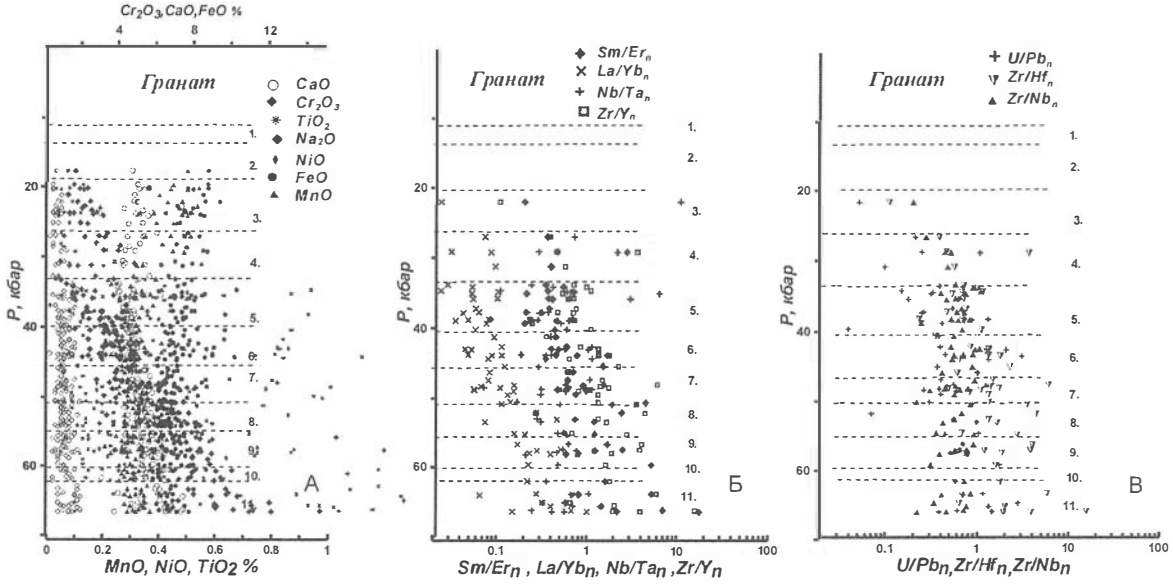


Рис. 4. Вариации основных компонентав (А) и (Б, В) характеристических отношений TRE от определенного давления по [2] для граната.

Гранаты в основном лерцолитового ряда как тр. Ломоносовская [1] имеют S – спектры REE в 40 %, реже уплощенные, характерные для просачивания расплавов в мантии. Отношения La/Yb_n и Sm/Er_n (высокие для S-типа) для гранатов растут с глубиной. Первое отвечает увеличению доли граната и(или) степени истощения пород к основанию литосферы. Отношения Zr/Y_n, Zr/Hf_n также растут с глубиной с увеличением разброса.

Для большинства ильменитов характерна примесь хрома, которая увеличивается с уменьшением давления для низкотемпературной группы и остается постоянной для высокотемпературных, которые трассируют интервал 70–55 кбар, отражая процесс дифференциации с увеличением Fe, Zr и отношений Zr/Y_n, Zr/Nb_n, Zr/Hf_n. Жильные метасоматические системы прослеживаются выше. Для них характерен широкий

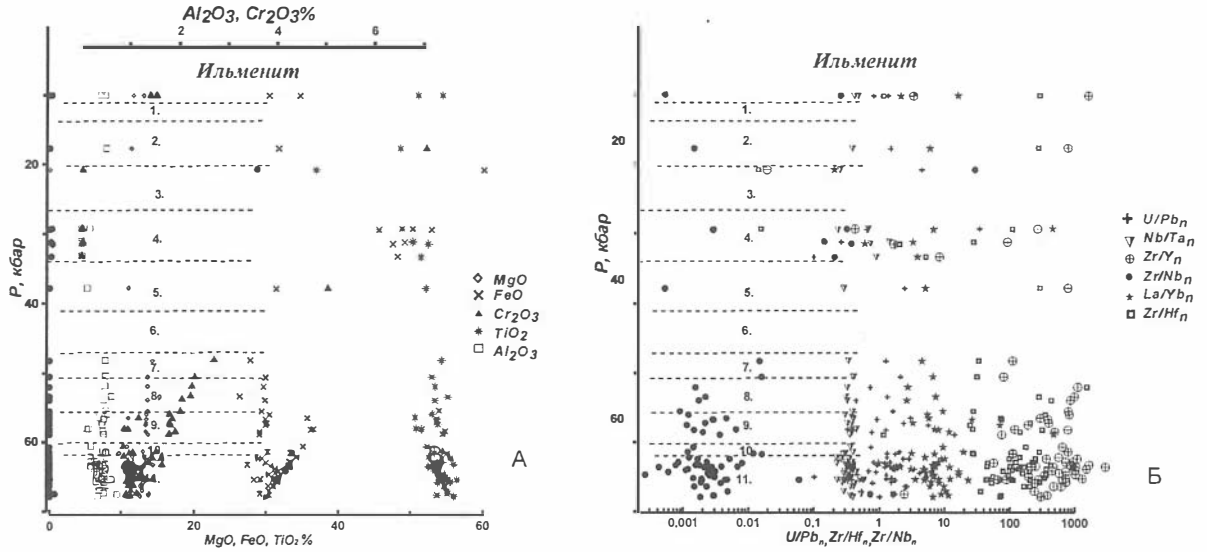


Рис. 5. Вариации основных компонентав (А) и характеристических отношений TRE (Б) от определенного давления по [4] для ильменита.

разброс Zr. Для ильменитов высокие La/Yb_n отношения и минимум Pb отмечены только вблизи 60 кбар. В основном наклон HREE крыла спектров варьирует, предполагая растворение граната (возможно хромита) в процессе дифференциации.

Хорошее соответствие данных термобарометрии и геохимии, полученных независимыми методами для минералов из промежуточного коллектора, предполагает, что источником минералов спутников алмаза в промежуточном коллекторе была одна кимберлитовая трубка или куст с близкими характеристиками минералов.

Скоррелированнные *T–P*-оценки для ильменитов и гранатов в разрезе мантии, которые дают близкие значения, предполагают, что процесс разогрева был вызван внедрением протокимберлитовых расплавов, которые могли благотворно повлиять на рост алмазов хорошего качества.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 99-05-65688; 05-05-64718.

Литература

1. *Саблуков С.М., Саблукова Л.И., Шавырина М.В.* Мантийные ксенолиты из кимберлитовых месторождений округлых алмазов Зимнебережного района, Архангельская алмазоносная провинция // Петрология. 2000. Т. 8, № 5. С. 518–548.
2. *Ащепков И.В.* Уточненное уравнение Jd-Di барометра // Вестн. РАН. Отд-ние. наук о Земле. 2003. № 1. С. 45–46.
3. *Ashchepkov I., Vishnyakova E.* New garnet thermobarometry for mantle peridotites and garnet mantle geotherms // 32nd Intern. Geol. Congr., Florence, Italy, August 20–28, 2004: Abstracts Volume. Florence, 2004. P. 466. CD-ROM.
4. *Ashchepkov I.V, Vishnyakova E.V.* Monomineral ilmenite and chromite thermo- and oxybarometry application to mantle xenolith of Siberian platform // Evolution of Continental Lithosphere. Origin of diamonds and diamond deposits: Intern. Sympos. dedicated to Academician N.V. Sobolev 70th anniversary. Novosibirsk, 2005. P. 89.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САРГАРДОН И ШАВАЗСАЙ (ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИЙ РЕГИОН, СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Р. Ахунджанов[1], А.И. Усманов[1], С.С. Сайдыганиев[2], У.Д. Мамарозиков[1]

[1]Институт геологии и геофизики им. Х.М.Абдуллаева АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
udmamarozikov@rambler.ru, ahusm@mail.ru
[2]ГГП "Кызылтепагеология" Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан

Месторождения Саргардон и Шавазсай размещены в юго-западной части Чаткальских гор Срединного Тянь-Шаня. Формирование их связывается с позднеорогенным вулканоплутонизмом, проявленным в пермском периоде. Представляется, что магматизм и связанное с ним рудообразование были обусловлены функционированием с начала карбона "горячей точки" – производной мантийного плюма [4].

Одним из основных признаков редкометаллоносности региона является наличие интрузивных тел литий-фтористых лейкогранитов, онгонитов и онгориолитов, приуроченных к зонам глубинных разломов. На месторождении Саргардон редкометалльные лейкограниты слагают шток, внедренный в более крупных размеров интрузивное тело, сложенное порфировидными гранитами и вскрыты скважинами на глубине 800-1000 м. На поверхности установлены дайки онгонитов. Эти породы рассматриваются как субвулканические аналоги залегающих на глубине лейкогранитов. Онгониты ассоциируют с кварцевыми диоритовыми порфиритами, граносиенит-порфирами и завершают ряд дайковых образований, являющийся наиболее молодым на Саргардонском рудном поле. В околоинтрузивной зоне массива порфировидных гранитов размещено скарновое медно-железорудное, апоскарновое, апокарбонатное, грейзеново-редкометалльное (W, Mo, Sn, Be, Li) и гидротермальное флюоритовое оруденение. Промышленный интерес представляют кварц-вольфрамитовые жилы и сопровождающие их грейзены, размещенные в альбитизированных порфировидных гранитах Саргардонского интрузива. Рудные тела имеют симметричную горизонтальную зональность, которая характеризуется следующей сменой пород: порфировидный гранит-->микроклинизированный, альбитизированный, грейзенированный гранит→кварц-серицит-топазовый грейзен (цвиттер)→кварц-вольфрамитовая жила с касситеритом, пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом и висмутовыми минералами. С глубиной в рудных телах появляется молибденит, увеличивается количество кварца, топаза, флюорита и литиевых слюд (циннвальдит). Формирование околорудных метасоматитов и гидротермальных жил связывается с интенсивным оттоком летучих и рудных компонентов из фронтальной части расплава литий-фтористых лейкогранитов, шток которых размещен на глубине около 1 км [1]. Подобная модель формирования редкометалльных месторождений из высокофтористых кислых магм обоснована экспериментами В.И. Коваленко, Н.И. Коваленко [5], В.Н. Анфилогова, Г.П. Зарайского и др.

Месторождение Шавазсай локализуется в пределах Такели-Каракушханинской вулканической постройки, возникшей в Чилтенской кальдере, сложенной в основном кристаллокластическими, литокристаллокластическими риолитами и кварцевыми порфирами нижней перми. Редкометалльное оруденение связывается с трахидолерит-сиенит-онгориолитовым рядом пород, слагающих эксплозивные тела и субвулканические интрузии – дайки, некки, многоступенчатые силлы среди вышеуказанных кислых вулканитов и высокоуглеродистых кальдерно-озерных образований. Главные рудоносные породы представлены литиеносными углисто-карбонатно-кремнистыми туфогенными породами (туффиты, туфоалевролиты, пелитолиты). Они подстилаются и перекрываются туффизитами, описанными как туфоконгломераты, туфобрекчии, туфопесчаники, туфы, которые наблюдаются также в виде линз, прослоев внутри рудоносной углеродистой пачки. Основными компонентами руд является алевролитовый пирокластический материал, карбонаты, углеродистое вещество, флюорит и различные по составу литийсодержащие и литиевые слюды (полилитионит, тайниолит, фенгит, литиевая гидрослюда, монтмориллонит). Литиеносная пачка размещена среди вулканокластических пород, обнажающихся в виде отдельных выходов на протяжении около 3 км при ширине от 300 до 700 м в зоне разлома, размещенного в юго-западном обрамлении Чилтенской кальдеры. Здесь же сосредоточена флюорит-полиметаллическая и радиоактивная минерализация [2, 6]. Модель Шавазсая нами представляется как флюидизатно-эксплозивно-интрузивная (в понимании И.И. Голубевой [3]) и связывается с деятельностью Такели-Каракушханинского палеовулкана. Формирование месторождения происходило после нижнепермского мощного риолит-гранитного вулканоплутонизма в следующей последовательности: 1) образование тонкообломочно-агломератовых туфов основного состава; 2) накопление их вместе с углеродистым веществом в кальдерно-озерных осадках; 3) внедрение субвулканических даек и силлов трахидолеритов и синхронных с ними сиенит-порфиров; 4) инъекции тонкообломочно-агломератовых туфов ультракислого состава; 5) формирование

субвулканических даек, многоступенчатых силлов и некков онгориолитов. Редкометалльное оруденение локализуется во всех перечисленных выше породах. Нам представляется, что оно является продуктом магматического резервуара, сформированного аналогично очагу литий-фтористых лейкогранитов в результате метамагматического преобразования магм субщелочного основного и кислого состава.

На основании близости времени формирования (260–280 млн лет), аналогии химического состава пород различной фациальности (лейкограниты, онгониты, онгориолиты), одинакового характера распределения редкоземельных элементов (резкое преобладание легких РЗЭ над тяжёлыми), близости отношений изотопов стронция 87 и 86 (0.707–0.710), зараженности пород и руд F, Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Be, W, Mo, Sn и РЗЭ мы принимаем единую генетическую модель образования рассматриваемых месторождений из флюидизированных высокофтористых редкометаллоносных магм. Внедрение и кристаллизация их на различных уровнях земной коры привела к образованию на гипабиссальном уровне в связи с интрузивом лейкогранитов грейзенового вольфрамового (с Sn, Mo, Nb, Ta, Be, Li, флюоритом) месторождения Саргардон и в субвулканической, приповерхностной фациях флюидно-эксплозивно-интрузивного редкощелочного (с W, Mo, Au, Ag и флюоритом) месторождения Шавазсай.

Литература

1. *Ахунджанов Р.* Субвулканические аналоги редкометалльных лейкогранитов Чаткало-Кураминского региона (Срединный Тянь-Шань) // Узб. геол. журн. 1997. № 5. С. 29–39.
2. *Воронич Т.М.* Условия образования крупного литиевого (фтор-редкощелочного) месторождения в связи с щелочно-базальтовым магматизмом // Петрография XXI века". Т. 3. Апатиты. С. 72–73.
3. *Голубева И.И.* Магматогенные флюидизатно-эксплозивные образования Севера Урала. Екатеринбург, 2003. 139 с.
4. *Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д.* Чаткало-Кураминская "горячая точка" и история развития магматизма // Геология и минеральные ресурсы. 2003. № 5. С. 3–14.
5. *Коваленко В.И., Коваленко Н.И.* Онгониты – субвулканические аналоги редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1976. 127 с.
6. *Рудные месторождения* Узбекистана. Ташкент: ИМР, 2001. 660 с.

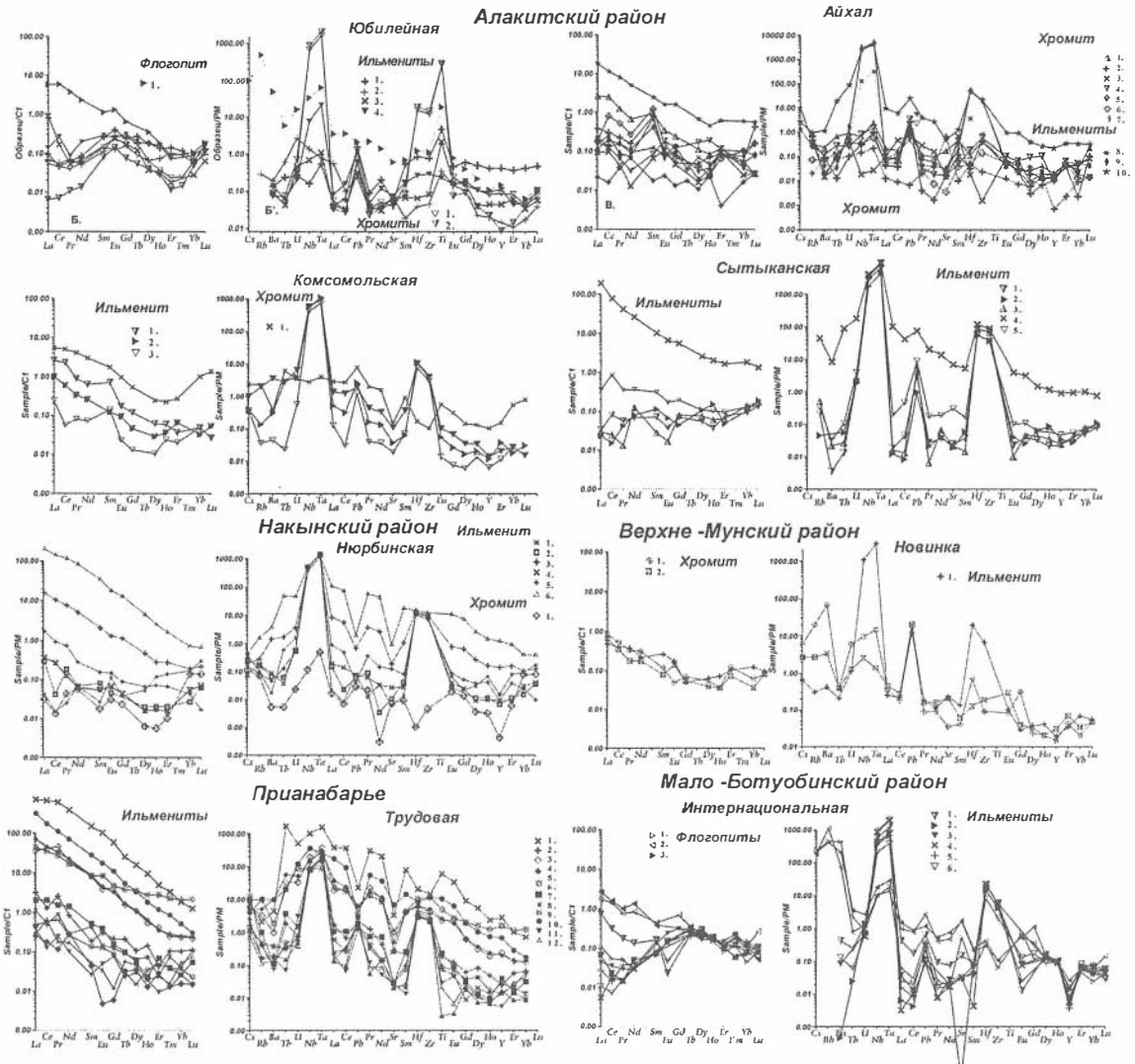
СПЕКТРЫ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТИИ

И.В. Ащепков[1], Н.В. Владыкин[2], А.М. Логвинова[1], А.Я. Ротман[3], С.И. Костровицкий[2], В.П. Афанасьев[1, 3], Н.П. Похиленко[1], Н.В. Соболев[1], Ю.Б. Стегницкий[3], А.С. Кучкин, С.В. Палесский[1], А.И. Сапрыкин[1], Г.Н. Аношин[1], Л.Н. Похиленко[1], С.С. Кулигин[1], Е.В. Малыгина[1], А.М. Карпенко[4], О.С. Хмельникова[1], Е.В. Вишнякова[5]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
Igor.Ashchepkov@uiggm.nsc.ru
[2]Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, Россия
vlad@igc.irk.ru
[3]ЦНИГРИ, АЛРОСА, г. Мирный, Россия
Rotman@cnigri.alrosa-mir.ru
[4]Айхальский ГОК, АЛРОСА, пос. Айхал, Россия
angara@alrosa-aykhal.ru
[5]Новокузнецкий металлургический комбинат, г. Новокузнецк, Россия
Vishnyakova_ev@nkmk.ru

Методами лазерной абляции (LAM ICP MS) в Аналитическом центре ОИГГМ СО РАН определены концентрации REE и других TRE (40 компонентов).

Во всех кимберлитовых трубках составы ксенокристы ильменитов образуют протяженные тренды с разбросом компонентов от TiO_2 за счет наложения вариаций разного типа пород. Mg-Cr-ильмениты отвечают метасоматитам основания мантийных колонн CPMX, IFSE, MARID типа [1]. Крупные мегакристовые желваки образованы протокимберлитовыми раславами формирующими каналы подъема и пегматоидные жилы. В контактовых зонах деформированные перидотиты (тр. Сытыканская), либо истощенные дунит-



Распределение REE и спайдер-диаграммы TRE для ильменитов из кимберлитовых трубок разных районов Сибирского кратона.

гарцбургитовые парагенезисы (см. рисунок). Для ильменитов состав (обогащение $Mg–TiO_2–Fe_2O_3$) также регулируется *T–P*-параметрами, как и для пиропов, и эти оценки [2] хорошо согласуются с полученными для силикатов и хромитов. Дискретные отрезки изменения составов отвечают отдельным полибарическим магматическим очагам и жилам. В слоистой мантии они согласуются с количеством палеосубдукционных пластин в строении разреза. Обычно протокимберлитовые системы доходят до уровня пироксенитовой линзы ~40 кбар (излом трендов Cr–Ca для пиропов [3]). Метасоматиты верхних уровней образуются при взаимодействии остаточных порций с перидотитами. В блоках с метасоматизированой мантией континентального типа (Магаданский блок, Якутии, трубки, возникшие в мантии Гондванского типа) протокимберлитовые жилы доходят до верхних уровней мантии, образуя непрерывный ряд фракционирования.

Во всех кимберлитовых трубках разброс концентраций TRE и конфигурация спайдердиаграмм варьируют. Обычно наблюдаются две основных группы: с низкими REE (1–10 C1 LREE) и вторая с наклонными ($(La/Yb)_n$ ~10–1000) повышенными REE (до 1000 C1). Для Алакитского района характерны ильменитовые спектры REE низких концетраций, обычно изогнутые W-образные для магнезиальных метасоматитов. Это растворение граната, клинопироксена при просачивание (тр. Юбилейная, Комсомольская) или уплощенные – тр. Сытыканская, Айхал. Более фракционированные разновидности оконечания ильменитовых трендов имеют вогнутые в HREE (10–100 C1), резко наклоненные спектры. Для Мало-Ботуобинского района типичны выпуклые в средней части спектры (как у гранатов из пироксенитов с обогащением LREE). Подобные спектры ильменитов имеют Верхне-Мунские трубки. У ильменитов

тр. Нюрбинская спектры слабонаклонные с вогнутыми MREE, Ce минимумами как у гранатов, фракционированные разновидности до 200 Cl демонстрируют повышение $(La/Yb)_n$ с повышением MREE. Для Прианабарья характерен высокий наклон $(La/Yb)_n$ ~ 10–100 для ильменитов с низкими и высокими уровнями REE. Для последних LREE достигают 1000 и наклоны варьируют.

Спектры низких содержаний REE имеют пики Pb, что отвечает процессам плавления либо AFC, для обогащенных минимум Pb кореллируется со степенью фракционирования, которая достигает 0.99, предполагая почти полную кристаллизацию. Моделирование фракционирования предполагает в основном отделение Ilm и оливина (граната), лишь для Прианабарья, где у высокодифференцированных разновидностей Nb-Ta растут меньше, чем в других районах, предполагается существенное участие рутила.

Формирование разных типов ильменитов происходит при пульсировании магматических очагов. Предполагается несколько вариантов: 1) постепенный подъем с взаимодействием и фракционированием и 2) пульсирование глубинного очага, где идет фракционирование и сочетание двух типов процессов. Привнос вещества из перидотитов играет существенную роль на высокотемпературной и конечных стадиях.

Исходный расплав для ильменитов на конечных стадиях имеет существенно карбонатитовые характеристики. Разогрев и миграция расплавов и летучих в градиентной по T °C–FO_2 параметрах может на определенных стадиях приводить к росту алмазов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 99-05-65688; 00-05-65288; 03-05-64146; 05-05-64718.

Литература

1. *Dawson J.B., Smith J.V.* The MARID (mica–amphibole–rutile–ilmenite–diopside) suite of xenoliths in kimberlite // Geochim. Cosmochim. Acta. 1977. V. 41. P. 309–323.
2. *Ashchepkov I.V., Vishnyakova E.V.* Monomineral ilmenite and chromite thermo- and oxybarometry application to mantle xenolith of Siberian platform // Evolution of Continental Lithosphere, Origin of diamonds and diamond deposits: Int. Sympos. dedicated to Academician N.V. Sobolev 70th anniversary. Novosibirsk, 2005. P. 89.
3. *Taylor W.L., Kamperman M., Hamilton R.* New thermometer and oxygen fugacity sensor calibration for ilmenite and Cr-spinel-bearing peridotite assemblage // 7th IKS Extended abstracts. 1998. P. 891.

МУРЗИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ – ПРИМЕР НОВОГО ТИПА ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРНОМ АЛТАЕ

В.В. Бабич, М.В. Задорожный, И.В. Гаськов, В.А. Акимцев, Е.А. Наумов

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
vbabich@uiggm.nsc.ru

Мурзинское месторождение, известное с 70-х годов XVIII столетия, расположено в северной части Горного Алтая в пределах Ануйско-Чуйской структурно-формационной зоны и приурочено к надвигу субмеридионального простирания с восточным падением, по которому скарнированные и ороговикованные терригенные породы ордовика и силура надвинуты на терригенно-карбонатные отложения среднего девона.

Магматические образования Мурзинского месторождения представлены небольшими выходами штокообразных тел кварцевых диоритов и гранодиоритов усть-беловского комплекса (D_3–C_1) и дайками основного состава. С интрузиями гранитоидов связаны обширные поля роговиков, скарнов и скарнированных пород.

На площади Мурзинского месторождения установлены золотосодержащие руды трех структурно-генетических типов: прожилково-вкрапленные апоскарновые Cu-Au-сульфидные, жильные Au-Cu-кварцевые и золотоносные коры выветривания.

Апоскарновая Cu-Au-сульфидная минерализация приурочена к зонам дробления среди скарнированных пород и представлена пересекающимися системами субпараллельных или разноориентированных маломощных жил и мелких прожилков кварц-карбонат-сульфидного состава. Основная масса рудных минералов (халькопирит, пирит, сфалерит, золото и др.) образует вкрапленность в кварце, а также в приконтактовых с кварцевыми жилами зонах гидротермальных метасоматитов. Для руд данного типа

характерно обилие гипергенных минералов меди – малахита, хризоколлы, азурита, халькозина, ковеллина, содержание золота в рудах низкое.

Au-Cu-кварцево-жильный тип руд представлен серией обособленных выдержанных по простиранию кварцевых жил мощностью от 0.1 до 2 м, залегающих субсогласно с вмещающими терригенно-осадочными породами среднего девона. В отдельных случаях кварцево-жильная зона имеет свое продолжение в скарнированных породах, где наблюдается явное наложение гидротермальной минерализации данного этапа на более ранние прожилково-вкрапленные апоскарновые руды. Наиболее распространены минералы кварцево-жильных руд – халькопирит и пирит, в меньшей степени – тетраэдрит, сфалерит, галенит, эмплектит, берриит, изредка отмечаются висмутин, киноварь, акташит, Hg-сфалерит, шеелит, арсенопирит, сауковит, науманнит, метациннабарит, полибазит, клинобисванит. Кварцево-жильная зона сопровождается широким ореолом аргиллизированных золотоносных пород. Особенностью руд кварцево-жильного типа является присутствие киновари, Hg-, Bi-, Se- и Sb-содержащих минералов, незначительное развитие гипергенных минералов меди, а также повышенное содержание ртути в золоте (до 5.45 %). Его пробность колеблется от 640 до 800 ‰.

Все околожильные метасоматиты, равно как и кварцевые жилы, интенсивно переработаны гипергенными процессами с образованием коры химического выветривания гидрослюдисто-каолинитового типа мел-палеогенового возраста. Кора выветривания сложена в основном минералами каолинитовой группы, диоктаэдрическими слюдами и смектитом. Мощность коры по данным бурения местами достигает 200 м. В породах коры выветривания присутствует золото двух генетических типов – гипогенного и гипергенного. Гипогенное золото встречается в ограниченном количестве и полностью идентично таковому из золото-кварцево-жильного типа руд. Гипергенное золото по сравнению с золотом из других структурно-генетическими типов руд является высокопробным – 840–1000 ‰. Содержание в составе золота примесей весьма незначительное.

Возраст Усть-Беловского гранитоидного массива, с периферийной частью которого очевидным образом генетически связано охарактеризованное Мурзинское месторождение, установленный U-Pb методом, составляет 364±8 млн лет [1]. С целью определения возрастных соотношений с интрузивными телами более поздних золото-кварцево-жильных образований было проведено определение возраста Ar-Ar методом серицита из кварц-карбонатных жил с тетраэдритом, галенитом, киноварью и золотом. По результатам аналитических определений возраст этого минерала составляет 358.3±8 млн лет, что свидетельствует о генетической связи золото-кварцево-жильного оруденения с поздними стадиями становления интрузивов гранодиоритов.

Для выяснения физико-химических условий формирования руд Мурзинского месторождения изучены флюидные включения в кварце из рудных жил. Термобарогеохимические исследования показали, что золото-кварцевые жилы Мурзинского месторождения формировались при достаточно низких температурах гидротермальных растворов (<215 °С), что резко отличает их от более высокотемпературных скарнов, формировавшихся при 750–500 °С [2, 3], и апоскарновой сульфидной минерализацией, температура образования которой, соответствует 300–500 °С.

На основании вышеизложенного можно констатировать, что золотое оруденение Мурзинского месторождения является достаточно сложным полигенным многостадийным образованием. На первом этапе формирования месторождения произошло внедрение интрузий кварцевых диоритов и гранодиоритов усть-беловского комплекса, что привело к интенсивному контактовому метаморфизму вмещающих терригенных и терригенно-карбонатных пород силурийско-девонского возраста, выразившемуся в их скарнировании, ороговиковании и окварцевании. Позже были сформированы апоскарновые прожилково-вкрапленные Cu-Au-сульфидные руды. Наконец, после внедрения даек диабазов и диабазовых порфиритов, секущих более ранние образования, произошло формирование золотоносных кварц-карбонатных жил и сопровождающих их метасоматитов.

Перечисленная последовательность событий происходила на фоне последовательного понижения температур гидротермальных растворов от 700–500 °С (скарновый этап) до 500–300 °С (апоскарновый этап) и 215–130 °С (кварцево-жильный этап), являясь продуктом единой гидротермальной рудообразующей системы.

До сих пор Мурзинское месторождение традиционно относилось к золото-скарновому типу. Однако, в свете вышеизложенных фактов, можно констатировать, что к данному типу следует относить лишь незначительную часть руд, являющихся продуктом слабо проявленной апоскарновой высокотемпературной Cu-Au минерализации. Основные же запасы месторождения связаны с золотоносными кварц-карбонатными жилами и сопровождающими их низкотемпературными метасоматитами. Характерными особенностями этих руд являются: низкие температуры образования (< 215 °С; присутствие минералов Hg (киноварь, акташит,

метациннабарит, Hg-сфалерит), барита, шеелита, Bi-, Se-, Sb-содержащих минералов; наличие золота с повышенным содержанием ртути. Перечисленные признаки позволяют отнести золото-кварцевые руды Мурзинского месторождения к новому для Алтайского региона золото-ртутному типу. К такому же типу относятся обособленные проявления золото-ртутной минерализации в рудных полях других Au-скарновых месторождений (Майско-Лебедское, Федоровское и др.).

Литература

1. *Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской области. Новосибирск: Из-во СО РАН, филиал "Гео", 2000. 187 с.
2. *Щербаков Ю.Г.* Геология золоторудных месторождений в Кузнецком Алатау и Горном Алтае. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. 278 с.
3. *Мазуров М.П.* Генетические модели скарновых железорудных формаций. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. С. 84–122.

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ ПОДСТИЛАЮЩИХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В ГЕНЕЗИСЕ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

С.Т. Бадалов

Институт геологии и геофизики АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
ingeo@ingeo.uz

При внедрении магматического расплава в различные породы его состав будет меняться в зависимости от состава замещаемых им пород. В этом отношении особый интерес представляют многочисленные эндогенные месторождения многих рудообразующих и редких элементов возникших с участием магматизма в пределах Кураминских гор (РУз и РТадж). В этом регионе в рудообразующих системах активнейшее участие принимали карбонатные породы доломитового состава. Важнейшим геохимическим отличием доломитов от известняков следует считать не только их особенности основного состава, но главным образом комплекс ценнейших элементов-примесей, характерных только для доломитов, в которых только магний, но не кальций, способен замещаться на марганец, железо, цинк, медь и другие рудообразующие и редкие элементы. Распределение этих элементов-примесей в доломите неравномерное, как по латерали, так и по мощности этих пород, достигающих, в сохранившихся участках, до 1000 м и более. Вхождение почти всех ценнейших примесей в доломит объясняется явлениями изоморфизма, что изначально происходит при процессах превращений первичных осадков в горную породу.

Известно, что для образования доломитов в истории развития Земли существовали только определенные временные интервалы, из которых для Средней Азии наиболее характерен девонский, особенно в Кураминских и Нуратинских горах. Необычность условий образования доломитов, в отличие от известняков, заключается в том, что они возникают только в результате существовавших ранее растительных видов, содержавших в себе в равных соотношениях кальций и магний [3]. В результате их последующих преобразований в углекислой среде она превращается в карбонатную массу состава $CaCO_3 \cdot MgCO_3$. Ранее специальными исследованиями было доказано, что в доломите магний и кальций не изоморфны, а существуют обособленно в своих карбонатных формах [2]. Следует полагать, что только в биоорганической среде растительного происхождения с участием магния все биофильные элементы из водной системы осаждались вместе с остатками растений, что и создавало условия для их локальных концентраций. В процессе превращения первичной биоорганической массы в карбонатную горную породу происходила спонтанная синхронная кристаллизация карбонатов кальция и магния до микро,- нано- и пикоразмеров частиц при сохранении равного соотношения $CaCO_3 \cdot MgCO_3$. В менее метаморфизованных доломитах возраста D_1–D_2 сохранились остатки органических веществ, превратившихся в различные, вплоть до минеральных, формы нахождения. В связи с этим все находящиеся в подобных породах ценнейшие элементы-примеси, которые по содержанию местами достигают кондиционных содержаний, имеют в них несколько различных форм нахождения. Среди этих форм нахождения элементов-примесей важнейшими являются две: а) биофильная, сохранившаяся местами с момента их осаждения и до настоящего времени (от биоорганических до

сорбционных); б) в неорганическом кристаллическом доломите почти все рудообразующие элементы приурочены только к его магнезитовой части, тогда как в $CaCO_3$ могут находиться только Sr, Ba, Ra и др.

В отличие от известняка, который не может ассимилироваться магматическими телами, так как для его разложения необходима температура около 1000 °С, доломит на контакте с магмой сравнительно легко разлагается на MgO и CO_2 даже при 700–750 °С. Оставшаяся часть аморфного карбоната кальция также переходит в расплав. За счет подобных процессов ассимиляции доломита нередко in situ образуются промышленные концентрации ценнейших рудообразующих и редких элементов. К таким уникальным объектам в пределах Алмалыкского рудного района (РУз) относятся все медно-порфировые месторождения - Кальмакыр, Дальнее, Кызата и Сары-Чеку. В некоторых из них оруденение сохранилось в стратиформном залегании в интрузивных породах, что соответствует находившимся в этих пространствах мощным доломитовым горизонтам. Такое представление о генезисе подобных месторождений резко расширяет перспективы их нахождения, а также ожидаемые прогнозы на медно-порфировое оруденение во всем регионе [1].

Наглядным примером ассимиляционного происхождения оруденения является месторождение Кызата, находящееся в Центральном блоке, которое располагается на глубинах 500–600 м от поверхности. Месторождение детально разведано скважинами до глубин 1000 м и более. Геологический разрез площади месторождения представлен следующими породами (снизу вверх): вся нижняя часть до глубин 600–700 м представлена сиенито-диоритовыми породами C_1–C_2, которые при внедрении ассимилировали мощные горизонты доломитов D_2–D_3, потенциально резко обогащенные комплексом ценнейших элементов. В результате этого in situ образовались стратиформно-залегающие в интрузиве кондиционные медно-молибденовые руды (их мощность до 30–40 м, а протяженность более 1200 м). Внедрение интрузива прекратилось на контакте с известняками D_3–C_1, которые полностью сохранились. На горизонтах известняков мощностью до 300–400 м залегают наиболее молодые вулканогенные породы C_2. Из представленных геологических разрезов (их более 10) и их интерпретации вытекает наиболее вероятное заключение о том, что подобное стратиформное Cu-Mo-оруденение в самих интрузивных породах на их контактах с известняками протекало в процессе ассимиляции органогенных доломитов, которые и послужили источником рудообразования. В доломитовых породах, сохранившихся в соседних участках, кроме органики и ценных элементов-примесей, выявлены отдельные горизонты и линзующиеся тела сульфатов (гипса, перешедшего в ангидрит), при активном участии которых вся рудообразующая система оказалась халькофильной. Именно за счет этого все рудообразующие и редкие элементы перешли в устойчивые в этих условиях сульфидные минеральные формы – молибденит, пирит, халькопирит и комплекс редких минералов. Соотношение главнейших рудных минералов примерно следующее: пирит (1000): халькопирит (250): молибденит [1]. Если к пириту и халькопириту приурочены такие примеси, как Au, Ag, Se, Te, Co, Ni, Bi, Pt, Pd и др., то для молибденита наиболее ценными являются рений и возникший из его изотопа ^{187}Re изотоп ^{187}Os, количество которого (за 300 млн лет) составляет около 6–7 г/т MoS_2.

Литература

1. *Бадалов С. Т.* Геохимические особенности рудообразующих систем. Ташкент: Фан, 1991. 142 с.
2. *Бадалов С. Т.* К вопросу о строении кристаллов доломита // Докл. АН УзССР. 1952. № 11. С. 17–21.
3. *Лапо А.В.* Следы былых биосфер. М.: Знание, 1979. 175 с.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ

С.Т. Бадалов

Институт геологии и геофизики АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
ingeo@ingeo.uz

Значение геохимии в естественных науках, особенно в решении генетических вопросов рудообразования, трудно переоценить. Несомненно также, что единственными объектами, заслуживающими наиболее детального рассмотрения при решении этой проблемы, должны быть сами химические элементы с их геохимическими свойствами. Естественно, что следует при этом особо отметить, что еще в XIX веке известный ученый Х. Шенбейн считал, что "...мы должны иметь геохимию прежде, чем может идти речь о

настоящей геологической науке". Проблемы рудообразования не могут решаться и без выявления основных причин образования концентраций как отдельных химических элементов, так и их парагенетических сочетаний в виде различных типов концентраций. Не случайно поэтому, что еще в XI веке продолжатель идей Аристотеля арабский ученый Аль-Фараби отмечал: "Если известна причина, делающая существование вещи необходимым, то известна и сама вещь". Из философии известны тесно взаимосвязанные парные категории; среди них одной из важнейших является причина-следствие из которой вытекает, что для научного познания следствия обязательно выявление ее основных причин. При этом не менее важно учитывать широко распространные в геологии явления конвергенции и дивергенции, т.е. когда одна причина может создавать множество следствий и, наоборот, когда одно и то же следствие может возникать за счет различных причин. Из этого вытекает, что только собственно научный подход может способствовать решению многих вопросов, связанных с рудообразованием, независимо от их генетических особенностей и масштабов их проявлений.

Естественно полагать, что сами химические элементы со всеми их изотопами, как стабильными, так и нестабильными, обладая всем разнообразием геохимических свойств, присущих материи, располагают каждым из них только в условиях конкретных природных систем. Важнейшими из этих систем в порядке их естественного возникновения и развития следует считать такие, как сидерофильная, литофильная, халькофильная, биофильная, гидрофильная, нейтральная, галогенофильная и атмофильная. В каждой из этих природных систем в длительном процессе их возникновения и существования рудообразующие и редкие элементы могли создавать свои концентрации в конкретных, нередко минеральных формах нахождения. Важнейшей причиной образования концентраций элементов в качестве их источников во многих конкретных случаях являются подстилающие или вмещающие их породы. Одним из важнейших источников многих рудообразующих и редких элементов нередко являются карбонатные породы магнезиального состава доломитового типа, которые служат носителями и концентраторами многих из них. Тяготение этих элементов к доломитам объясняется явлениями изоморфизма, согласно IX изоморфному ряду В.И. Вернадского. Фактически сами доломиты в целом (вся толща) или их отдельные горизонты, особенно девонского возраста, во многих рудных районах (Кураминские и Нуратинские хребты и др.) могут служить источником комплексного извлечения из них многих ценнейших элементов и их изотопов. Наиболее характерными из них являются цинк, медь, молибден, рений, изотоп осмия-187 и др. Доломитовые породы в отличие от собственно известняков, оказавшиеся в зонах активного участия гранитоидного магматизма, сравнительно легко ассимилируются с высвобождением из них всех ценных элементов, которые в зависимости от геохимических условий нередко способны создавать крупные и даже уникальные по масштабам концентрации. Это особенно относится к халькофильным системам, которые приводят к образованию концентраций элементов в виде их сульфидных соединений. Характерными примерами подобных природных процессов являются крупнейшие комплексные медно-порфировые месторождения Кальмакыр, Дальнее и другие в Алмалыкском рудном поле Узбекистана. В связи с этим бытущие в геологии представления о том, что почти все известные, особенно наиболее крупные по масштабам, месторождения многих генетических типов возникли за счет их привноса извне "в готовом виде" требуют тщательной экспертизы для выявления истинных источников этих ценных элементов. Об этом примерно еще в XIX веке И. Кант предупреждал, что "Мы пытаемся объяснить то, что мы не понимаем из того, что мы понимаем еще меньше". В геохимических проблемах, связанных с процессами рудообразования, не менее важно учитывать все взаимодействия компонентов, участвующих в этих системах. Об этом писал Ф. Энгельс в "Диалектике природы", что "Взаимодействие является истинной causa finalis вещей. Мы не можем пойти дальше этого взаимодействия именно потому, что позади его нечего больше познавать".

Таким образом, рассматриваемая проблема рудообразования является значительно более сложной, чем она представляется; в каждом конкретном случае требуются специально проведенные исследования, так как в природных системах не существует полных аналогов изучаемым объектам. Кроме того, с позиций фактологии, каждый изучаемый природный объект, т.е. факт, должен соответствовать таким критериям его нахождения, как объективность, представительность, достоверность, значимость, воспроизводимость (не обязательно) и причинность появления и существования в историческом аспекте, т.е. от момента его возможного возникновения до современного состояния. К великому сожалению, в большинстве геологических работ эти критерии практически даже не учитываются, особенно в их совокупности.

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГАББРО-СИЕНИТОВЫЕ МАССИВЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ПЛЮМОВОЙ ТЕКТОНИКИ (НА ПРИМЕРЕ АРСЕНТЬЕВСКОГО МАССИВА, ЗАПАДНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

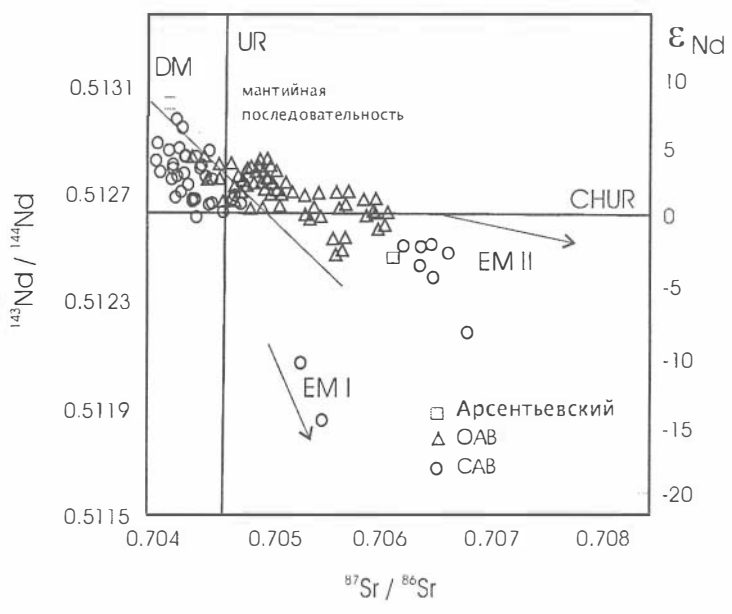
Р.А. Бадмацыренова

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия
brose@gin.bsc.buryatia.ru

Массивы габбро-сиенитового формационного типа широко распространены в структурах Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП): когтахский комплекс Кузнецкого Алатау, гутарский комплекс Восточного Саяна, зубовский комплекс Тувы, массивы Западной Монголии и др. [3]. В Западном Забайкалье к этому формационному типу относится Арсентьевский массив, входящий в моностойский интрузивный комплекс. Этот массив образовался в результате последовательного внедрения двух фаз: продуктами кристаллизации ранней фазы являются породы габбро-сиенитовой серии, поздней – двуполевошпатовые сиениты [1]. Абсолютный возраст габброидов первой фазы составляет 279.5 ±2.0 млн лет (U-Pb-метод, ионный микрозонд SHRIMP-II, Центр изотопных исследований ВСЕГЕИ), сиенитов второй фазы – 240 млн лет (Rb-Sr-метод, ГИН СО РАН, Улан-Удэ) [2]. В плане массив имеет овальную форму, слегка удлиненную в меридиональном направлении. Габброиды занимают южную часть массива, сиениты – северную. [8]. Габброиды на всех участках своего распространения в большей или меньшей степени расслоены. Наиболее ярко расслоенность проявлена в северной и южной частях массива. Здесь она выражена чередованием лейкократовых и меланократовых прослоев. При этом расслоенность подчеркивается неравномерным распределением темноцветных силикатов (оливина, пироксена, керсутита) и послойным насыщением породы магнетит-ильменитовой минерализацией.

Формирование структуры и магматизма ЦАСП в фанерозое многие исследователи связывают с процессами взаимодействия континентальной литосферы пояса с мантийными плюмами [9] Северо-Азиатского горячего поля мантии [7]. Чтобы облегчить интерпретацию изотопных данных при нанесении отношений $^{143}Nd/^{144}Nd$ и $^{87}Sr/^{86}Sr$ была использована диаграмма с изотопными отношениями в CHUR для Nd и Ur для Sr [5]. Анализ изотопно-геохимических данных, полученных нами по Арсентьевскому массиву, свидетельствует, что источником мантийных плюмов служила умеренно деплетированная и обогащенная мантия (см. рисунок). При этом умеренно деплетированные (нижнемантийные) источники определяли состав внутриплитного магматизма в раннем-среднем палеозое. Участие этих источников в процессах магмообразования связывается с преобладанием в этом интервале времени общемантийной (одноячеечной) конвекции. Магматизм позднего палеозоя в основном определяли источники с составом обогащенной мантии типа EM-II. Предполагается, что эти источники отвечали субдуцированной литосфере, распределенной вдоль границы верхней и нижней мантии и вовлеченной в процессы плавления при перестройке мантийной конвекции на двухъячейковую. Выполненные на основе палеогеографических данных реконструкции позволяют сопоставить Северо-Азиатское горячее поле мантии с современным Африкано-Атлантическим горячим суперплюмом [6]. Взаимодействие с ним литосферы Северо-Азиатского континента (включая ЦАСП) продолжалось с раннего палеозоя до позднего мезозоя.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-97246, НШ-2284.2003.5, Фонда содействия отечественной науке.



Изотопные отношения неодима, стронция в океанических (OAB) и континентальных (CAB) щелочных базальтах, данные по [4], в породах Арсентьевского массива.

Литература

1. *Орсоев Д.А., Мехоношин А.С., Бадмацыренова Р.А.* Минералого-петрографические особенности пород Арсентьевского титаноносного габбро-сиенитового массива // Материалы Всерос. науч. конф., посвященной 10-летию РФФИ. Иркутск, 2002. С. 364–366.
2. *Бадмацыренова Р.А.* Сиениты Арсентьевского габбро-сиенитового массива, Западное Забайкалье: новые изотопные данные // Строение литосферы и геодинамика. Материалы XXI Всерос. молодежной конф. (Иркутск, 19–24 апреля 2005 г.). Иркутск: ИЗК СО РАН, 2005. С. 110–111.
3. *Изох А.Э., Поляков Г.В., Гибшер А.С. и др.* Высокоглиноземистые расслоенные габброиды Центрально-Азиатского складчатого пояса (геохимические особенности, возраст и геодинамические условия формирования) // Геология и геофизика. 1998. Т.39, № 11. С. 1565–1577.
4. *Костицын Ю.А.* Sm-Nd и Lu-Hf изотопные системы Земли: отвечают ли они хондритам? // Петрология. 2004. Т. 12, № 5. С. 451–466.
5. *Фор Г.* Основы изотопной геологии: Пер. с англ. М.: Мир, 1989. 590 с.
6. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Геохимические и изотопные параметры аномальной мантии Северной Азии в позднем палеозое–раннем мезозое (данные изучения внутриплитного базитового магматизма) // Докл. РАН. 2000. Т. 375, № 4. С. 525–530.
7. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Глубинная геодинамика мантийные плюмы и их роль при формировании ЦАСП // Петрология. 2003. Т. 11, № 6. С. 556–586.
8. *Badmatsyrenova R.A., Orsoev D.A.* Computer simulation of titanomagnetite-ilmenite mineralization formation, Arsentyev massif, Transbaikalia, Russia // Proc. of Intern. IAGOD Conf., Vladivostok, Russia, 2004. P. 407–410.
9. *Maruyama S.* Plume tectonics // J. Geol. Soc. Japan. 1994. V. 100, N 1. P. 24–49.

ПАЛЛАДИЙ, ПЛАТИНА И РЕНИЙ В МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СИБИРИ И МОНГОЛИИ

А.Н. Берзина, В.Ю. Киселева

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
berzina@uiggm.nsc.ru

Проведены исследования содержаний элементов платиновой группы (ЭПГ) и Re в рудах палеозойских и мезозойских медно-молибден-порфировых месторождений Сибири и Монголии, различающихся по геодинамическим обстановкам формирования, соотношению мантийно-коровой составляющей в источниках вещества, масштабам оруденения, типу рудоносного магматизма, комплексу проявленных на них метасоматических фаций и геохимическим типам руд. Изучены руды пяти месторождений: девонских Сорского (Кузнецкий Алатау) и Аксугского (Тува), триасового Эрдэнэтуин-Обо (Северная Монголия), позднеюрских Жирекенского и Шахтаминского (Восточное Забайкалье). Содержания Pt и Pd в рудных образцах и флотационных концентратах определялись в лабораториях XRAL (Онтарио, Канада) и Национального университета Афин (Греция) методами ICP-MS и атомно-абсорбционной спектроскопии, Re в молибденитах и флотационных концентратах – в лабораториях Actlabs (Онтарио, Канада). Пределы обнаружения для Pd – 1 мг/т, для Pt – 10 мг/т, для Re – 0.1 г/т. Химический состав минералов платиновой группы (МПГ) изучен на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-5600 с аналитической приставкой – энергодисперсионным спектрометром (Oxford Link ISIS Series 300) в Национальном университете Афин (Греция).

Исследованные Cu-Mo-порфировые месторождения различаются по типу рудоносного магматизма: Аксуг и Эрдэнэтуин-Обо относятся к существенно медным с примесью Mo (Cu/Mo = 30–70); Сора, Жирекен и Шахтама – существенно молибденовые (Cu/Mo = 1–4). По первоначальному изотопному составу стронция рудоносных порфиров для месторождений Аксуг, Эрдэнэтуин-Обо и Сора характерно доминирование мантийного источника; на Жирекенском и Шахтаминском месторождениях значительна роль коровой составляющей.

Содержания Pt и Pd изучены в четырех месторождениях – Аксуг, Сора, Эрдэнэтуин-Обо, Жирекен. Концентрации остальных ЭПГ находятся ниже пределов обнаружения. Суммарные содержания Pd+Pt в бедновкрапленных рудах и вмещающих породах варьируют от 28 до 53 мг/т. В извлеченных из руд Аксугского

и Сорского месторождений медно-молибденовых флотационных концентратах количество Pd и Pt по сравнению с рудой возрастает, достигая соответственно 46–83 и 60–100 мг/т. Наиболее высокие содержания Pd (924 мг/т) установлены в богатых халькопиритовых рудах (Cu – 5.4 %) из пропилитизированных пород Аксуга. Высокие концентрации Pd (684 мг/т) отмечаются также в эксплозивных брекчиях с молибденитовым цементом (Mo – 24 %, Cu – 2.7 %) Жирекенского месторождения, где содержание Pt также повышено, достигая 299 мг/т. В гидротермально измененных вмещающих породах, вкрапленных рудах и флотационных концентратах, Pt в основном незначительно преобладает над Pd, за исключением вмещающих пород и руд Соры, где содержания Pt ниже пределов обнаружения. Это соотношение меняется в рудах, наиболее богатых платиноидами, в которых Pd существенно преобладает над Pt. Максимальное отношение Pd/Pt (37) установлено в халькопиритовых рудах Аксуга, заметно ниже оно в молибденит-халькопиритовых рудах Жирекена (2.3).

Высокие концентрации Pd в халькопиритовых рудах месторождения Аксуг обусловлены присутствием самостоятельного минерала палладия – безвисмутового меренскита ($PdTe_2$), который находится в виде микроскопических (2–5 мкм) включений в халькопирите. Состав меренскита, %: Pd – 25.20, Pt – 1.21, Te – 72.31, Cu – 0.46, Fe – 0.38. В ассоциации присутствуют также электрум (Ag – 18.96 %, Au – 79.92 %), монацит, кобальтин, теннантит. По трещинам среди рудных и силикатных минералов встречаются мелкие зерна Sr-содержащего барита (4.6–18.0 мас.% Sr).

Таким образом, повышенные концентрации ЭПГ установлены на месторождениях Аксуг и Жирекен, резко различающихся между собой по соотношению Cu и Mo в рудах, литологии вмещающих пород, проявлению метасоматических процессов, преобладающему источнику вещества. Месторождения с пониженными содержаниями ЭПГ (Эрдэнэтуин-Обо и Сора) также сильно различаются между собой по составу рудной минерализации, составу вмещающих пород и метасоматитов. По-видимому, на концентрацию ЭПГ в Cu-Mo-порфировых системах оказывает влияние широкая совокупность разнородных факторов, включая источники и физико-химические условия развития рудно-магматических систем (режим летучих, окислительно-восстановительный потенциал и т.д.), влияние которых может быть различным. Повышенные концентрации ЭПГ на месторождении Аксуг могли быть обусловлены развитием Аксугской Cu-Mo-порфировой системы в пределах ранне-среднекембрийских островодужных комплексов (габбро-диорит-плагиограниты в ассоциации с базальт-андезитовыми эффузивами), которые могли быть источником ЭПГ. На Жирекенском месторождении, сформировавшемся при определенном участии корового материала, повышенные содержания Pd и Pt, возможно, обусловлены участием осадочных толщ, обогащенных ЭПГ. По-видимому, на месторождениях Сора и Эрдэнэтуин-Обо при развитии рудоносных порфировых комплексов подобные благоприятные в отношении ЭПГ предшественники отсутствовали или проявились слабо.

Содержания Re во всех исследованных молибденитах пяти месторождений выше пределов обнаружения и составляют, г/т: на Аксуге – 460, Соре – 6–18, Эрдэнэтуин-Обо – 104–199, Жирекене – 12–57, Шахтаме – 9–24. Максимальные концентрации Re установлены в молибденитах существенно медных месторождений. Значительно ниже они в существенно молибденовых месторождениях. Установленные различия в распределении Re на Cu-Mo и Mo-Cu месторождениях могут быть обусловлены степенью его концентрации в рудообразующих флюидах, достигая более высоких значений на месторождениях с преобладающим мантийным источником (Аксуг и Эрдэнэтуин-Обо), а также относительно окислительными условиями при формировании этих месторождений, благоприятными для переноса Re. Месторождения Аксуг и Эрдэнэтуин-Обо характеризуются повышенной хлорной специализацией магматогенных флюидов, что могло сыграть благоприятную роль в концентрировании и переносе Re в виде хлоридных комплексов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-64254.

О СВЯЗИ Cu-Mo-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭРДЭНЭТУИН-ОБО (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) С ПЕРМО-ТРИАСОВЫМ ПЛЮМОМ

А.П. Берзина, В.И. Сотников

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
Berzina@uiggm.nsc.ru

Развитие рудно-магматической системы, завершившееся образованием крупного Cu-Mo-порфирового месторождения Эрдэнэтуин-Обо, происходило в области взаимодействия пермо-триасового плюма с литосферой континентальной окраины [1, 5]. Месторождение расположено в Орхон-Селенгинском прогибе (наиболее крупной структуре Северной Монголии) с вулканоплутоническими ассоциациями пермо-триасового возраста, формировавшимися при разных геодинамических режимах: активной континентальной окраины и рифтогенеза. Первому режиму соответствует проявление дифференцированной базальт-андезит-дацит-риолитовой серии, второму – бимодальной базальт-пантеллеритовой ассоциации с щелочными гранитами. По [5] развитие последней связано с воздействием плюма на литосферу континентальной окраины. Временной интервал активности плюма в Северной Монголии 265–230 млн лет [5]. С запада на восток наблюдается его омоложение.

В районе месторождения рифтогенный магматизм представлен вулканитами трахибазальтовой серии. С последней по времени частично перекрывается гранитоидный магматизм, в процессе которого были сформированы три комплекса: селенгинский (258–247 млн лет), шивотинский (245–239) и рудоносный порфировый (235–220) [4]. Ранние фазы первых двух комплексов включают габброиды. Селенгинские гранитоиды предшествовали проявлению вулканитов трахибазальтовой серии, шивотинские и порфировые проявились с ними близко по времени.

Гранитоидные комплексы включают однотипные по составу породы, широко варьирующие по петрогеохимическим характеристикам. Выделяются Na-, K-Na- и субщелочные гранитоиды. От селенгинского комплекса к шивотинскому и порфировому уменьшаются глубина становления (от мезоабиссальной до близповерхностной) и размеры интрузивов (от плутонов до штоков и даек), что дает основание предполагать развитие позднего магматизма на фоне воздымания региона.

Сходство петрогеохимических характеристик селенгинских, шивотинских габбро и вулканитов трахибазальтовой серии с базальтоидами бимодальной ассоциации Северной Монголии и с сибирскими траппами дает основание предполагать влияние пермо-триасового плюма [2] на развитие магматизма в районе Эрдэнэтуин-Обо. Это предположение согласуется с широкомасштабным его проявлением. Максимальное влияние с привносом плюмом вещества из глубинных геосфер, контролируемым зоной глубинного растяжения, имело место при формировании трахибазальтовой серии. Развитие синхронных с ней известково-щелочных (шивотинского и рудоносного порфирового) комплексов, по-видимому, обусловлено плавлением литосферы при тепловом воздействии плюма и(или) связанных с ним базальтоидных расплавов.

Среди селенгинских габбро отмечаются как обедненные литофильными элементами-примесями, так и обогащенные с изотопными характеристиками Sr и Nd, близкими к таковым недифференцированной Земли. Последнее дает основание предполагать влияние плюма на развитие магматизма уже на субдукционном этапе. По-видимому, его влияние главным образом как теплоносителя, обусловило широкое развитие известково-щелочных образований (дифференцированной вулканогенной серии, селенгинского комплекса).

Первичные изотопные составы Sr (0.7040–0.7042) гранитоидов селенгинского и рудоносного порфирового комплексов [3] свидетельствуют о связи их с мантийным источником. Геохимические характеристики Na-гранитоидов отрицают возможность их образования в процессе кристаллизационной дифференциации базальтоидной магмы и согласуются с предположением о магмообразовании в процессе частичного плавления базитового протолита. Высокие содержания Sr, низкие MREE, HREE, Y в Na-гранитоидах и отсутствие Eu отрицательной аномалии на их спектрах дают основания полагать, что при формировании материнских расплавов рестит включал гранат и амфибол. Плагиоклаз в нем отсутствовал. Согласно экспериментальным данным [6], такая ассоциация образуется при давлении, соответствующем глубине 50–70 км. И наоборот, низкие содержания Sr и повышенные MREE, HREE, Y в K-Na и субщелочных гранитоидах свидетельствуют о неустойчивости граната и амфибола, присутствии плагиоклаза и, следовательно, небольших глубинах формирования расплавов. Таким образом, в качестве протолита Na-гранитоидов рассматриваются базальтоиды в основании коры, утолщенной в связи с многократным поступлением магмы из глубины (магматическая аккреция, underplating). Предположение о протолите подтверждается близкими изотопными составами Sr- и Nd-базитов и гранитоидов и унаследованием

последними ряда геохимических характеристик, таких как обогащенность Sr, Ba, обедненность Rb и высокозарядными элементами. Формирование гранитоидного расплава, материнского для K-Na-гранитоидов, происходило в процессе кристаллизационной дифференциации обогащенной натрием умеренно кислой магмы во внутрикоровых камерах. Более глубокая дифференциация обусловила образование гранитоидного расплава, материнского для субщелочных гранитов.

Предполагается привнос плюмом из глубоких горизонтов Mo и Cu. Такая возможность подтверждается геохимическими особенностями этих элементов: накоплением их в ядре при дифференциции Земли и переходом в сульфидный расплав при плавлении мантии. Кроме того, проявлению Cu-Mo-порфировому оруденению в районе предшествовала Cu-Ni (с ЭПГ) минерализация в расслоенных габбро-перидодитовых массивах, близких по возрасту к селенгинским габбро. Последний тип минерализации обычно рассматривается как генетически связанный с плюмовым магматизмом [7].

Гранитоидный магматизм Эрдэнэтуин-Обо в целом потенциально рудоносный. Продуктивное оруденение месторождения Эрдэнэтуин-Обо формировалось в связи с порфировым магматизмом, близким по времени с трахибазальтовой серией, фиксирующей максимальную активность плюма в регионе. Развитию крупнообъемной минерализации способствовал ряд факторов, тесно связанных с активностью плюма: накопление базальтоидного материала в основании коры в результате многократного поступления магмы из глубины; плавление продуктов кристаллизации последней с образованием гранитоидной магмы и перераспределением в нее летучих, Mo и Cu; быстрый подъем порфировой магмы в условиях рифтогенеза. Последнее препятствовало ее дифференциации и ранней кристаллизации минералов-концентраторов Mo и Cu (магнетита, амфибола, биотита, сфена) и способствовало водонасыщению, приводившему к отделению рудоносных флюидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64238, Интеграционного проекта СО РАН № 6.11.

Литература

1. *Берзина А.П., Добрецов Н.Л., Сотников В.И.* Cu-Mo-порфировый магматический центр Эрдэнэтуин-Обо (Монголия) как отражение пермо-триасового суперплюма // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 6. С. 806-809.
2. *Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение мантийного суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 4. С. 220–223.
3. *Сотников В.И., Пономарчук В.А., Берзина А.Н. и др.* Эволюция $^{87}Sr/^{86}Sr$ в изверженных породах медно-молибден-порфировых рудных узлов // Геология и геофизика. 2000. Т. 41, № 8. С. 1112–1123.
4. *Сотников В.И., Пономарчук В.А., Шевченко Д.О., Берзина А.П.* Cu-Mo-порфировое месторождение Эрдэнэтуин-Обо, Северная Монголия: Ar^{40}/Ar^{39} геохронология, факторы крупномасштабного рудообразования // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 6. С. 633–644.
5. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И.* Геодинамические обстановки образования батолитов в Центрально-Азиатском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 12. С. 1305–1320.
6. *Martin H.* Adakitic magmas: modern analogues of Archean granitoids // Lithos. 1999. V. 46. P. 411–429.
7. *Pirajno F.* Ore deposits and mantle plumes. Kluwer Academic Publishers. 2000. 556 p.

МАГМАТОГЕННЫЕ ФЛЮИДЫ, ФАКТОРЫ ИХ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ И МЕТАЛЛОНОСНОСТИ

А.С. Борисенко, А.А. Боровиков

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
borisenko@uiggm.nsc.ru

Одной из узловых и фундаментальных проблем в разработке теоретических основ рудообразования является выяснение условий отделения магматических флюидов от расплавов, определение их состава и металлоносности. Ее решение является основой для расшифровки генезиса рудных месторождений и во многом определяет корректность построения генетических моделей рудно-магматических систем (РМС), оценки их рудопродуктивности, выяснение рудоносности магматических комплексов и причин их металлогенической специализации. Известные данные экспериментальных исследований и изучение

расплавных и флюидных включений в минералах магматических пород свидетельствуют, что от магматических расплавов при соответствующих *P–T*-параметрах происходит отделение разных по составу и фазовому состоянию флюидов: 1) существенно газовых (CO_2, N_2, CH_4, H_2S) – дегазация ненасыщенных по H_2O магм; 2) гомогенных надкритических (H_2O > MeCln, CO_2, N_2, CH_4); 3) гетерофазных флюидов-рассолов (H_2O = MeCln >> CO_2, N_2, CH_4) + газ (H_2O, MeCln, CO_2, CH_4, N_2) или солевой расплав (MeCln >> H_2O) + газ (H_2O, CO_2, N_2, CH_4 и др.). Такие флюиды существенно отличаются по своей потенциальной металлоносности и способности к экстракции рудных компонентов из расплава.

Изучение состава флюидных и расплавных включений современными инструментальными методами (LA ICP MS, рентгеноспектральный микрозонд, ионный микрозонд, КР-спектроскопия и др.), а также результаты исследования вулканических газов позволили получить новые данные о геохимических особенностях и металлоносности магматогенных флюидов характеризующихся разными уровнями генерации и различающихся по фазовому состоянию (Roedder, 1984; Наумов и др. 1988; Heinrich et al., 1992, 1994; Рейф и др., 1994, 2003, 2005; Audetat et al., 1997, 2000; Андреева, 1999; Borisenko A. et al., 1999, 2001, 2003; Ulrich et al., 2000, 2002; Прокофьев и др., 2003; Hanley et al. 2004, 2005; Reyf, 2004; Боровиков и др., 2005; Житова и др., 2005; Панина, 2005; и др.,)

1. Магматогенные флюиды (вулканические газы), отделяющиеся от расплава на субвулканическом уровне, являются надкритическими и гомогенными, и имеют узкую геохимическую специализацию (Hg, As, S B, F) и невысокие концентрации рудных компонентов. Флюиды гипабиссального уровня генерации, напротив, являются гетерофазными, характеризуются широким разнообразием составов и высокими концентрациями рудных элементов, которые достигают значений, сопоставимых с их содержанием в рудах месторождений: Fe, Mn (до $n\cdot$1–10 мас. %), Zn, Be, Cu (до $n\cdot$0.1–1 мас. %), Mo, Sn, Pb, As, Sb, Pd, Bi, W (до 0.01–0.1 мас.%), а также Pt, Ag, Au и других. При этом для разных геохимических типов РМС свойствен свой комплекс рудных элементов, близкий геохимическому профилю связанного с ними оруденения: Cu, Mo, Au, As, Zn – Cu-Mo – порфировые РМС, Cu, Sn, Ag, Bi, W, As – для Sn-W-Ag РМС; Be, Mo, F, Zn – для F-Be РМС; Cu, Ni, Fe, Cr, Pt, Pd – для Cu-Ni-Pt магматических систем и т.д.

2. Выделяются два принципиально различных типа гетерофазных магматогенных флюидов, существенно отличающихся по значениям окислительно-восстановительного потенциала. К первому типу относятся "окисленные" гетерофазные флюиды. Они характерные для Cu-Mo-порфировых РМС, связанных с разными по составу магматическими комплексами (месторождения Кальмакыр, Баян-Обо, Сорское, Боргулюкан, Рябиновое и мн. др.), некоторых типов Cu-Ni-Pt РМС (Бушвельд, Стиллуотер), Au-скарновых (Au-Cu-Te тип), пегматитов (Ермаковское Be-месторождение), карбонатитовых РМС (Мушугай-Худук, Крестовое и др.). Особенностью состава таких флюидов является преобладание среди солевых компонентов водно-солевой фазы хлоридов Na, K, Fe, Mn, Ca, сульфатов Ca, Na и сульфидов. Состав газов представлен CO_2 > N_2±H_2S. Окислительно-восстановительный потенциал таких растворов или расплавов-рассолов отвечает значениям сульфид-сульфатного равновесия, о чем свидетельствует присутствие во включениях сульфидов (халькопирит, H_2S) и сульфатов Ca, Na, Ba (ангидрит, гипс, барит), гематита, солей двух- и трехвалентного железа и т.д. В газовой составляющей гетерофазных флюидов концентрация солевых компонентов не превышает 5–7 мас.%, а в составе газов преобладает CO_2 > N_2 >>H_2S и редко отмечается метан. Газовая составляющая представлена более восстановленными флюидами (присутствие H_2S, CH_4) относительно водно-солевой составляющей.

Второй тип гетерофазных магматогенных флюидов (РМС Sn–W–Ag, Au–As скарновых (Au–Cu–As), Au–As геохимических типов и некоторых Cu–Ni–Pt (месторождения Седбери, Чинейское) и карбонатитовых (месторождение Карасук, Улатай-Чоз)) отличается от предыдущего типа флюидов существенно более низкими значениями окислительно-восстановительного потенциала. Они характеризуются преимущественно CH_4–N_2 или CO_2–N_2–CH_4 составом газов. Среди солевых компонентов резко преобладают хлориды Na, Fe, K, Mn, Ba и иногда карбонаты. Судя по присутствию во включениях двухвалентного железа (кристаллогидраты $FeCl_2$) и CH_4, водно-солевая фаза гетерофазных флюидов этого типа отличалась достаточно низкими значениями redox-потенциала. Парогазовая составляющая содержала невысокие концентрации солевых компонентов (<7–10 мас.%), среди которых установлены NaCl, KCl, CsCl, а в составе газов преобладала CO_2 (CO_2 >>N_2>CH_4). Значения редокс-потенциала парогазовой составляющей были заметно выше (CO_2 >CH_4), чем у водно-солевой фазы (CH_4 > CO_2). Такая специфика солевого и газового состава магматогенных флюидов определяет особенности их металлоносности.

3. Для гетерофазных флюидов конкретных типов рудно-магматических систем установлено своеобразное распределение этих компонентов между водно-солевой (кристаллофлюидные включения) и парогазовой (газовые включения) фазами. Характерно, что в составе последней в большей мере накапливаются Cu, Au, Ag, Bi (Cu-порфировые месторождения), Cu, Ag, Sb, As, Bi (Sn-W месторождения), Be

(F-Be месторождения), Cu, Ag, Bi (для Cu-Ni-Pt месторождений), а в водно-солевой фазе – Fe, Mn, Zn, Sn, W, Mo, Ni, Pt и другие элементы. Причем накопление Cu и As в газовой составляющей гетерофазных флюидов устанавливается вне зависимости от типа РМС и окисленности-восстановленности флюидов, преимущественное накопление Au в газовой фазе характерно в основном для окисленных (Cu–Mo-порфировые и Au-скарновые РМС), а Sb, Ag, Bi – для восстановленных флюидов.

Важными факторами, определяющими геохимическую специализацию и высокую металлоносность магматогенных флюидов, являются: 1) гетерофазное состояние флюидов при их отделении от расплава и высокая экстракционная способность каждой из их составляющих (концентрированный раствор, расплав-рассол и парогазовая фаза) в отношении тех или иных комплексов рудных элементов; 2) высокие температуры отделения флюидов от расплавов; 3) редокс - потенциал флюидов; 4) геохимические особенности и содержание рудных элементов в расплавах.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 05-05-64422, 04-05-64399, а также СО РАН, Интеграционных проектов № ИП 64, ИП 6.11, гранта Министерства образования и науки России № РНП. 2.1.1.702.

СПЕЦИФИКА СОСТАВА МАГМАТОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ ТРУБОК БУШВЕЛЬДСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮАР

А.А. Боровиков, А.С. Борисенко, Л.М. Житова

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
borovik@uiggm.nsc.ru, borisenko@uiggm.nsc.ru, zhitova@uiggm.nsc.ru

Трубки ультрабазитовых пегматоидов Бушвельдского комплекса прорывают породы Рустенбургской ультрабазит-базитовой расслоенной серии. Наиболее известными среди них являются трубки Дрикоп, Онвервахт и Мойхук, которые были первыми платиновыми рудниками на территории Бушвельда с содержаниями ЭПГ в рудах до 3 кг/т [1, 2]. Трубки представляют собой конусовидно расширяющиеся кверху вертикальные тела ультрабазитовых пегматоидов, имеющие концентрически-зональное строение. Центральные зоны трубок образованы дунитами, гарцбургитами или пироксенитами. В краевых участках наблюдается замещение минералов ультрабазитового ядра роговой обманкой, актинолитом, хлоритом, а также развитие зон кварц-полевошпатовых графических пегматитов, являющихся продуктами кристаллизации поздних кислых дифференциатов вещества трубки. В зависимости от количества акцессорной рудной минерализации в породах выделяют трубки железистых ультрабазитовых пегматоидов (IRUP) и маложелезистых ультрабазитовых пегматоидов (PLUMP). Возраст минеральных ассоциаций трубок установлен Rb/Sr-методом и составляет 2050±22 млн лет [2], что соответствует времени кристаллизации расплавов Рустенбургской серии до внедрения гранитов Лебова, являющихся завершающей фазой Бушвельдского комплекса. Важнейшей причиной формирования богатой ЭПГ минерализации в трубках считается воздействие на породы расслоенной серии магматогенных флюидов существенно хлоридного состава, которые сопровождали становление трубок и метасоматически изменяли ранее образованные минеральные ассоциации [1, 2].

На основе изучения флюидных включений в кварцах из краевых зон трубок ультрабазитовых пегматоидов с применением комплекса современных методов исследования вещества (КР-спектроскопия, электронная сканирующая микроскопия, LA ICP-MS) нами получена новая информация об особенностях эволюции, составе и металлоносности магматогенных флюидов, участвовавших в формировании этих минеральных ассоциаций. Образцы кварца были отобраны из кварц-плагиоклазовых (An_{60}–An_{49}) графических срастаний в краевой зоне небольшого тела PLUMP в 5 км южнее тр. Дрикоп (Восточный Бушвельд), а также из миароловых пустот в кварц-полевошпатовой краевой зоне трубкообразного тела IRUP, которое прорывает нориты Рустенбургской расслоенной серии в 10 км западнее пос. Марикана в Западном Бушвельде. Минералы ЭПГ в этих кварцевых ассоциациях не обнаружены, рудная минерализация представлена вкрапленностью халькопирита и арсенопирита.

Флюидные включения установлены в кварцах из краевых зон обеих трубок PLUMP и IRUP, фазовый состав и термобарогеохимические характеристики этих включений детально изучены [3]. Многофазные флюидные включения (L+V+H+1–4S) размером 10–20 μm обнаружены только в кварце из кварц-

полевошпатовых графических срастаний, слагающих стенки миароловых пустот в краевых зонах IRUP. По морфологии и фазовому составу они сходны с аналогичными включениями из кварца Меренски Рифа [3]. В друзовом кварце из миароловых пустот IRUP установлены флюидные включения, в распределении которых наблюдается определенная зональность. В основании и центральных зонах кристаллов кварца присутствуют первичные и псевдовторичные двух-, трех- и четырехфазные водно-солевые включения (L+V; L+V+H; L+V+H+S) и сингенетичные с ними существенно газовые включения с жидкой углекислотой (LCO_2+V; L<LCO_2+V). Твердые фазы водно-солевых включений представлены анизотропной солевой фазой и галитом, которые растворяются при 45 и 165 °С соответственно. Полная гомогенизация таких включений происходит в интервале 165–185 °С. Концентрация заключенных в них растворов составляет 30.3–7.8 мас.%-экв. NaCl. По данным КР-спектроскопии в сингенетичных обособленных газовых включениях преобладает углекислота (CO_2 – 80.6; N_2 – 19.4; CH_4 – 0 мол.%). Температура ее плавления –57 °С, гомогенизация происходит при 26 єС. Во внешних зонах кристаллов кварца преобладают существенно метановые газовые включения разной плотности и крупные (100–150 μm) водно-солевые флюидные включения, в составе газовой фазы которых установлены только CH_4 (59.4–68.2 мол.%) и N_2 (30.8–40.6 мол.%).

В кварце из кварц-плагиоклазовых графических срастаний краевых зон PLUMP преобладают мелкие (до 30 μm) двух- и трехфазные водно-солевые и существенно газовые флюидные включения (L+V; L+V+H; L<<V). Они формируют пересекающиеся серии трассирующих цепочек в кварцевой матрице и являются вторичными по происхождению. Гомогенизация двухфазных включений происходит в интервале 240–265 °С, концентрация растворов составляет 22.4 мас.% экв. NaCl. В газовой фазе этих включений преобладают CH_4 (34.2 мол.%) и N_2 (65.8 мол.%). Обособленные существенно газовые включения имеют смешанный (N_2 – 50.9; CH_4 – 49.1 мол. %) или метановый состав (CH_4 – 100 мол. %).

Методом LA ICP-MS были изучены состав и металлоносность наиболее крупных флюидных включений в миароловом кварце из краевых зон IRUP. Фазовый состав этих включений свидетельствует о том, что участвовавшие в формировании миароловых кварцев гетерофазные флюиды были восстановленными солевыми растворами с обособленной N_2–CH_4 газовой фазой. По данным LA ICP-MS в составе включений установлены компоненты (мас. %): Na (5–11), K (до 3), Fe (до 5), а также значимые концентрации металлов (ppm): Ni (500–2000), Zn (1000), Cu (300), As (60–700), Mo (100–200), Sn (50–500), Sb (90–600), Pd (10–400), Pb (4), Bi (0.4–100). Содержания Pd в изученных нами флюидных включениях значительно превышают подобные оценки для включений в кварце из пегматитов J-M Рифа Комплекса Стиллуотер, которые составляют 0.4–4.0 ppm [4]. Присутствие значительных содержаний металлов во включениях в кварце краевых зон ультрабазитовых трубок Бушвельдского комплекса свидетельствует о возможности миграции этих элементов в составе восстановленных магматогенных флюидов с последующим отложением металлов в виде минеральных фаз на геохимических или фазовых барьерах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 04-05-64399; 05-05-64422; гранта ФАО "Университеты России", № 09.01.214; гранта Президиума СО РАН, № 6.11; гранта Министерства образования и науки России № РНП.2.1.1.702.

Литература

1. *Cawthorn R.G., Harris C., Kruger F.J.* Discordant ultramafic pegmatoidal pipes in the Bushveld Complex // Contrib. Mineral. Petrol. 2000. V. 140. P. 119–133.
2. *Rudachevsky N.S., Avdontsev S.N., Dneprovskaya M.B.* Evolution of PGE mineralization in hortonolitic dunites of the Mooihoek and Onverwacht pipes, Bushveld Complex // Miner. Petrol. 1992. V. 47. P. 37–54.
3. *Боровиков А.А., Житова Л.М., Борисенко А.С., Неволько П.А.* Флюидные включения в кварце Рустенбургской расслоенной ультрабазит-базитовой серии // Материалы XII Междунар. совещ. по термобарогеохимии. Александров: ВНИИСИМС, 2005 (10–14 нояб.) С. 145–150.
4. *Hanley J.J., Mungall J.E., Spooner E.T.C.* Fluid and melt inclusion evidence for platinum-group element transport by high salinity fluids and halide melts below the J-M reef, Stillwater Complex, Montana, U.S.A. // Extended abstracts of the Xth International Platinum Symposium, Oulu, Finland. 2005. P. 94–97.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ В ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ ТЕКТОНИЧЕСКИ-АКТИВНЫХ ЗОН

Н.С. Бортников

Институт рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия

Обобщены результаты изучения флюидных включений и стабильных изотопов кислорода, водорода, углерода и серы в минералах из ряда крупных и средних мезотермальных месторождений золота (Нежданинское, Березовское, Кочкарь, Светлинское, Дарасун, Майское), касситерит-силикатно-сульфидных месторождений Солнечное, Арсентьевское и Высокогорское (Сихотэ-Алинь), жильных серебро-полиметаллических месторождений Прогноз и Купольное (Южное Верхоянье) и эпитермальных медно-висмутово-серебро-полиметаллических месторождений Канимансур, Тары-Экан, Замбарак (Карамазар, Таджикистан), образование которых происходило в гидротермально-магматических системах, приуроченных к разным геодинамичеким обстановкам.

Показано, что в гидротермально-магматических системах, пространственно ассоциирующих с проявлениями плутонического и континентального вулканического магматизма, руды отлагались из флюидов, соленость которых изменялась от рассолов, содержащих до 60 мас. %-экв. NaCl, до разбавленных флюидов, концентрация солей в которых составляла 1–3 мас. %-экв. NaCl. Как правило, в гидротермально-магматическую систему поступали различные по составу флюиды. В орогенных (мезотермальных) золотообразующих гидротермальных системах преобладающую роль играл флюид, представляющий собой смесь H_2O–CO_2–NaCl±CH_4±N_2, хотя на заключительных стадиях отложение золотосодержащих сульфосольных руд происходило из водно-солевого флюида, который образовался, возможно, вследствие фазовой сепарации водно-бикарбонатного протофлюида. Рассолы имели существенное значение в образовании касситерит-силикатно-сульфидных и жильных серебро-полиметаллических месторождений. Углекислота и метан в ощутимых количествах присутствовали в составе минералообразующих флюидов в гидротермально-магматических системах, в результате активности которых образовались касситерит-силикатно-сульфидные и жильные серебро-полиметаллические месторождения. В большинство гидротермально-магматических систем вовлекались очень контрастные по химическому составу и физическому состоянию минералообразующие флюиды. Обнаружено, что в зоне рудоотложения одновременно сосуществовали рассол и малоплотный существенно газовый флюид. Происхождение этих флюидов различно, они либо образовались в зоне минералообразования в результате расслоения или вскипания протофлюида на существенно жидкий водно-солевой флюид и существенно газовый, либо в фазовой сепарации флюида с появлением рассолов и малоплотного низкосоленого флюида в более глубоких частях гидротермально-магматической системы. Изотопные исследования показали, что во флюидах содержались компоненты различного происхождения. В ряде исследованных гидротермально-магматических систем: орогенных золотообразующих, оловорудных и жильных серебро-полиметаллических, существенно преобладали магматогенные флюиды. Эти флюиды отделялись при кристаллизации гранитоидных магм. Поскольку в минералах из многих рудных месторождений были обнаружены флюидные включения, захватившие высокотемпературный (более 500 °C) и высококонцентрированный (свыше 40 мас.%) флюид, иногда сосуществующие с расплавными включениями, была высказана гипотеза об образовании рассолов в результате их отделения от силикатного расплава. Одно время вероятность образования рассолов таким путем ставилась под сомнение, так как отделение жидкой фазы от силикатного расплава с высоким содержанием хлора из-за большого коэффициента распределения требовало высокой концентрации хлора в расплаве. Однако экспериментальные данные, а также и исследование флюидных и расплавных включений подтвердили возможность появления при кристаллизации силикатного расплава с умеренной концентрацией рассола и малоплотного низкосоленого флюида. Рассолы могут образовываться при эволюции флюида, отделившегося при кристаллизации гранитной магмы. В этом случае происходит отделение однофазного надкритического флюида с умеренным (~8 мас. %-экв. NaCl) содержанием солей или водно-солевой жидкой фазы высокой плотности и паровой фазы с низкой соленостью. При фазовой сепарации низкосоленого флюида возникают паровая фаза с низким содержанием солей и высококонцентрированный флюид (до 55 мас. %-экв. NaCl). Водно-углекислотные флюиды с умеренной соленостью, подобные тому, из которого происходило отложение золотых руд в орогенных гидротермальных системах, могли образоваться в результате магматической деятельности или реакций дегидратации и декарбонатизации, протекающих при метаморфизме терригенных пород. Поскольку флюиды, циркулировавшие в этих системах, содержат компоненты магматогенного и метаморфогенного происхождения, то, скорее всего, они образовались вследствие

магматической активности. На наш взгляд, при внедрении гранитоидных плутонов происходит отделение магматогенного флюида и мобилизация компонентов из вмещающих пород при дегидратации и декарбонатизации, вследствие контактового или контактово-регионального метаморфизма.

Необходимо отметить, что в ряде гидротермально-магматических систем, в частности, образующих касситерит-силикатно-сульфидные и эпитермальные серебро-висмут-свинцово-цинковые месторождения, обнаружено вовлечение в них магматогенных и нагретых модифицированных метеорных вод. Высококонцентрированный флюид генетически связывается с магматическими процессами: он отделился при кристаллизации силикатного расплава. Низкосоленый флюид (2–5 мас. %-экв. NaCl) мог образоваться в близповерхностных условиях в результате абсорбции насыщенных металлами газов, отделившихся при кристаллизации магмы, грунтовыми водами. Кислые сульфатно-хлоридные воды в областях современного вулканизма возникают вследствие взаимодействия грунтовых вод с газом SO_2, отделявшимся от магматического очага, который привел к диспропорционированию двуокиси серы в воде с образованием сульфатной и сульфидной серы. В гидротермально-магматические системы, в результате деятельности которых образовались жильные серебро-полиметаллические месторождения Верхоянского складчатого пояса, также поступали магматогенные флюиды и флюиды, в которых преобладала вода метеорного происхождения. Внедрение гранитоидов диорит-гранодиоритовой формации и существование на глубине 15–20 км промежуточного очага обусловили привнос из магматического очага металлоносных растворов, обогащенных CO_2 и комплексами хлоридов металлов, и частичное заимствование серы вмещающих пород. Последующее опускание уровней грунтовых вод и уровня генерации рудомагматического очага, в результате активности которого внедрились субвулканические дайки гранит-порфиров, привело к образованию гидротермальной конвективной ячейки, способствовавшей проникновению метеорных вод в глубокие горизонты, их нагреванию и взаимодействию с вмещающими породами, вследствие чего образовался рудообразующий флюид.

Таким образом, исследования показали, что гидротермальное рудообразование происходит в результате сложного флюидного режима в гидротермально-магматических системах, в которых циркулировали магматогенные и метеорные флюиды. Однако представляется, что магматогенные флюиды с высоким содержанием солей в большинстве изученных гидротермальных систем играли преобладающую роль в переносе металлов из областей генерации флюидов в зону рудоотложения.

Исследования проводились при поддержке Российской академии наук (Программа фундаментальных исследований ОНЗ РАН "Крупные и суперкрупные месторождения стратегических видов минерального сырья: геологические особенности, условия формирования, фундаментальные проблемы комплексного освоения и глубокой переработки" и РФФИ, проекты № 00-05-64650, 00-05-65069, 02-05-65183, 05-05-64803, 03-05-65005, 04-05-65270, 05-05-64803).

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАТИНОИДОВ В МЕЗОЗОЙСКОМ ПЕРИДОТИТ-ВЕБСТЕРИТ-ГАББРОВОМ МАССИВЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА

И.В. Бучко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия
inna@ascnet.ru

Расслоенные ультрабазит-базитовые массивы издавна привлекают внимание ученых. Они являются весьма благоприятными объектами для изучения процессов дифференциации магматических расплавов. Результаты исследований этих образований используются при разработке многих петрогенетических проблем, таких как формирование внутреннего строения интрузивных тел, текстур и структур магматических горных пород, дифференциация магматического расплава в интрузивных камерах, выявление закономерностей распределения рудных компонентов в интрузивных телах и др. Кроме того, ультрабазит-базитовые массивы часто сопровождаются хромитовым, медно-никелевым или(и) платинометалльным оруденением. Таким образом, изучение этих объектов представляет как научный, так и практический интерес.

Объектом данного исследования является Веселкинский перидотит-вебстерит-габбрового массив площадью около 20 км², расположенный в пределах Урканского блока южного обрамления Северо-

Азиатского кратона. Помимо того, что это один из наиболее полно представленных расслоенных интрузий рассматриваемого региона, массив интересен и тем, что в нем проявлено платинометалльное оруденение.

Веселкинский массив ритмично расслоен [1]. В его составе выделены краевая фация, нижняя и верхняя расслоенные серии. Зона закалки не наблюдается и, вероятнее всего, уничтожена в процессе внедрения меловых гранитов. *Краевая фация* представлена диоритами, гранатсодержащими пироксенитами, габброидами и амфиболитами. *Нижняя расслоенная серия* сложена дунитами, лерцолитами, роговообманковыми перидотитами, пироксенитами (ортопироксенитами, оливиновыми клинопироксенитами, клинопироксенитами, вебстеритами), габброноритами. В основании ритмов наблюдаются дуниты или лерцолиты, иногда с хромититовыми горизонтами, сменяющиеся вверх по разрезу клинопироксенитами, габброидами или анортозитами. Появление лерцолитов обусловлено многоактным внедрением расплава, что привело к смешению верхних дифференциатов (клинопироксен+плагиоклаз) магматической колонки и новых порций (оливин+ортопироксен) расплава. *Верхняя расслоенная серия* сложена габброноритами, габброидами, в подчиненном количестве отмечаются плагиоклазовые горнблендиты.

Распределение элементов платиновой группы в породах Веселкинского массива крайне неравномерное. Наибольшие их содержания 0.24–1.74 г/т (по данным атомно-абсорбционного анализа) и 5.73 г/т (по данным спектрально-сцинтилляционного анализа) отмечаются в дунитах и ортопироксен-хромитовых породах, образующих небольшие прослои мощностью до 20 см, расположенные в нижней части разреза интрузива. В меньших количествах ЭПГ (до 0.1 г/т) присутствуют в оливинитах (Pd, Pt) и лерцолитах (Pt, Pd), причем максимальные их содержания приходятся на пробы с максимальным количеством никеля.

Анализ распределения содержаний ЭПГ, нормированных по хондриту С1, позволил выделить два типа распределения платиновых минералов – палладиевый и платиновый.

Первый тип распределения ЭПГ – палладиевый – характерен для сульфидсодержащих пироксенитов (сульфидоносный тип). Сингенетическая (ликвационная) сульфидная минерализация характерна для пород нижней части разреза интрузива – дунитов, пироксенитов, оливиновых клинопироксенитов. Сульфиды представлены пирротином, пентландитом, халькопиритом и кубанитом. Форма сульфидных минералов – шаровидные и каплевидные образования, занимающие интерстиции между породообразующими оливином и ортопироксеном. Состав сульфидных капель пирротиновый или халькопирит-пирротиновый и очень редко пентландит-пирротиновый. Иногда в пирротинах присутствует небольшое количество миллерита, кубанита. Размеры рудных минералов большей частью составляют 0.01–0.2 мм. Пентландит встречается в виде зернистых агрегатов, концентрирующихся по периферии пирротиновых выделений и значительно реже в форме пламеневидных включений распада внутри пирротина. Для данного типа распределения ЭПГ установлено преобладание палладия над платиной.

Второй тип распределения ЭПГ – платиновый, установлен в хромитсодержащих (хромитоносный тип) орто- и клинопироксенитах. Хромшпинелиды по составу относятся к феррихромитам, феррихромпикотитам и хроммагнетитам и попадают в поле минералов, характерных для коматиитов и сульфидоносных интрузий. Они существенно обогащены магнетитовым компонентом, что свидетельствует о высокой фугитивности кислорода при их образовании. Особенности состава хромшпинелидов позволяют сравнивать их с аналогичными минералами из дунитов Бушвельдского и Стиллуотерского массивов.

Определение возраста рассматриваемого массива выполнено U-Pb методом по цирконам [2]. Для этого использовались две навески наиболее прозрачных фрагментов кристаллов циркона, выделенных из габбро верхней серии и подвергнутых аэроабразивной обработке. Точки изотопного состава циркона располагаются на конкордии, а его возраст составляет 154±1 млн лет (СКВО = 1.01, вероятность конкордантности = 0.31). Принимая во внимание морфологические особенности изученного циркона, указывающие на его магматическое происхождение, полученное значение возраста мы принимаем в качестве наиболее точной оценки возраста кристаллизации расплавов, родоначальных для амфиболовых габбро верхней расслоенной серии Веселкинского массива.

Сингенетическая природа рудных минералов хромитоносного и сульфидоносного типов платинометалльного оруденения позволяет говорить о его мезозойском возрасте. На этом основании Веселкинский массив является самым молодым расслоенным массивом рассматриваемого региона, содержащим платинометалльное оруденение.

Литература

1. *Бучко И.В.* Состав исходного расплава и мантийного субстрата Веселкинского перидотит-вебстерит-габбрового массива южного обрамления Северо-Азиатского кратона // Тихоокеанская геология. 2005. Т.2 4, № 1. С. 85–92.
2. *Бучко И.В, Сальникова Е.Б., Сорокин А.А., Сорокин А.П. и др.* Первые свидетельства проявления мезозойского ультрамафит-мафитового магматизма в пределах Селенгино-Станового террейна юго-восточного обрамления Сибирского кратона // Докл. РАН. 2005. Т.405, № 4.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ КАЛАРСКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА

И.В. Бучко

Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия
inna@ascnet.ru

Каларский массив является составной частью Джугджуро-Каларского габбро-анортозитового пояса, приуроченного к южной периферии Алданского щита и протягивающегося от р. Калар (Вост. Забайкалье) до побережья Охотского моря [1]. Пояс включает цепь различных по площади массивов, наиболее крупными из которых являются Каларский, Лавлинский, Джугджурский (Лантарский и Геранский). Возраст олекмо-каларского комплекса определяется как позднеархейский 2611+38 млн лет (U-Pb по циркону [2]). В краевых частях габбро-анортозитовых плутонов установлены тела условно раннепротерозойского (?) ультрабазитового комплекса, возраст которых не известен.

В составе Каларского массива выделяются два тела – Куранахский и Имангакитский.

В пределах Куранахского тела установлены габбро-анортозиты с вкрапленностью сульфидных минералов, образующие выдержанные в северо-восточном направлении горизонты.

Мощности горизонтов предположительно около 60–80 м, протяженность до 6000 м. Сульфидные минералы представлены пирротином, халькопиритом, пиритом явно магматического генезиса, которые занимают интерстиции между силикатными минералами. Эти породы по данным спектрального анализа характеризуются повышенными содержаниями Ni до 0.2 %, Cu до 0.2 %, Ag до 0.6 г/т, Au до 0.008 г/т, Pt до 0.008 г/т, Pd до 0.152 г/т, суммы (Pt+Pd) до 0.23 г/т.

Для элементов платиновой группы установлено четкое преобладание Pd над Pt, что свойственно малосульфидному типу платинометалльного оруденения. Поведение Pt и Pd на геохимических уровнях различно. Для Pt характерна отчетливая положительная (>0.5) корреляция с Mg, P, Ba, Ti, V, Cr, Zn и отрицательная (< –0.5) с Cu, Au, Ni, Ag.

Максимальные содержания палладия отмечаются в пробах с максимальными содержаниями меди, при явном ее преобладании над никелем. Вероятнее всего это связано с вхождением ЭПГ в состав халькопирита. Отмечается положительная корреляция Pd с Cu, Au и отрицательная с Cr.

Практическое отсутствие в породах темноцветных минералов или присутствие их в незначительных количествах (около 10–15 %) свидетельствует о наличии сульфидов никеля и меди при повышенных содержаниях Ni (0.1–0.2 %).

Повышенные содержания Pd (более чем в половине проб, количество Pd – 0.*n* г/т) в сульфидсодержащих анортозитах позволяют предполагать выявление малосульфидного платинометалльного оруденения. Учитывая магматическую природу сульфидных минералов, возраст оруденения считается позднеархейским.

В краевых частях Имангакитского тела, являющегося составной частью Каларского, наблюдаются условно раннепротерозойские (?) интрузии ультраосновного состава, формирующие дайкообразные тела и дайки серпентинизированных перидотитов, метаморфизованных габбро и пироксенитов, с медно-никелевой минерализацией и сопутствующим платинометалльным оруденением.

Тела серпентинизированных пироксенитов и перидотитов характеризуются локально развитой сульфидной минерализацией. Медно-никелевая минерализация характеризуется сингенетическими неравномерно вкрапленным, шлировым и гнездовым типами (до 5–7 %, участками до 20 % сульфидов), представленными пирротином, халькопиритом и пентландитом. Не исключено, что на современном эрозионном срезе мы наблюдаем верхние горизонты оруденения, а на более глубоких горизонтах разреза находятся обогащенные сульфидами и МПГ рудные участки.

Перспективные в отношении платинометалльного оруденения серпентиниты хорошо выражены во вторичных ореолах Ni до 0.2 %, Co до 0.02 %, Cu до 0.03 %, Cr до 0.3 % и обладают высокими содержаниями в штуфах Ni – до 0.7 %, Co – до 0.05 %, Cu – до 0.4 %, Cr – до 0.4 %.

Наблюдается прямая корреляция в штуфных пробах Ni с Co, Mg, Cr. Во многих пробах серпентинизированных перидотитов и пироксенитов установлены повышенные содержания Au 0.00*n* г/т максимальное до 0.3 г/т (химико-спектральный анализ), Ag 0.0*n* г/т до 0.1 г/т, причем между этими элементами наблюдается прямая корреляционная зависимость.

Преобладающие содержания платиноидов (Pt+Pd) 0.0*n* г/т зафиксированы в 36 пробах, максимальное – 0.204 г/т. В большинстве проб отмечается преобладание палладия над платиной.

Таким образом, в пределах Каларского габбро-анортозитового массива совмещено малосульфидное платинометалльное оруденение позднеархейского и сульфидное платиноидно-медно-никелевое условно раннепротерозойского (?) возрастов.

Литература

1. *Баженова Г.Н.* Анортозиты Каларского массива // Анортозиты СССР. М.: Наука, 1974. С. 85–99.
2. *Салтыкова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др.* Каларский анортозит-чарнокитовый комплекс (Алдано-Становой щит): возраст и тектоническое положение // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2004. Т.12, № 3. С. 3–11.

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ИНТРУЗИВНЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ ДОКЕМБРИЯ

Я.В. Бычкова[1], В.В. Куликова[2]

[1]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия
yanab@geol.msu.ru
[2]Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия
kulikova@onego.ru

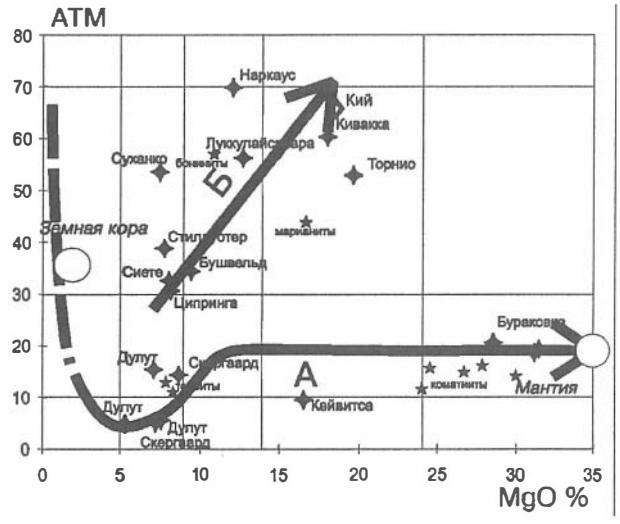
В геологической практике изменение вещественного состава крупных магматических тел или лавовых комплексов традиционно рассматриваются как признаки изменения тектономагматического режима в планетарных масштабах. Являясь наиболее глубинными магматическими образованиями, в которых можно непосредственно наблюдать результаты магматической эволюции in situ и обосновывать разные исходные материнские расплавы, они, объединенные схожестью составов в группу габброидных интрузивов, имеют существенные отличия в строении и возрасте. Разный порядок смены кумулятивных парагенезисов в интрузивах отражает различный порядок кристаллизации исходной магмы, а, следовательно, и разные составы этих магм, что подтверждается экспериментальными данными [3, 1]. Наиболее крупные расслоенные интрузивы или комплексы небольших инрузивов, связанных друг с другом территориально и временем образования, можно по средневзвешенным составам отнести к нескольким типам магм (петрохимических серий, по [4] (см. рисунок): а – бонинитовые, б – коматиитовые, в – толеитовые, г – пикритовые (субщелочные) или вариации различных типов магм с последовательностью кристаллизации:

а) Ol → Ol+Opx → Opx+Pl–Ol → Opx+Pl+Aug: Уиндимурра (2.8 Ga), Стиллуотер (2701±8 Ma), Великая Дайка и большая часть интрузивов Сев. Карелии и Финляндии (Кивакка, Луккулайсваара, Куккола-Торнио, Кеми, Портимо, Койлисмаа, Аканваара) (2.5–2.4 Ga), Бушвельд (2.06 Ga));

б) Ol→Ol+Cpx → Cpx+Opx+Pl–Ol → Pig+Cpx+Pl–Opx → Pig+Cpx+Pl+Mt: Бураковско-Аганозерский массив на ЮВ Фенноскандии, Койтелайнен, Кейвитса (2.5–2.35 Ga);

в) Ol → Ol+Pl → Ol+Pl+Aug → Pl+Aug+Pig–Ol → Pl+Aug+Pig+Mt (или несколько более глиноземистые – диапазон времени их образования широк): 2.45 Ga – Ципрингский и др. (Сев. Карелия); 1850 Ma – Садбери; 1100 Ma – комплекс интрузивов Дулута; 63–55 Ma, соответственно – Скергаард и Рам).

Несмотря на то что известно много эффузивных бонинитов, более поздних по времени излияния (вплоть до современных), интрузивных тел этого состава моложе 1900 Ma пока не установлено. Интрузивные аналоги коматиитовых покровов встречаются крайне редко, а огромные массивы последних известны только на территории Евроамериканского палео-



Тренды выплавки из мантийного пиролита при давлении менее 10 кбар (*А*) и изменение положения тренда при увеличении давления (*Б*). Стрелкой на тренде А показано увеличение степени плавления. Ромбиками обозначены средне-взвешенные составы интрузивов, звездочками – эффузивные аналоги (по Я.В. Бычковой [4]).

протерозойского щита и территориально приурочены к палеорифтам. Возможно, это связано с тем, что магмы такого состава имели низкую вязкость и поэтому легко транспортировались к поверхности, образуя мощные лавовые поля. Более молодые крупные интрузивные тела коматиитового состава не встречены. Наиболее распространенной группой расслоенных массивов являются тела толеитового состава. Как правило, они невелики либо представляют собой комплекс небольших интрузивов, как и многочисленные мелкие интрузивные тела офиолитовых поясов того же состава. Таким образом, можно говорить о том, что, если для бонинитовых и коматиитовых интрузивных тел существуют строгие временные рамки образования и они известны только для докембрия, то формирование интрузивных тел из толеитовых магм происходило периодически в течение всего геологического времени, начиная с протерозоя.

Внутренняя дифференциация интрузивов различных петрохимических серий всегда отвечает феннеровскому типу, за редким исключением, как в целом по массивам, так и внутри отдельных камер с накоплением оксидов железа и кремнезема на последних стадиях кристаллизации. Например, по мнению В.В. Куликовой, комагматичный коматиитовым базальтам Ветреного Пояса Бураковско-Аганозерский массив, состоящий из трех камер (три фазы внедрения), характеризуется направленной последовательностью их образования: Бураковская (Авдеевская) → Шальская → Аганозерская. Отмечается и внутренняя дифференцированность: расплав Бураковской камеры больше тяготеет к бонинитовой серии, а Аганозерской – к Al-обедненной коматиитовой с накоплением железа. Средний состав интрузива, возможно, не соответствует первичному расплаву за счет процессов ассимиляции коматиитовой магмы и насыщения (?) ее РЗЭ и ЛРЗЭ.

Анализ многочисленных исследований по составам мафит-ультрамафитов Сев. Карелии также свидетельствует об изменении по феннеровскому типу магматического расплава в процессе последовательности внедрения интрузивов: Киваккa →Луккулайсваара →Ципринга.

В общих чертах намечается определенный генеральный тип рудогенеза для каждого представителя соответствующей петрохимической серии: *а* – платинометалльный; *б* – медно-никелевый, *в* – платинометальный, медно-никелевый, железорудный.

Например, типы МПГ в интрузивах петрохимических серий (с использованием материалов [2]):

а – малосульфидный платинометалльный: Стиллуотер; Бушвельд (рифы Меренского, UG-2, Плэтриф); массив Федорово-Панские Тундры; Великая Дайка; Верхний Талнах;

б – сульфидный платиноидно-медно-никелевый тип платиноидно-хромитовых руд: Бураковско-Аганозерский массив; норильско-талнахский компекс;

в – сульфидные и платиноидно-медно-никелевые мамонского и еланского типов; платиносодержащие хромитовые в Печенгском районе, малосульфидные платинометальные и платиносодержащие ванадий-титаномагнетитовые (пудожгорский тип –?).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-64788.

Литература

1. *Бычкова Я.В., Коптев-Дворников Е.В.* Ритмическая расслоенность киваккского типа: геология, петрография, петрохимия, гипотеза формирования // Петрология. 2004. Т. 12, № 3. С. 281–302.
2. *Додин Д.А., Чернышов Н.М., Чередникова О.И.* Металлогения платиноидов крупных регионов России. М.: ЗАО "Геоинформмарк", 2001. 302 с.
3. *Коптев-Дворников Е.В.* Формационные подтипы гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов Карело-Кольского региона и математическое моделирование динамики их затвердевания // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России: Тез. докл. 1995. С. 54–56
4. *Петрохимические серии* магматических пород (анализ состояния и проблемы систематизации, предпочтительные модули химических элементов, новые направления) / В.В. Куликова, В.С. Куликов, С.В. Ефремова. Петрозаводск: Карельский научный центр, 2001. 115 с.

УСЛОВИЯ СОВРЕМЕННОГО И ДРЕВНЕГО КОЛЧЕДАНООБРАЗОВАНИЯ

И.В. Викентьев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
viken@igem.ru

Современные и палеозойские колчеданные залежи залегают в субмаринных вулканогенно-осадочных и вулканических сериях. В прошлые геологические эпохи их накопление контролировалось большей частью островодужными вулканическими системами и происходило на фоне перерывов в вулканической деятельности. Морфологически эти залежи в основном выражены линзовидными телами и нередко сопровождаются железисто-кремнистыми и известковистыми отложениями.

Небольшие колчеданные залежи развиты в верхних горизонтах толщ примитивных базальтов основания энсиматических дуг (кипрский тип, Южный Урал). Более зрелые контрастные или дифференцированные формации базальтов-риолитов энсиматических (уральский тип) и энсиалических (рудноалтайский тип) палеодуг вмещают крупные месторождения и приурочены к трого- и мульдообразным депрессиям, кальдерам, вершинам и склонам риолит-дацитовых куполов. Большинство рудных тел ассоциирует с экструзивно-субвулканическими кислыми вулканитами.

По всей видимости, в синвулканическое время на поверхности дна формировались незначительные объемы преимущественно бедных серно- и Cu-Zn-колчеданных руд. Большая же часть руд (особенно богатых) отложилась метасоматическим путем ниже уровня морского дна. Формирование крупных палеозойских месторождений было обусловлено длительным развитием субмаринных магматогенных гидротермальных систем. Поздневулканические гидротермальные процессы, а также оторванные во времени гидротермально-метаморфические процессы перераспределили рудное вещество, локально обогатили ранние рудные скопления, затушевали седиментационные и диагенетические структуры.

Черные курильщики современных гидротермальных полей океана представляют собой природную лабораторию для исследования механизмов формирования колчеданных месторождений континентов. Однако аналогия их далеко не полная. Похожими являются тектонические условия, способствующие образованию крупных колчеданных залежей. Это обстановки растяжения, реализуемые в зонах задугового спрединга, кальдерах вулканов (современные поля, палеозойские месторождения) и срединно-океанических рифтах (современные поля) и благоприятные для развития высокодебитных гидротермальных систем. В палеоостроводужной обстановке размещение месторождений обычно определялось положением центров длительной эндогенной активности: неоднократное возобновление вулканической деятельности и образование крупных субвулканических тел в корневых зонах вулканов обеспечивали длительное действие локальных гидротермальных систем, что благоприятствовало накоплению существенных объемов сульфидного вещества. В образовании локальных рудоносных структур ведущая роль принадлежала деформациям поперечного изгиба на фоне латерального растяжения, обусловившего развитие грабенов, трогов и кальдер. Обстановка поперечного изгибания на фоне латерального растяжения способствовала свободной циркуляции гидротермальных флюидов с разгрузкой их на геохимических и петрофизических барьерах, в том числе у морского дна. На эффективное отложение гидротермальными растворами своего груза благоприятно сказывалось наличие перекрывающих толщ вулканитов или осадков, в том числе и слаболитифицированных.

Большинство современных гидротермальных полей находится в срединно-океанической обстановке, тогда как для палеозойских объектов реконструируется в основном островодужный режим формирования. Следующим отличием является резкое преобладание в современных гидротермальных полях базальтов СОХ, тогда как в древних областях месторождения обычно находятся в бимодальных комплексах. Отдаленными современными аналогами древних объектов являются, во-первых, сульфидные постройки в островодужных системах – в основном в зонах задугового спрединга, и, во-вторых, ассоциирующие с серпентинитами гидротермальные поля САХ (они близки некоторым месторождениям офиолитовых комплексов). Даже самые крупные сульфидные залежи океана по размерам соответствуют лишь самым мелким колчеданным месторождениям континентов.

Характерна близость P–T-условий отложения сульфидов: T = 250–380 °С и P = 0.3–1 кбар. Есть определенная параллель и в отношении источников металлов и флюидов. И те и другие имеют двоякую природу: металлы поступали из вмещающих пород и малоглубинного магматического очага, а основными компонентами гидротермальных растворов были преобразованная морская вода и магматогенный флюид.

Почти одинаковым является набор рудных минералов: пирит, халькопирит и сфалерит, в некоторых залежах присутствуют пирротин, марказит, борнит, халькозин и галенит. Существенным отличием является

обычное присутствие в рудах континентальных месторождений блеклой руды и редких минералов Te и Bi, электрума и самородного Au. От этих месторождений современные поля в океане отличаются в целом более низким содержанием цветных металлов в залежах и обилием брекчиевидных текстур. Руды неоднородного, грубопятнистого, "обломочного" строения, когда сульфидные агрегаты разного состава и структуры цементируют друг друга, характерны для многих слабо преобразованных месторождений Урала и Рудного Алтая. Их наличие свидетельствует о прерывисто-пульсационном развитии гидротермального процесса, а преобладание или широкое развитие таких руд является одним из индикаторов низкой степени преобразования колчеданных залежей.

Специфика палеозойских объектов обусловлена проявленными в той или иной степени процессами метаморфизма. Крупные вулканогенные колчеданные месторождения в основном представлены серией вертикальных и крутопадающих плитообразных и линзовидных тел. Низкоградный метаморфизм не приводил к уничтожению синвулканических залежей. В то же время руды в основном утратили свой тонкозернистый, колломорфный и брекчиевый облик в результате перекристаллизации. При умеренных и высоких *P–T*-параметрах в условиях анизотропного поля напряжений происходила направленная миграция химических элементов в зоны палеорастяжения и по восстанию рудных тел, что обусловило как концентрированное перераспределение цветных и благородных металлов в пределах существующих залежей, так и возникновение небольших новых рудных тел.

Конвергенция современных и древних колчеданных залежей обусловлена и тем, что большинство древних месторождений залегает в породах, метаморфизованных при *P–T*-условиях, близких параметрам отложения современных массивных сульфидов в океане. Параметры мобилизации и ремобилизации сульфидов укладывались в поле условий зеленосланцевой фации (T = 150–400 °C, P = 0.3–3 кбар) при градиентах до 100 °C/км. Высокоградный метаморфизм, развитый в осевых частях зон смятия и в контактовых ореолах крупных интрузий, не способствовал сохранению первичных концентраций металлов и вызывал их рассеяние или переотложение на флангах зон смятия и участках с пониженными значениями термических градиентов.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 03-05-65005 и Отделения наук о Земле РАН, ОНЗ-2 "Крупные и суперкрупные месторождения".

ЗОЛОТО В СУЛЬФИДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ УРАЛА: МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ

И.В. Викентьев, Б.Р. Тагиров

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
viken@igem.ru

Несмотря на интерес к изучению форм переноса и нахождения в сульфидах Au, наши представления о закономерностях его поведения в процессах гидротермального рудообразования остаются во многом схематическими. В рудах месторождений собственно уральского типа, характеризующихся преобладанием медных и медно-цинковых руд, содержания составляют, г/т: Au 0.5–1.5 и Ag 10–50. На всех месторождениях в рядовых и групповых пробах (по интервалам до 10 м) присутствуют единичные значения 7–15 г/т и даже до 90 г/т Au и 100–600 г/т Ag, в этом случае в рудах повышены содержания Ba, Te, As, иногда (Узельга) также Hg и Se. Обычно это участки выклинивания пологих и крутопадающих рудных залежей, зоны брекчирования массивных руд и контактов даек. Указанные аномально высокие содержания встречаются на фоне общего обогащения руд в таких местах золотом порядка 2–2.5 г/т.

Продукты обогащения руд колчеданных месторождений Урала – Cu и Zn концентраты содержат более значительные концентрации благородных металлов, но нередко лишь на 20–30 % по Au выше исходной руды. Статистически содержания Au в рудах теснее связаны с Cu, чем с Zn, соответственно, преобладающая часть попутного Au извлекается при металлургическом переделе медных концентратов.

В основном Au ассоциирует с минералами Fe и Cu (пирит, халькопирит, блеклая руда). Главным концентратором Au является пирит (~1 г/т, до 20 г/т), преобладающий минерал руд. Видимо, не случайны наибольшая золотоносность колломорфного и почковидного пирита с мелкими включениями халькопирита (по сравнению с эвгедральным пиритом без включений), а также повышенные содержания Au в сфалерите с

тонкой эмульсиевидной вкрапленностью халькопирита. Обращает на себя внимание высокий разброс значений для Au в сульфидах, что указывает на его крайне неравномерное распределение. Основной объем колчеданных тел слагают мелкозернистые густовкрапленные до сплошных сульфидные руды с содержаниями Au 1–2 г/т, в которых крайне редко удается наблюдать минералы Au (самородное золото, теллуриды и некоторые другие). В них преобладающая его доля представлена тонкодисперсным золотом (вероятно, связанным в сульфидах). Доля самородного золота (свободного и находящегося в сростках с сульфидами и силикатами) в них невелика и растет с увеличением концентрации Au.

Самородное золото колчеданных месторождений в первом приближении можно представить как серию непрерывных твердых растворов золота и серебра от $Au_{0.98}Ag_{0.02}$ до $Au_{0.60}Ag_{0.40}$; составы с большей долей Ag крайне редки, а содержания примеси меди не превышают 3 мас.%. Примеси Fe, Hg, Bi, Sb и др. незначительны. Для каждого отдельно взятого месторождения установлено присутствие широкого спектра составов самородного золота, достигающего нескольких десятков мас.% Au. Преобладающими являются составы Au_3Ag и Au_2Ag, чуть реже встречаются Au_3Ag_2 и Au_4Ag. Рост пробности золота сопровождается падением железистости сосуществующего сфалерита, что вероятно вызвано ростом f_{S_2} во флюиде.

В месторождениях уральского типа наиболее крупные выделения самородного золота размером 100–1000 мкм и даже более установлены на месторождениях, руды которых испытали существенный динамотермальный метаморфизм (Гайское, Дегтярское и др.). В умеренно и слабо преобразованных рудах (Узельгинское, Учалинское, Сафьяновское и др.) выделения самородного золота являются весьма редкими и мелкими (обычно <10 мкм); более крупные выделения появляются в локальных участках наложения поздних гидротермальных процессов, выраженных в формировании перекристаллизованных руд существенно полиметаллического состава и в кварц- и барит-сульфидных прожилках.

Формирование богатых руд (2–3 г/т Au и выше, нередко содержащих самородное золото) происходило при повышенной f_{S_2} в условиях сравнительно небольших отклонений значений f_{S_2} от линии равновесия реакции халькопирита с борнитом. При каждой данной температуре для образования богатых золотом руд требовалась f_{S_2}, повышенная по сравнению с рядовыми рудами (~1 г/т Au) на 1–2 порядка.

Высокие концентрации Au обнаружены в рудах с реликтовой колломорфной текстурой, особенно характерны они для мышьяковистого пирита. Золото могло изоморфно замещать позиции Fe в решетке этого минерала, а затем переходило в металлическое состояние в связи с перекристаллизацией руд и выносом из пирита As, связываемого затем в характерную для позднего минералообразования блеклую руду.

Установлены признаки вторичного гидротермального и синметаморфического перераспределения золота с "очищением" от Au рудообразующих сульфидов и укрупнением выделений самородного золота. Увеличение концентрации Au в самородном золоте от слабо преобразованных к интенсивно метаморфизованным месторождениям Урала также может быть объяснимо ростом температуры гидротермально-метаморфического преобразования колчеданных руд.

С позиций термодинамики определены основные факторы, способствующие внедрению золота в кристаллическую структуру сульфидов. В соответствии с последними данными [Simon et al., 1999], наиболее вероятным является вхождение "невидимого" золота в их структуру в виде Au^+. Это и принято в нашей модели, полагая, что образуется твердый раствор $AuS_{0.5}$–сульфид. При постоянной температуре f_{S_2} будет способствовать образованию "невидимого" золота. Падение концентрации Au приводит к снижению его химического потенциала, делая эту форму более устойчивой и уменьшая таким образом вероятность выделения самородного золота. Продемонстрировано одно важное свойство золотосодержащих минеральных систем: поскольку наклон линий, соответствующих минеральным буферам летучести серы, больше наклона линий, разделяющих поля образования $Au_{(кр)} - AuS_{0.5(кр)}$, рост температуры способствует внедрению Au в структуру сульфидов. Например, на линии равновесия пирит-пирротин при температуре 150 °С концентрация "невидимого" золота составляет ~16 г/т, в то время как при 400 °С – ~5 кг/т.

Исследованиями природного и синтетического золотосодержащего мышьяковистого пирита установлено, что содержание в нем Au растет при увеличении концентрации As. Мы условно полагали, что Au в мышьяковистом пирите концентрируется примесью арсенопирита. Одинаковый наклон графиков, полученных линейной аппроксимацией данных [Simon et al., 1999] по составу мышьяковистого пирита (концентрации Au^+), близкий к единице, позволяет получить концентрации Au в чистом FeAsS (гипотетическом арсенопирите – компоненте мышьяковистого пирита). Они хорошо согласуются с рассчитанными концентрациями Au в приближении идеального раствора. Таким образом, можно предположить, что твердый раствор $AuS_{0.5}$–FeAsS в мышьяковистом пирите близок к идеальному.

На основании последних результатов [Tagirov et al., 2005] по измерению растворимости металлического Au в системе с забуференными pH и f_{S_2} при 350–500 °C и 500–1000 бар обсуждены формы переноса Au в гидротермальном процессе.

Исследования выполнены при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-65040+03-05-64804, Отделения наук о Земле РАН, проекты "Наночастицы" и "Крупные и суперкрупные месторождения".

ФАКТОРЫ ВЫСОКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ (ЛЕНСКИЙ РУДНО-РОССЫПНОЙ РАЙОН)

Н.В. Вилор[1], В.В. Коткин[2]

[1]Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, Россия
vilor@igc.irk.ru
[2]Восточно-Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Иркутск, Россия

Ленский золотоносный рудно-россыпной район, включающий северную часть Байкало-Патомского нагорья от левобережья р. Витим (на юге) до правых притоков р. Лена с верховьями на Тонодском поднятии (на севере), постепенно утрачивает свое значение как крупнейшая преимущественно золотороссыпная провинция. В настоящее время на его территории неуклонно наращивается добыча золота из рудных месторождений. Не считая зарезервированного Сухого Лога, работают три рудника с мощностями ЗИФ до 1 млн т/год. Одно месторождение находится на стадии переоценки в связи с трехкратным предстоящим наращиванием мощности ЗИФ, два доразведываются с одновременным сооружением ГОКов. Рудные месторождения дали в 2004 г. 1502 т золота, что пока несколько меньше 10 % от общего количества полученного металла, составляющего 15 713 кг. Имеются реальные перспективы наращивания производительности рудников.

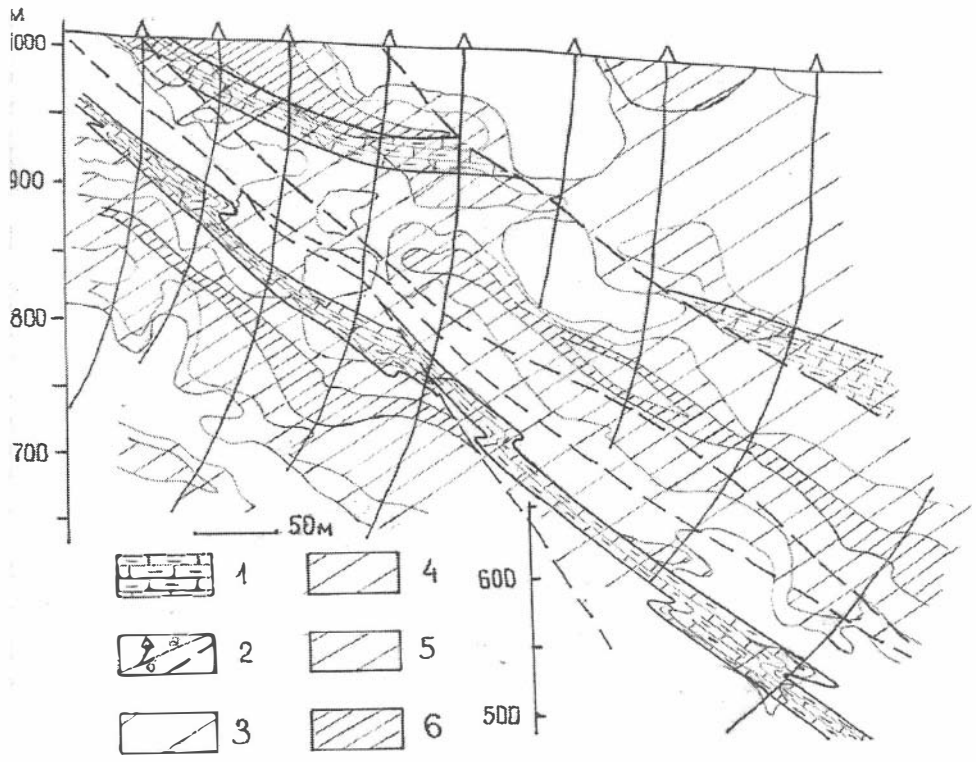
Потенциал коренных месторождений района распределяется на четырех крупных золоторудных узлах: Бодайбинском, Маракано-Тунгусском, Нечеро-Патомском и Кевактинском. Образование золотого оруденения происходит под влиянием суммы факторов, общих для всех объектов, придающим им определенные черты формационного единства.

Сочетание перечисленных взаимно дополняющих признаков рудолокализации характеризует преобладание месторождений, относящихся *к древней глубинной кварцевой убого сульфидной рудной формации* [Петровская, Сафонов, 1975], а рудный процесс как **многофакторный и полихронный**.

Унаследованные стратиформные черты, с одной стороны, и отчетливо эпигенетичность оруденения – с другой, выражены в двух крайних рудно-формационных типах: **сульфидно-прожилковом** и **кварцево-жильном** с широко проявленной промежуточной подформацией сложных минерализованных зон кварцево-жильного состава с участием кварцевых штокверков и зон сульфидизации при стандартно наблюдаемой последовательности стадий: диагенетически-эпигенетической, колчеданной и позднерудной кварцевой. В надкупольных блоках проявляется наложение золото-арсенопиритовой фазы и поздняя пострудная фаза

Факторы рудолокализации

Литологический	Структурный	Геохимический	Метаморфический	Магматический
Приуроченность к черносланцевым и высокоуглеродистым сланцевым толщам и горизонтам	Анизотропия прочностных свойств вмещающих пород, зоны антиклиналей со смятием в ядре и на крыльях, наложение поперечных латентных деформаций	Сульфидно-карбонатный профиль толщ с высоким кларком Au, локальные кислотно-щелочные геохимические барьеры	Двукратный зональный региональный метаморфизм, наложение регрессивных фаз на соседние зоны, проявления реювенации поздних гидротермальных генераций	Увеличение уровня золотоносности и усложнение состава оруденения в апикальных частях глубоко залегающих гранитных куполов



Структура месторождения Верный и распределение золота в первичном литогеохимическом ореоле: *1* – песчанистые доломиты, *2а* – буровые скважины, *2б* – разломы; *3–6* – концентрации золота: *3* – менее 0.2 г/т, *4* – 0.2–0.6 г/т, *5* – 0.6–1 г/т, *6* – 1–3 г/т.

аргиллизации. Как показано на рисунке с примером месторождения Верный, рудные объекты промежуточного типа, имея сложную структуру сочетания пластовых вкрапленных руд и штокверков, выделяются значительными запасами.

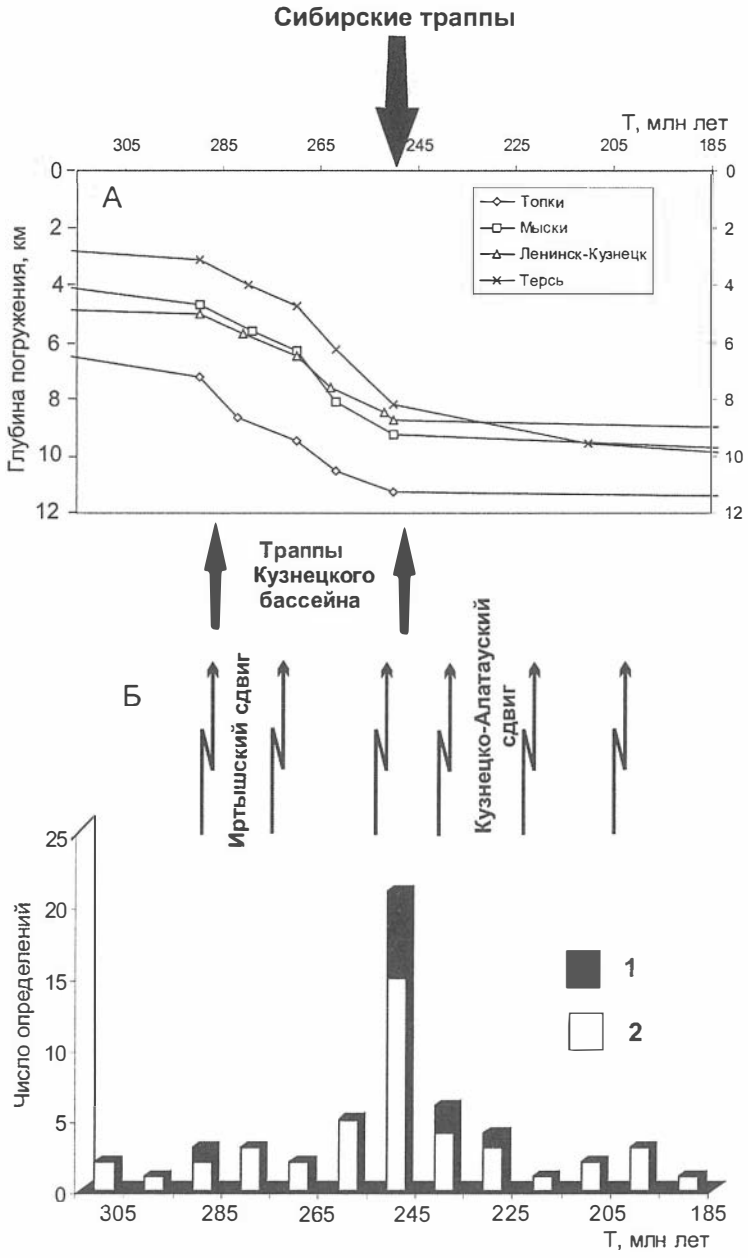
В контурах региональных зон сульфидно-углекислотного метасоматоза, иногда на регрессивной стадии продвигающихся из зеленосланцевой фации за изограду граната (басейн р. Маракан), выделены протяженные, крупные по запасам золота блоки металлоносных гидротермалитов, с которыми связаны как уже выработанные богатые россыпи, и в которых располагаются осваиваемые рудные месторождения. При среднем содержании 1.4–1.6 г/м^3 Au их прогнозные ресурсы достигают 1620 т. Разведка большеобъемного оруденения данного типа имеет более низкую затратность с возможностью привлечения прогрессивных технологий. В мировой практике при эксплуатации месторождений, бедных по содержанию, но крупномасштабных по запасам, широкое распространение получил способ кучного выщелачивания ординарных руд, который даже в условиях холодного гумидного климата позволяет успешно извлекать золото при его концентрациях на уровне до 0.5 г/т.

ПЕРМО-ТРИАСОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ, ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И МАГМАТИЗМ АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ: КОРРЕЛЯЦИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ПРОГНОЗНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ

А.Г. Владимиров[1], А.С. Борисенко[1], С.П. Шокальский[2], Г.А. Бабин[3], В.А. Говердовский[4], А.А. Оболенский[1], Н.Н. Крук[1], О.П. Полянский[1], В.Г. Владимиров[1], С.Н. Руднев[1]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
vladimir@uiggm.nsc.ru
[2]Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, г. Санкт-Петербург, Россия
Sergey_Shokalsky@vsegei.ru
[3]ФГУ ГП "Запсибгеолсъемка", пос.Елань, Новокузнецкий район, Кемеровская область, Россия
babin_ga@mail.ru
[4]ООО «Металлы Алтая», г. Горно-Алтайск, Россия
vgover@mail.ru

В данном докладе предпринята попытка провести корреляцию и оценить масштабы главных эпизодов герцинских сдвигово-раздвиговых деформаций, магматизма и метаморфизма в пределах Обь-Зайсанской складчатой области и западной части Алтае-Саянской складчатой области. Особое внимание уделено динамике осадконакопления и трапповому магматизму в Кузнецком межгорном прогибе. В пермо-триасовый период рассматриваемый регион выступал как единая геологическая мегаструктура – Алтайский транспрессионный ороген, представляющий собой на современной уровне эрозионного среза фрагмент герцинского орогенного пояса, перекрытого на севере мезо-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты, а на юге – прослеживающегося в Китай и Монгольские Гоби [1, 4, 5, 8]. Геодинамическая эволюция Алтайских герцинид сейчас интерпретируется с позиций постепенного сближения Казахстанской и Сибирской плит при их проворачивании относительно друг друга по часовой стрелке и одновременном сокращении Обь-Зайсанского палеоокеанического бассейна [5, 6]. Алтайская и Казахстанская окраины в предколлизионную стадию (D_{1-2}) представляли собой активные границы, разделенные Обь-Зайсанским палеоокеаническим бассейном с срединно-океаническим хребтом. Вдоль края Сибирского континента скользил Алтае-Монгольский микроконтинент с неопротерозойской корой (T_{Nd} (2-st) = 1.5–1.0 млрд лет). Обь-Зайсанский бассейн в этот период взаимодействовал с Казахстанским и Сибирским континентами в виде двух косых субдукционных зон (Жарма-Саурская и Рудно-Алтайская палеоостровные дуги). К середине карбона океан полностью закрылся, и дальнейшая эволюция орогена протекала на фоне генеральных левосдвиговых деформаций [2]. Геологическая история развития Алтайского транспрессионного орогена была осложнена "вдавливанием" Алтае-Монгольского микроконтинента в активную окраину Сибирского континента. Кульминация этого коллизионного события (D_3–C_1) отчетливо фиксируется в виде первой фазы интенсивного прогибания литосферы под Кузнецким осадочным бассейном, высокоградиентным метаморфизмом HT/LP типа в Южно-Чуйском хребте и формированием синкинематических батолитов в Горном Алтае (Кубадринский, Рахмановский, Яломанский, Талицкий). Главная коллизия произошла на рубеже позднего карбона–ранней перми, при этом были реактивированы лишь две системы сдвигов (Кузнецко-Телецко-Курайская и Иртышская), а для других разломов признаки активных тектонических движений не обнаружены. В этой сдвигово-раздвиговой обстановке, отражающей раннеорогенную стадию тектогенеза, преимущественное развитие получили палеовулканы центрального типа, цепочки которых, вероятнее всего, маркируют на современном эрозионном срезе границу отрыва палеослэбов, погружавшихся под Сибирский и Казахстанский континенты. На позднеорогенной стадии (P_{1-2}) был сформирован Калба-Нарымский и Жарма-Саурский батолитовые пояса, в то время как на всей остальной территории магматизм был угнетен, за исключением первых проявлений траппов на Кузбассе и многочисленных поясов базитовых даек, которые могут рассматриваться как прямые индикаторы хрупкого растрескивания литосферы. На рубеже перми–триаса (250 млн лет) постколлизионная эволюция Алтайского транспрессионного орогена была резко осложнена. Отметим, в частности, вторую фазу интенсивного прогибания литосферы под Кузнецким осадочным бассейном, сопровождавшуюся трапповым магматизмом, а также практически мгновенное (в геологическом смысле) увеличение площади магматизма, охватившее всю территорию Обь-Зайсанской и западную часть Алтае-Саянской складчатых областей. Все проявления мантийного и корового магматизма контролировались сдвигово-развиговыми и сопряженными с ними взбросо-сбросовыми



Корреляция траппов Сибирской платформы, главных этапов сдвиговых деформаций, динамики осадконакопления (*А*) и магматизма (*Б*: 1 – габброидного, 2 – гранитоидного) Большого Алтая.

тектоническими движениями. На внутриплитной стадии (T_2–J_1) структурный рисунок Алтайского орогена приобрел современный облик. Для этого периода характерно развитие Кузнецкой межгорной впадины как бассейна типа pull-apart, сопряженного с интенсивными левосдвиговыми тектоническими движениями в Кузнецко-Алатауском линеаменте и формированием здесь метаморфических ядер Алтае-Шотландского типа [7].

С выделенными периодами активизации тектонических деформаций и магматизма в перми и триасе связано проявление в Алтайской коллизионной системе соответствующих комплексов эндогенного оруденения, включающего Cu-Ni-Pt, Cu-Mo-порфировые, Sn-W, Mo-W, Sb-Hg, Au-Hg и др. [3]. Выделяются три этапа его формирования: P_{1-2} (290–285 млн лет), P_2–T_1 (255–230 млн лет) и T_2–J_1 (220–190 млн лет). Для раннего из них характерно развитие в основном редкометалльного Mo-W- и Sn-W-оруденения, проявленного в связи с позднепалеозойскими гранитоидами, тяготеющими к Иртышской и Кузнецко-Телецко-Курайской

системам разломов. Возраст такого оруденения составляет 275–265 млн. лет (Калба-Нарымский пояс в Восточном Казахстане, Цаган-Шибешинская зона в Западной Монголии). В районах широкого развития базитового магматизма проявлено промышленное Cu-Ni-Pt-оруденение (285–290 млн лет, месторождение Калатонг и другие в Китайском Алтае). С пермо-триасовым этапом (P_2–T_1) связано развитие более сложного комплекса эндогенного оруденения, формирующегося в следующей последовательности: Cu-Ni – магматическое (Максутское, Седовозаимское), Ni-Co-As (ЮВ Алтай) – 255 – 248 млн лет → Mo-W-грейзеновое (Алтай, КТСЗ) – 242–232 млн лет → Sn · W, Ag-Sb (КТСЗ, Алтай) – 238–232 млн лет → Sb-Hg, Au-Hg (Алтай, СЗ Монголия) – 234–231 млн лет. Причем проявления Cu-Ni-, Ni-Co-As- и Sb-Hg-оруденения отчетливо тяготеют к ареалам развития пермо-триасового базитового и щелочно-базитового магматизма (ЮВ Алтай, Восточный Казахстан, КТСЗ – Кузбасс), а редкометалльное Mo-W локализуется в пределах рудных зон субширотного и северо-восточного простирания (Северо-Алтайская, Уланульская и др.). С триас-юрским (T_2–J_1) связано в основном редкометалльное (Mo-W, Li-Ta-Nb) оруденение, проявленное в юго-западном обрамлении Большого Алтая (Калгутинское, Еламан, Шанкелан – Mo-W, Алахинское – Li-Ta-Nb и др.) и в зоне Курайско-Кобдинского разлома в СЗ Монголии (Уланульское – Mo-W и др.). Возраст Mo-W-оруденения этого этапа составляет 220–200 млн лет, а Li-Ta-Nb – 200–190 млн лет.

Таким образом, особенности металлогении пермо-триасового рубежа Алтайской коллизионной системы во многом определяются характером проявления тектонических движений в системах Иртышского и Кузнецко-Телецко-Курайского разломов и интенсивностью развития в том или ином регионе базитового и мантийно-корового гранитоидного магматизма.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН ИП № 607, 6.11, 99, 6.7.2, проектов РФФИ № 03-05-65081, 03-05-65099, 04-05-64443, 04-05-64399, 04-05-64437, 03-05-64533.

Литература

1. *Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
2. *Берзин Н.А., Кунгурцев Л.В.* Геодинамическая интерпретация геологических комплексов Алтае-Саянской области // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 1. С. 63–81.
3. *Борисенко А.С., Сотников В.И., Изох А.Э. и др.* Пермо-триасовое оруденение Азии и его связь с проявлением плюмового магматизма // Геология и геофизика. 2006. Т 47, № 1. С. 166–182.
4. *Владимиров А.Г., Крук Н.Н., Полянский О.П. и др.* Корреляция герцинских деформаций, осадконакопления и магматизма Алтайской коллизионной системы как отражение плейт- и плюмтектоники // Геодинамическая эволюция литосферы Центрально-Азиатского подвижного пояса (от океана к континенту). М.: ГИН РАН, 2005. С. 182–215.
5. *Добрецов Н.Л., Владимиров А.Г., Крук Н.Н.* Пермско-триасовый магматизм Алтае-Саянской складчатой области как отражение Сибирского суперплюма // Докл. РАН. 2005. Т. 400, № 4. С. 505–509.
6. *Моссаковский А.А., Руженцев С.В., Самыгин С.Г., Хераскова Т.Н.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–33.
7. *Скляров Е.В., Владимиров А.Г.* Комплексы метаморфических ядер (классификация и генезис) // Докл. РАН. 1998. Т. 360, № 4. С. 796–798.
8. *Шокальский С.П., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.* Корреляция магматических и метаморфических комплексов западной части Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Издательство СО РАН, филиал "Гео", 2000. 187 с.

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ Au-As-Sb-Tl ЭПИТЕРМАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛШАР (МАКЕДОНИЯ)

А.В. Волков[1], Н.Т. Кочнева[1], Т. Серафимовский[1], И.Н. Томсон[2], Г. Тасев[1]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН Москва, Россия
alexandr@igem.ru
[2]Горно-геологический факультет, Университет им. "Кирилла и Мефодия", г. Штип, Македония

Во второй половине прошлого века в рудной провинции "Бассейнов и Хребтов" (штат Невада, США) были открыты несколько десятков крупных и средних месторождений вкрапленных пирит-марказитовых руд (суммарные запасы в настоящее время превышают 4000 т), из которых добывается ежегодно около 200 т золота [3, 5]. Уникальность этого золоторудного района, получившего название Карлинский тренд, не вызывает сомнения. В последнее время дискутируется вопрос: почему в других золоторудных провинциях мира оруденение карлинского типа пользуется ограниченным развитием. Естественно, что каждый объект за пределами штата Невады, где предполагается карлинский тип оруденения, заслуживает проведения детальных исследований. В 2004 году нами в рамках совместных работ с македонскими коллегами начато комплексное изучение месторождения Алшар, где выявлена минерализация карлинского типа [4]. По запасам таллия месторождение Алшар относится к классу крупных, а по предполагаемым запасам золота к средним объектам [2, 4].

Территория Македонии прошла длительную историю геологического развития. Значительная ее часть относится к древним Сербско-Македонскому и Пелагонскому кристаллическим массивам, разделенным Вардарским мезозойским рифтогенным грабеном. Македония расположена в Сербско-Македонском секторе евроазиатского металлогенического пояса Тетиса, где получила развитие металлогения, связанная с кайноозойской активизацией [2]. Последняя охватила Сербско-Македонский массив и частично Вардарскую рифтогенную зону. Особое положение на крайнем юге Македонии занимает Козуф-Аридская металлогеническая зона, протягивающаяся вдоль Греческо-Македонской границы. Кроме месторождения Алшар, в этой зоне выявлены несколько аналогичных по составу Sb-As-Au рудопроявлений, медно-порфировые месторождения и проявления самородной серы. Оруденение отчетливо связано с плиоценовым интрузивно-вулканическим комплексом, развитым по главной региональной зоне разлома между Пелагонским кристаллическим блоком на западе, и Вардарской зоной на востоке. Породы комплекса представлены различными типами андезитов и кварцевых латитов. Вулканическая и интрузивная деятельность продолжалась от 7 до 1.8 Ма [2]. Рудная минерализация на месторождении представлена в виде: минерализованных брекчий на контакте вулканического покрова и доломитов, залежей джаспероидов в карбонатных породах, прожилково-вкрапленных зон в доломитах и в третичных вулканитах. Золотая минерализация развита в окремненных мезозойских доломитах.

С помощью морфоструктурного анализа и дешифрирования космоснимков была изучена тектоническая позиция района месторождения Алшар. Вначале был выявлен современный структурно-тектонический план южной части Македонии. Для этой цели был применен известный метод морфотектоизогипс, заключающийся в последовательной генерализации горизонталей и анализа речной сети. При анализе современной поверхности с помощью разнопорядковых структурных элементов рельефа были оконтурены структуры различных таксономических рангов.

Месторождение Алшар расположено в верховье р. Рожденска (правый приток Црны). Водотоки в бассейне р. Рожденска образуют в плане почти идеальный рисунок радиально-центростремительного типа. Вокруг разветвленных радиальных водотоков простираются дугообразные хребты, высота которых колеблется от 1500 до 1800 м. По внешнему обрамлению хребтов располагаются дугообразные долины. Такая орография позволяет предполагать здесь эндогенную кольцевую структуру размером 18 × 15 км в поперечнике, имеющую относительно опущенную центральную часть и приподнятый периферический пояс. Эта кольцевая структура находится на пересечении двух протяженных диагональных зон сквозных разломов. Одна из них, северо-западная входит в состав Вардарской зоны. Другая – северо-восточная, выявлена по линейным аномалиям фототона на космоснимке. Она подчеркивается прямолинейной долиной р. Бошавица, перегибами современного рельефа, цепочкой куполообразных структур, не превышающих 10 км в поперечнике. Кроме того, здесь выделяется система наиболее молодых разломов северо-восточного простирания, к которым приурочены покровы плиоценовых вулканитов. По периферии Алшарская кольцевая структура опоясана поясом из дочерних куполообразных структур, не превышающих 5 км в поперечнике. Каждая из этих структур может быть сопоставима с рудовмещающими сателлитными

очаговыми структурами. Наиболее сложное строение и контрастное выражение в современном рельефе имеют три дочерних купола, расположенных южнее Алшарской структуры уже в пределах территории Греции. По аналогии с другими, изученными нами регионами, подобные структуры сателлитного типа вмещают крупные рудные районы и месторождения [1]. Тектоническое положение месторождения Алшар подчеркивается морфологией геохимических ореолов. Один (Fe-Ni) простирается вдоль Вардарской зоны, другой (Sb-As-Tl-Pb-Zn-Cu) – совпадает с наиболее молодой системой разломов, имеющих северо-восточное направление, вкрест простирания олигоценовых и миоценовых металлогенических зон. По мнению С. Янковича [2], главной рудоконтролирующей структурой месторождения Алшар является меридиональная зона трещиноватости – радиальная по отношению к центру кольцевой структуры, отличающаяся наибольшей шириной и протяженностью. Вместе с тем в пределах месторождения, по данным дешифрирования космоснимка, нами выявлена широтная зона разломов – также фрагмент крупной и протяженной системы.

Таким образом, с помощью морфоструктурного анализа и дешифрирования космоснимков выявлено, что месторождение Алшар приурочено к центральной части кольцевой структуры, расположенной на пересечении двух крупных диагональных зон разломов, отличающихся проявлением разновозрастного оруденения, и занимает особую структурную позицию в пределах Южной Македонии. Геологические, геохимические, и морфоструктурные исследования позволяют представить эту структуру как очаг длительной эндогенной активности, возникший в юрско-меловую и развивающийся в последующие эпохи.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 03-05-64095, 03-05-64334 и 04-05-64359.

Литература

1. *Волков А.В., Сидоров А.А.* Уникальный золоторудный район Чукотки. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. С. 180.
2. *Jankovic S.* Metallogenic features of the Alsar epithermal Sb-As-Tl-Au deposit // Neues Jahrb. Miner. Abh. Stuttgart, November, 1993. P. 25–41.
3. *Radke A.S., Rye R.G., Dickson P.W.* Geology and stable isotope studies of the Carlin gold deposits, Nevada // Economic Geology. 1980. V. 75, N 5. P. 641–672.
4. *Percival T. J., Radtke A.* Sedimentary Rock-hosted disseminated Gold Mineralization in the Alshar District, Macedonia // The Canadian Mineralogist. 1994. N 32. P. 649–655.
5. *Theodore T.G., Kotlyar B.B., Singer D.A. et al.* Geology and Mineralogy of the Northernmost Carlin trend, Nevada // Economic Geology. 2003. V. 98, N 2. P. 287–316.

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ

Г.Н. Гамянин[1], Н.А. Горячев[2], Н.Е. Савва[2]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
geo@yakutia.ru
[2]Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, Россия
goryachev@neisri.ru

Моделирование генезиса гидротермальных месторождений требует анализа всех составляющих эндогенного процесса, приводящих к формированию месторождений. Рудно-магматические системы (РМС), несомненно, являются одним из наиболее важных звеньев этого процесса и требуют к себе пристального внимания. Выделение РМС определяется рядом критериев, к которым принадлежат: пространственно-структурные, возрастная сопряженность магматизма и оруденения, состав и особенности метасоматических преобразований, минералого-геохимические и изотопно-термобарометрические особенности магматических образований и руд. Исходя из этого, под рудно-магматической системой мы понимаем *совокупность эндогенных процессов, протекающих в геологической среде и приводящих к возникновению магматических расплавов, рудоносных флюидов и их взаимодействию.* Продуктами действия такой системы являются конкретные рудно-магмагические узлы (РМУ).

Любая РМС функционирует определенное и довольно длительное время и проходит три фазы: зарождение, развитие, отмирание. Однако возникновение и эволюция таких РМС с формированием РМУ невозможна в отрыве от тектонических процессов. Изучение многочисленных конкретных РМС в пределах различных складчатых поясов дает основание считать, что конкретные РМУ являются локальными вещественными выражениями эволюции региональной, единой рудно-магматической системы. Именно этим объясняется формирование металлогенических поясов с определенными типами рудной минерализации, характеризующимися удивительной выдержанностью вещественного состава и типоморфных признаков минералов при огромной протяженности этих поясов. Имеющиеся некоторые различия связаны исключительно с разным уровнем среза частных РМУ.

Исходя из признаков связи магматизма и оруденения, выделяются РМС плутоногенной (гранитоидной) и вулканогенной линии, различающиеся уровнем заложения систем, уровнем их кристаллизации и уровнем формирования оруденения. К первым относятся золоторудные и олово-серебряные РМС, уровень генерации которых нижнекоровый, а эволюция и становление проходили в верхней коре в промежуточных магматических камер на уровне 6–18 км, а дериваты этих камер и оруденение формируются на уровне 1.5–3 км. Уровень генерации вулканогенных РМС нижнекоровый, что подтверждается сочетанием в пространстве кислого и базитового вулканима, существование промежуточных камер проблематично или гипабиссальный, а уровень локализации магматических образований поверхностный и гипабиссальный, оруденения - приповерхностный. По типу эволюции локальных РМС мы выделяем: а) *одноуровневые* РМС, сформированные одноактным внедрением гипабиссальных магматических образований, тесной генетической связью магматизма и оруденения, формирующегося в один моностадийный или полистадийный этап. Производные этой системы – месторождения и рудные поля; б) *двухуровневые* РМС, формирование которых происходит также в один тектономагматический цикл, но в два и более этапов проявления магматизма и оруденения, с генерацией рудообразующих флюидов как из промежуточной магматической камеры, так и из гипабиссальной. Данные РМС формируют рудные узлы, в которых проявляется не только стадийная, но и этапная минералогическая зональность; в) *многоуровневые* РМС функционируют в продолжении как минимум двух тектономагматических циклов, отчетливо контролируются наиболее активными блоками земной коры, характеризуются наличием магматических и рудных образований разных уровней генерации и внедрения. Для них свойственно совмещение разных типов оруденения и формирование полиформационных месторождений.

К региональным РМС относятся крупные тектонические структуры земной коры, геологическое развитие которых способствовало возникновению и функционированию рудно-магматических систем и в которых проявлена пространственно-временная ассоциация месторождений благородных металлов и магмопроявлений. Для Северо-Востока России можно выделить: 1) Яно-Колымскую, Аллах-Юньскую, Улахан-Тасскую и Чукотскую региональные золоторудные РМС гранитоидной линии с многочисленными мезотермальными золоторудными и золото-редкометалльными месторождениями; 2) Верхоянскую и Омсукчанскую серебро-оловорудные РМС гранитоидной линии с гипабиссальными серебро-оловорудными и серебро-полиметаллическими месторождениями; 3) Охотско-Чукотскую, Уяндино-Ясачнинскую и Адыча-Тарынскую золото- и золото-серебряные РМС вулканогенной линии, в которых развиты комплексные золото-серебряные месторождения; 4) Омолонскую региональную благороднометалльную РМС с разнообразными полихронными месторождениями золота и серебра.

Главными факторами зарождения рудно-магматических систем являются тектонические движения земной коры, способствующие генерации магматических расплавов и формированию путей их внедрения. Сиалический профиль областей генерации магматических расплавов на Северо-Востоке Азии в целом обусловил их региональную *геохимическую* оловянно-благороднометалльную специализацию. Образующиеся в дальнейшем магматические очаги в процессе их развития и становления генерируют рудоносный флюид. Его *металлогеническая* специализация зависит прежде всего от условия развития региональных систем. В частности, золоторудно-магматические системы развиваются в условиях сжатия, характерных для начальных моментов коллизии. Формирование промежуточных магматических очагов происходит на глубинах 15–18 км, генерируемые ими флюиды имеют преимущественно бикарбонато-хлоридный состав. Серебро-оловорудные РМС функционируют в условиях расширения, сменившего сжатие. Становление их промежуточных камер происходит на глубинах 6–10 км, а генерируемые ими рудоносные флюиды имеют фтор-бор-бикарбонатный состав. Благороднометалльные РМС вулканогенный линии начинают функционировать в период повторной тектономагматической активизации с зарождением магматических расплавов на нижнекоровых уровнях. Источник вещества рудоносных флюидов всех РМС преимущественно магматогенный. Но на путях движения растворов происходит их взаимодействие с вмещающей средой и вовлечение ряда компонентов во флюид, а на уровнях их разгрузки взаимодействие с

метеорными водами. Для месторождений различных типов РМС свойственны только ему присущие типы рудосопровождающих метасоматитов: золоторудных – березитизация; серебро-оловянных – турмалинизация, хлоритизация, карбонатизация; золото-серебряных – пропилитизация, аргиллизация. Реактивизация магматического очага приводит нередко к метаморфизму оруденения, связанного с ранним магматическим этапом, перераспределению вещества и отложению новых типов руд. Совмещение последних с ранними рудами в общих рудолокализующих структурах приводит к формированию крупных полихронных месторождений и многометалльных металлогенических зон.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 03-05-64980, 03-05-96010, Интеграционного проекта № 71, ДВО РАН № 04-0-02-004, 04-0-02-005, 04-1-ОНЗ-24.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ

И.В. Гаськов[1], Н.А Бакшеев[2], К.Р. Ковалев[1], В.А. Акимцев[1]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
gaskov@uiggm.nsc.ru
[2]ООО "Тардан Голд", г. Томск, Россия

В ресурсном потенциале Тувы существенную роль играет золото, которое представлено как собственно золоторудными объектами, так и золотосодержащими месторождениями. Золоторудные месторождения по данным [2] представлены золото-кварцевой, золото-кварцево-сульфидной, золото-сульфидно-углеродистой, золото-березитовой, золото-лиственитовой и золото-скарновой формациями, а золотосодержащие – медно-молибден-порфировой (Аксуг и Кызык-Чадр) и колчеданно-полиметаллической (Кызыл-Таштыг, Дальнее, Кызыл-Таш) формациями.

Среди собственно золоторудных формаций наиболее изученной и промышленно важной является золото-медно-скарновая формация, представленная месторождениями Тардан и Хопто и рядом мелких проявлений. Рассмотрим особенности формирования этого типа золотого оруденения на примере Тарданского месторождения

Тарданское золото-медно-скарновое месторождение локализуется в пределах Копто-Байсютского массива сложенного габбро-диорит-плагиогранитной формацией ($Є_3$–О). Здесь же развиты небольшие тела (штоки дайки) герцинских гранит-порфиров, кварцевых диоритов бреньского комплекса (D_{1-2}). В экзоконтактовой части Копто-Байсютского массива сформировались магнезиальные и известковые скарны. С магматическими породами бреньского комплекса связаны ореолы биотитизации и линейные зоны гидротермально-метасоматических пород.

Золоторудная минерализация на месторождении представлена двумя минеральными типами. Минерализация первого типа приурочена к скарново-магнетитовым телам и развивается в ассоциации с сульфидами. Золото-сульфидная ассоциация имеет крайне неравномерное распределение. Сульфиды в основном представлены мелкими гнездами, жилками и вкрапленностью пирита, халькопирита, борнита, количество которых не превышает 1–3 %. Золото образует мелкие и тонкие (0.3–0.01 мм) самородные выделения. Это преимущественно высокопробное золото (860–990 ‰) с содержанием примеси серебра (до 13.6 %) и меди (до 5.07 %). Вторым типом золоторудной минерализации являются крутопадающие минерализованные зоны дробления, которые образуют линейные зоны северо-западного (320–340°) простирания. Они сложены низкотемпературными гидротермально-метасоматическими образованиями, среди которых преобладают серицит-кварцевые, хлоритовые и тальк, серпентинсодержащие метасоматиты. Золото в этих породах ассоциируют с сульфидами, объем которых не превышает 3–5 %. Оно выделяется в самородном виде, а также редко образует мелкие единичные выделения теллурида золота совместно с теллуридами других металлов. Пробность золота изменяется в широком диапазоне от 417 до 900 ‰. Наиболее низкопробные выделения золота характеризуются наряду с высоким (до 54.78 %) содержанием серебра повышенной примесью ртути до 5.47 %.

Другим перспективным источником добычи золота в Туве являются золотосодержащие Cu-Mo-порфировые месторождения, представленные месторождениями Аксуг и Кызык-Чадр.

Аксугское Cu-Mo-порфировое месторождение приурочено к площади гранитного массива, прорывающего вулканогенные андезито-базальтовые образования хамсаринской свиты ($Є_1$hm). Медно-молибденовое

прожилково-вкрапленное оруденение месторождения тесно связано со штокообразным телом порфировых пород, прорывающим граниты, и локализуется среди кварц-серицитовых и кварц-серицит-хлоритовых метасоматитов и аргиллизированных пород как в самих порфирах, так и во вмещающих их гранитоидах [1]. Последовательность отложения рудных минеральных ассоциаций на месторождении имеет следующий вид: пирит-халькопирит → молибденит-пирит-халькопирит-борнит-(золото) → галенит-сфалерит-халькозин-энаргит-висмутин-(золото). Золото ассоциирует в основном с медными сульфидными минералами и имеет тонкодисперсное распределение. Средние содержания золота и серебра невысокие и колеблются на разных участках соответственно от 0.19–0.22 и 2.05–1.14 г/т. Запасы золота оценены в 39 т и серебра в 368 т [3].

Кызык-Чадрское Cu-Mo-порфировое месторождение расположено в пределах палеозойского Тувинского прогиба, в Южной части Ожинского выступа. Оно локализуется среди кызык-чадрских гранит-порфиров, входящих с состав сложнопостроенного Ожинского гранитоидного массива. Прожилково-вкрапленное существенно медно-сульфидное оруденение локализуется среди гидротермально-измененных пород кварц-серицитового состава и образует самостоятельные кварц-сульфидные жилы мощностью до 5 м и протяженностью до первых сотен метров. Последовательность минералообразования представлена следующим рядом: пирит-халькопирит-молибденит-(магнетит-гематит) → галенит-сфалерит-тетрадимит-борнит-халькозин-энаргит-(золото) → киноварь-флюорит-барит-минералы висмута→ теллуриды Pb, Ag-(золото). Как видно, здесь широко проявилась низкотемпературная ассоциация, представленная развитием ртутьсодержащих минералов, минералов висмута, теллуридов и т.д. Золото также связано с разными минеральными ассоциациями и образует тонкие и мелкие самородные выделения и редко теллуридные соединения. По составу золота выявляется непрерывный ряд изменения его пробности от 970 до 380 ‰ с увеличением в нем примесей серебра до 53 % и ртути до 20 %.

Также важным источником добычи золота в Восточной Туве могут быть колчеданные месторождения Кызыл-Таштыг, Кызыл-Таш, Дальнее и др.) Рассмотрим особенности развития золоторудной минерализации на колчеданных месторождениях Тувы на примере месторождения Кызыл-Таштыг.

Кызыл-Таштыгское колчеданно-полиметаллическое месторождение локализуется в существенно вулканогенных отложениях туматтайгинской свиты ($Є_1$tm), сложенной риолит-базальтовой формацией натровой известково-щелочной серии. Оно представлено компактной линзовидной залежью, имеющей зональное строение: нижние корневые зоны представлены прожилково-вкрапленными кварц-халькопирит-пиритовыми и пиритовыми рудами; центральная часть представляет собой холмообразное сооружение, сложенное в основном массивными и брекчиевидными халькопирит-пирит-галенит-сфалеритовыми разновидностями. Верхние и фланговые части месторождения выполнены в основном барит-галенит-сфалеритовыми рудами завершающих стадий рудообразующего процесса.

Наиболее высокие содержания Au (2.3 г/т) и Ag (77.8 г/т) установлены в барит-полиметаллических рудах. Также повышенные концентрации этих металлов соответственно 0.8 и 25.9 г/т фиксируются в прожилковых медных и медно-колчеданных рудах корневых зон и минимальные в существенно пиритовых рудах – 0.02 и 3.9 г/т. Золото имеет низкую пробность (612–497 ‰) и по составу отвечает золото-серебряным сплавам.

Другие типы рудных формаций, включая и более распространенные – золото-кварцевую, золото-кварцево-сульфидную и золото-березитовую, представлены мелкими рудопроявлениями и зонами минерализации и промышленного значения пока не имеют. Общим для их локализации является приуроченность, в основном, к зонам рассланцевания в краевых частях глубинных разломов в пределах сложно построенных участков с пестрым набором пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-64341.

Литература

1. *Забелин В.И.* Элементы геолого-генетической модели Аксугского медно-молибденового месторождения // Магматизм и металлогения рудных районов Тывы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1992. С. 92–103.
2. *Зайков В.В., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г. и др.* Рудные формации Тувы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. 200 с.
3. *Лебедев В.И., Кужегет К.С.* Минерально-сырьевой потенциал Республики Тыва: возможности его использования в 1999–2001 гг. и перспективы дальнейшего освоения. Кызыл, 1998. 26 с.

ПОЛИХРОННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В СТРУКТУРАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИКОЛЫМЬЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ)

А.Н. Глухов

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, Россия
gluhov76@list.ru

В последние годы в ряде фундаментальных работ, посвященных генезису золоторудных месторождений, развиваются представления о том, что полихронность – одна из важнейших черт крупных по запасам объектов [3, 4, 6]. В связи с этим крайне важно изучение золоторудных районов с длительной историей геологического развития. На Северо-Востоке Азии одним из таких районов является Центральное Приколымье (ЦП), где более чем за 40-летний период освоения из россыпей добыто больше 22 т золота; общее количество металла в россыпях превышает 50 т. Под ЦП подразумевается центральная часть Приколымского террейна, ограниченная рр. Колыма, Шаманиха и Большая Столбовая.

Приколымский террейн является составной частью аккреционной структуры Северо-Востока Азии и протягивается в субмеридиональном направлении более чем на 450 км [5].

Большую часть площади ЦП слагают протерозойские образования, вмещающие более 90 % всех известных проявлений рудной минерализации и представленные метаморфическими породами зеленосланцевой, эпидот-амфиболитовой и амфиболитовой фаций – метапелитами и кварц-полевошпатовыми породами, метабазитами, гипербазитами, карбонатными породами, слагающими гранито-метаморфический купол. Они несогласно перекрыты неметаморфизованными терригенными грубообломочными, вулканогенно-осадочными и карбонатными породами палеозоя, а также позднеюрскими лагунно-молассовыми отложениями и вулканитами. Местами отмечаются слабо вскрытые эрозией интрузии раннемеловых гранитоидов. Вещественные комплексы ЦП вмещают многочисленные рудопроявления Au, Cu, Pb, Zn, металлоносные (Fe-Ti-Zr) песчаники и россыпи золота.

Геологическая структура ЦП представляет собой пакет тектонических пластин с восточным падением плоскостей надвигов на западе, и западным – на востоке. Надвиги восточного падения являются синметаморфическими и представлены зонами рассланцевания, смятия и бластеза мощностью до первых сотен метров.

Длительная история геологического развития ЦП с цикличными повторениями геотектонических обстановок и, как следствие этого, пестрота вещественных комплексов отразились в четырехэтапной эволюции золотого оруденения.

I этап. Первоначальное сингенетичное обогащение осадочных и вулканогенно-осадочных толщ золотом, медью, цинком, происходившее в рифее в пределах относительно мелководного рифтогенного бассейна.

II этап. Коллизионные процессы в рифее–раннем палеозое, которые привели к формированию гранито-метаморфического купола. "Древнее" золото-кварцевое оруденение, связанное с регрессивным этапом формирования купола, эродировано и явилось источником золотосодержащих грубообломочных отложений, известных в основаниях разрезов девона и поздней юры.

III этап. К нему относятся основные события, сформировавшие облик современной металлогении ЦП и произошедшие в раннем мелу в связи с грандиозными коллизионными процессами, охватившими весь Северо-Восток Азии. Они выразились в образовании новых разломов и подновлении существовавших, внедрении гранитоидов. Очаги рудно-магматической активности группировались вдоль субширотных зон, формирование которых происходило в условиях регионального тангенциального сжатия [2].

Составными частями позднемезозойских рудно-магматических систем ЦП являются: 1) слабо- и невскрытые гранитоидные массивы и малые тела гранитоидов, контролирующие размещение рудопроявлений и россыпей золота; 2) рудопроявления золото-кварцевой и золото-редкометалльной формаций. Последние в значительной степени унаследовали геохимические особенности вмещающих толщ, обогащенных железом, медью, свинцом, цинком.

На постколлизионной стадии в барреме–альбе в связи с развитием Омсукчанского рифта [1] на его северном геометрическом продолжении формировалась незначительная по масштабам эпитермальная золото-серебряная минерализация.

IV этап. В олигоцен-раннеплейстоценовый период тектоническая стабилизация наряду с благоприятной палеоклиматической обстановкой способствовала интенсивным гипергенным преобразованиям руд с укрупнением золота и образованием золотоносных кор выветривания. Активизация неотектонической деятельности в позднем плейстоцене и голоцене привела к образованию россыпей золота.

Центральное Приколымье являетсмя ярким примером эволюционного металлогенического развития, сопровождавшегося увеличением типового разнообразия оруденения. Подобная эволюция наилучшим образом объясняется с позиций концепции базовых рудных формаций [3]. Базовыми для золота в данном случае являлись формации медистых песчаников (сланцев) и (условно) сульфидная вкрапленных руд. Как известно, возникновение крупных рудных скоплений предопределяется последовательным развитием и наложением в пространстве периодов син- и эпигенетического концентрирования. Уникальность положения ЦП, обусловленная пространственным совмещением магматических образований и рудоконцентрирующих структур различного возраста, способствовала неоднократному возобновлению рудообразующих процессов, что крайне важно для формирования крупных месторождений. Пространственное совпадение золоторудных районов и узлов с ареалами развития слоистых металлоносных формаций, обогащенных золотом и серебром, является, по-видимому, общей закономерностью для структур с длительной многоэтапной историей геологического развития.

Литература

1. *Котляр И.Н., Русакова Т.Б.* Меловой магматизм и рудоносность Охотско-Чукотской области: геолого-геохронологическая корелляция. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2004. 152 с.
2. *Протопопов Р.И.* Аспекты геодинамики и металлогении позднемезозойского гранитоидного магматизма Верхояно-Колымской складчатой области // Магматизм и метаморфизм Северо-Востока Азии: Материалы IV регионального петрографического совещания по Северо-Востоку России (Магадан, 4–6 апр. 2000 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2000. С. 107–109.
3. *Сидоров А.А.* Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 246 с.
4. *Сотников В.И.* Фактор времени в формировании крупных гидротермальных месторождений // Соросовский образовательный журнал. 1997. № 9. С. 60–62.
5. *Шпикерман В.И.* Домеловая минерагения Северо-Востока Азии. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1998. 333 с.
6. *Sillitoe, R.H.* Enigmatic origins of giant gold deposits, in Cluer / J.K. Price, E.M. Struhsacker, RF. Hardyman, C.L. Morris, (Eds.) Geology and Ore Deposits 2000: The Great and Beyond: Geological Society of Nevada Symposium Proceedings, May 15–18, 2000. P. 1–18.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЖЕЛЕЗО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.А. Говердовский

ООО "ГРК Металлы Алтая", г. Горно-Алтайск, Россия
metall@mail.gorny.ru

Железо-редкометалльная минерализация Горного Алтая наиболее ярко представлена в пределах Аксайской вулканоплутонической структуры (ВПС) на месторождении гематита Рудный Лог. Месторождение принадлежит к классу гидротермальных месторождений, основным рудным минералом является спекулярит-слюдистая разновидность гематита [1]. В рамках ВПС известны еще несколько проявлений спекулярита в ассоциации с медной (Уландрыкское), флюоритовой (Аксайское) и урановой (Щебитинское) минерализацией. Все типы минерализации контролируются протяженными (до 10 км), мощными (100–300 м) разрывным нарушениям, секущими вулканогенные образования аксайской свиты (D_1) в контактовых ореолах субщелочных микропегматитовых лейкогранитовых массивов (Аксайского, Уландрыкского; геологический возраст D_2). Геофизические данные (гравиметрия, магнитометрия) свидетельствуют о том, что массивы являются выступами кровли крупного интрузива биотитовых гранитов с ведущей геохимической ролью фтора. Последнее обстоятельство подчеркивается широким развитием флюоритовой минерализации как в пределах массивов, так и в пределах всей вулканоплутонической структуры, под которой, по геофизическим данным, залегает основная часть интрузива. Для всего поля структуры характерны также первичные ореолы меди, молибдена, олова.

Возраст микропегматитовых лейкогранитов по данным радиологического определения K-Ar методом равен 227 млн лет для Аксайского массива и 240 млн лет для Уландрыкского массива [2]. Как полагал И.В Марич, Аксайский и Уландрыкский массивы возникли в результате собирательной перекристаллизации

нижнедевонских кварцевых порфиров над невскрытым куполом биотитовых гранитов. Это предположение подтверждается следующими факторами:

1) минеральный состав микропегматитовых гранитов не соответствует гранитной эвтектике и более соответствует метасоматическому образованию: калиевый полевой шпат – 60–65 %, кварц – 30–35 %, плагиоклаз – 2–5 %;

2) температура образования микропегматитовых гранитов оценивается в 490–500 єС Кристаллизация гранита из сухого расплава при такой температуре маловероятна. Перекристаллизация кварцевых порфиров вполне возможна;

3) гравиметрические данные показывают существование гранитов двух фаз с различной плотностью: субщелочные лейкократовые микропегматитовые граниты, $\delta = 2.55$ г/см^3, соответствующие Аксайскому и Уландрыкскому массивам, и граниты с плотность $\delta = 2.62–2.64$ г/см^3, залегающие ниже и интерпретируемые как биотитовые граниты с субщелочным уклоном. Объем последних имеет значительно большие размеры, чем Аксайский или Уландрыкский массивы.

Следует отметить, что северная часть Аксайского массива представлена эруптивными брекчиями с обломками гранитов и эффузивов, сцементированных криптозернистой массой кварца с пылевидным гематитом и флюоритом.

Биотитовые граниты следует рассматривать в качестве источника гидротермальных флюидов. Это косвенно подтверждается химией гидротермальных изменений в зонах Fe-редкометалльного оруденения (окварцевание, серицитизация) и геохимическими особенностями руд, а именно повышенными содержаниями в них гранитофильных элементов Sn, W, редких земель – La, Y, Yb.

Важную генетическую информацию несет флюоритовая минерализация, которая развита в виде прожилков, мелких гнезд и вкрапленности как в микропегматитовых гранитах Аксайского массива, так и во вмещающих риолитах и туфах аксайской свиты. В микрогранитах флюорит находится в интерстициях кварца и полевых шпатов в ассоциации с тонкочешуйчатым серицитом, что свидетельствует об отложении его после образования микрогранитов. Флюорит постоянно ассоциирует с крупночешуйчатым спекуляритом (гематитом), который выполняет обычно центральную часть занорышей или залечивает трещины в агрегатах флюорита.

Флюорит, образующий срастания с кварцем, является основным минералом концентратором редких земель. Олово также связано с кварц-флюоритовой ассоциацией (известно, что фтор участвует в переносе олова [3]). Вольфрам связан, вероятно, с гематитом (спекуляритом) в форме тонких вольфрамитовых вростков в нем, поскольку геохимическая среда весьма благоприятна для образования вольфрамита [$(Fe, Mn)WO_4$]. Последнее обстоятельство подтверждается тем, что в спекуляритовом концентрате содержания вольфрама остаются прежними, в то время как концентрации Sn, La, Y, Yb резко уменьшаются.

Таким образом, гранитный источник гидротермальных флюидов представляется геохимически обоснованным.

Источником железа, наиболее вероятно, являются кембро-ордовикские отложения, в которых содержания акцессорных минералов железа (магнетит, гематит) достигает до 2000–3000 г/т, местами до 6000 г/т. Весьма благоприятный источник железа – фиолетовые песчано-сланцевые пачки сайлюгемской свиты ($Є_3$–O_1sl), в породах которой присутствует тонкодисперсный гематит. В риолитах и туфах аксайской свиты содержания магнетита составляют 50–100 г/т, гематита – до 250 г/т. Очевидно, что кислые вулканиты, также как и граниты, не могли служить источником железа.

По своим геолого-структурным, минералогическим и геохимическим особенностям, Fe-редкометалльная минерализация Горного Алтая сопоставляются со многими известными месторождениями Мира. Так, устанавливается большое сходство с уникальным месторождением Олимпик-Дам [4]. Месторождение Олимпик-Дам приурочено к разрывным зонам в апикальной части батолита, где широко развит комплекс брекчированных субщелочных гранитов, в различной степени обогащенных гематитом (спекуляритом) и другими минералами. Среди последних широко развит кварц и флюорит. Гематитовые брекчии характеризуются двумя типами руд: комплексным медно-урановым с золотом и мономинеральным золоторудным. В рудах отмечаются повышенные концентрации редких земель.

Сходные геохимические черты с железо-редкометалльной минерализацией Горного Алтая и связь с субщелочными гранитами фтористой специализации имеет также уникальное железо-редкоземельное месторождение Баюнь-Обо [5].

По-видимому, в подобной, но более сложной рудно-магматической системе формировались медно-порфировые (с золотом и серебром) месторождения побережья Чилийских Кордильер, среди которых наиболее крупным является месторождение Канделария [6]. Рудная минерализация этих месторождений контролируется разрывами в вулканогенных породах среднего состава (андезитовые лавы и туфы). Как правило, разрывы приурочены к контакту лав и туфов. Минерализация представлена магнетитом или замещающим его

спекуляритом, халькопиритом, пиритом, иногда пирротином и сфалеритом, редко молибденитом и арсенопиритом. Особенности каждого месторождения определяются положением их в контактовом ореоле батолита Копайпо (гранодиориты, кварцевые монцониты).

По-видимому, Fe-редкометалльная минерализация Горного Алтая представляет собой элемент порфировой рудно-магматической системы, и ее дальнейшее изучение может привести к открытию качественно новых типов месторождений в этом регионе.

Литература

1. *Говердовский В.А., Шушумков С.Г.* Первое в России месторождение железной слюдки – спекулярита // Разведка и охрана недр. 2004. № 12. С. 46–50.
2. *Марич И.В.* Апоэффузивные граниты Горного Алтая. Новосибирск: Зап.-Сиб. кн. изд-во, 1975. 79 с.
3. *Тугаринов А.И.* Общая геохимия: Учебное пособие для вузов. М.: Атомиздат, 1973. 288 с.
4. *Reeve J.S., Cross K.S., Smith R.N., Oreskes N.* Olimpic Dam copper-uranium-gold-silver deposit, in Geology of the Mineral deposits of Australia and Papua New Guinea. The Australia institute of Mining and Metallurgy. Melbourne. 1990.
5. *Онтоев Д.О.* К проблеме генезиса комплексного железо-редкоземельного месторождения Баюнь-Обо (КНР) // Геология руд. месторождений. 1990. Т. 32. № 4. С. 27–36.
6. *Marschik R., Fontbote L.* The Candelaria-Punta del Cobre Iron Oxide Cu–Au (-Zn-Ag) Deposits, Chile // Economic Geology. 2001. № 96. P. 1799–1826.

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ УЗБЕКИСТАНА

И.М. Голованов, Б.А. Исаходжаев

Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
mineral@cu.uz

Первый этап международного проекта (Атлас I) завершился подготовкой (1996–2001 гг.) и изданием (2002 г.) "Атласа литолого-палеогеографических, структурных, палинспастических и геоэкологических карт Центральной Евразии". На втором этапе (Атлас II) в 2002–2005 гг. Институтом минеральных ресурсов были составлены уточненные геодинамические, специализированные минерагенические и прогнозные карты важнейших видов твердого минерального сырья в домезозойских образованиях Узбекистана.

Основные результаты работ сводятся к следующему:

1. В качестве составной части Атласа-II создан обобщенный геолого-металлогенический образ домезозойского фундамента территории Республики Узбекистан, включающий особенности геологического строения, историю геодинамической эволюции, геодинамическое и металлогеническое районирование на важнейшие виды твердого минерального сырья, рудоконтролирующие факторы, модели крупнейших месторождений и прогнозно-перспективную оценку площадей, рекомендуемых для дальнейших тематических и геолого-разведочных работ.

2. История развития структур и их районирование рассмотрены с мобилистских позиций тектоники литосферных плит, а возникновение складчатых систем объясняется эволюцией океанических бассейнов и их преобразованием в складчатые области. Их формирование связано с историей развития двух систем бассейнов Палеоазиатского океана и океана Палеотетис. На территории Узбекистана выделены с севера на юг Срединно-Тяньшаньский (Казахско-Киргизский) микроконтинент, Туркестанский палеоокеан, Алайский микроконтинент, Зеравшанский палеоокеан и Афгано-Таджикский микроконтинент.

3. Развитие Туркестанского палеоокеана сопровождалось субдукцией его коры под Срединный Тянь-Шань, что привело к возникновению активной окраины андийского типа с сопровождающим её Бельтау-Кураминским вулканоплутоническим поясом. Кора Зеравшанского палеоокеана субдуцировала на юг под Афгано-Таджикский микроконтинент, что обусловило раскрытие Южно-Гиссарского рифтогенного субокеанического бассейна. В период позднепалеозойской коллизии на краю микроконтинента был сформирован Южно-Гиссарский вулканоплутонический пояс. Схождение Казахско-Киргизского и Афгано-Таджикского микроконтинентов предопределило закрытие Туркестанского и Заравшанского палеоокеанов и способствовало формированию покровно-складчатой системы Южного Тянь-Шаня.

4. Характеристика эволюции домезозойских геодинамических структур обоснована детальным рассмотрением слагающих их литодинамических комплексов, представленных разнообразными стратифицированными осадочными вулканогенными и метаморфическими породами и секущими интрузивными породами.

5. Выделено девять геодинамических и на их основе одноименных минерагенических зон:

- Бельтау-Кураминская осевая зона вулканоплутонического пояса на активной окраине Казахско-Киргизского микроконтинента, минерагеническая специализация – медь, золото, молибден, свинец, цинк, серебро, железо, уран, флюорит, алюминий;
- Северо-Букантау-Ферганская тыловая зона вулканоплутонического пояса – медь, золото, серебро, цинк, свинец, вольфрам, молибден, уран;
- Туркестано-Алайская пассивная окраина одноименного палеоокеана с фрагментами вулканических дуг – золото, вольфрам, уран, молибден, олово, серебро;
- Устюртско-Султанувайская энсиматическая дуга – золото, железо, медь, цинк;
- Катармай-Рабинджанская зона континентального склона пассивной окраины Зерафшанского палеоокеана с фрагментами океанической коры – золото, серебро;
- Зеравшано-Алайская тыловая зона Южно-Гиссарского вулканоплутонического пояса – вольфрам, молибден, тантал, ниобий, бериллий, марганец;
- Южно-Гиссарская осевая зона вулканоплутонического пояса на активной окраине Афгано-Таджикского микроконтинента – золото, медь, цинк, свинец, серебро;
- Бухаро-Хивинская зона изолированного внутриконтинентального бассейна с глубокопогребенным палеозойским фундаментом и неясной металлогенической специализацией;
- Байсуно-Кугитангская коллизионная структура орогенического поднятия – свинец, цинк, медь, золото, серебро, олово.

6. Наиболее продуктивными на золото являются Туркестано-Алайская и Бельтау-Кураминская зоны с золото-кварцевым, золото-сульфидно-кварцевым, золото-сульфидным и золото-медно-порфировым геолого-промышленными типами месторождений; на медь, свинец, цинк, серебро и флюорит – Бельтау-Кураминская и Северо-Букантау-Ферганская с золото-медно-порфировым, свинцово-цинковым и скарновым стратиформными типами; на редкие металлы (вольфрам, молибден, тантал, ниобий) – Зеравшано-Алайская и Туркестано-Алайская с вольфрам-молибден-скарновым и тантал-ниобий пегматитовым типами; на железо – Бельтау-Кураминская и Устюртско-Султанувайская с железо-скарновым, железо-вулканогенным и железо-титан-ванадиевым типами месторождений.

7. Разработана новая классификация геолого-промышленных типов основных месторождений твердых полезных ископаемых Узбекистана для составления минерагенических и прогнозных карт различных масштабов и для практического использования при проведении геолого-разведочных работ.

8. Дана прогнозно-перспективная оценка домезозойских образований Узбекистана на важнейшие виды твердого минерального сырья в пределах выделенных на геодинамической основе минерагенических зон с характеристикой основных рудоконтролирующих факторов и геолого-поисковых моделей крупнейших месторождений.

9. Выделены прогнозно-перспективные площади: на золото – 25 площадей, медь – 3, свинец–цинк – 3, вольфрам – 5, тантал–ниобий – 3 и железо – 3.

10. Авторы реализовали рекомендации по направлению дальнейших исследований, изложенные в изданном Атласе I:

- более детально изучить геологию, геодинамику, эволюцию бассейнов и складчатых структур с целью конкретизации районов, наиболее перспективных для выявления месторождений;
- определить основные рудоконтролирующие факторы локализации месторождений;
- выделить перспективные площади и дать их прогнозную оценку для выявления промышленных месторождений.

11. Предложенные практические рекомендации и выделенные прогнозно-перспективные площади могут быть использованы при проведении научно-исследовательских, тематических и геолого-разведочных работ средних и крупных масштабов (1:100 000–1:10 000).

ТЕЛЕСКОПИРОВАНИЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ В РАЙОНЕ КОДАРО-УДОКАНСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Б.И. Гонгальский[1], Н.А. Криволуцкая[2]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
[2]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, Россия

Уникальной особенностью зоны сочленения Каларского и Удоканского хребтов является присутствие суперкрупных концентраций меди в докембрийских осадочных и магматических породах. Все известные здесь месторождения и рудопроявления сосредоточены на небольшой территории (около 250 км^2), где сконцентрировано около 40 млн т меди. Большая ее часть находится в пределах Удоканского месторождения медистых песчаников, но существенные запасы обнаружены и в месторождениях-спутниках Удокана – Ункурском, Правоингамакитском, Сакинском и других. Значительная доля медных руд связана с Чинейским габброидным массивом. Самые поздние проявления самородной меди установлены в раннемеловых базальтах Чукчудинского грабена.

В целом на разных уровнях стратифицированной толщи пород (преимущественно песчаников удоканской серии) находятся рудопроявления или месторождения, имеющие свою специфику. При этом наблюдается практически непрерывный ряд от чисто осадочных через гидротермально-осадочные до чисто магматических по происхождению руд. Несомненно, что такой размах в вертикальном разрезе, составляющий около 10 км, свидетельствует о длительности процесса рудоотложения и о наследовании минералого-геохимических и структурных особенностей в процессе геологического развития данной территории. Именно длительность развития одних и тех же структур, неоднократные проявления базитового магматизма на этой территории привели к сочетанию ряда уникальных рудных объектов в этом районе.

К началу протерозоя Кодаро-Удоканский район уже входил в состав Сибирской платформы, при этом субмеридиональная ориентировка трогов (Олодинский и др.) и массивов ультраосновных пород (Шаманский, Парамский) сменилась субширотными структурами. Они дискретно прослеживаются на протяжении всей последующей истории: в раннем и позднем протерозое, мезозое и кайнозое.Формирование наложенных впадин: Кодаро-Удоканский прогиб (PR_1), Верхне-Каларская впадина (V–Є, J–K, N–Q), Чукчудинский грабен (MZ), Верхне-Чарская впадина (N–Q) сопровождалось внедрениеммантийных гипербазит-базитовых расплавов, из которых были сформированы массивы апатит-титаномагнетитовых пироксенитов PR_1, расслоенных массивов чинейского комплекса, пологих массивов и даек дорасского комплекса, штоков, даек, вулканогенных отложений мезозоя, базальтов кайнозоя Удоканского лавового плато [1].

Самые ранние скопления меди сосредоточены в нижней части удоканской серии (александровская свита), где выявлены рудопроявления Озеро Медное, Кукугунда, месторождение Красное. Существенную роль в их локализации сыграли долгоживущие тектонические разломы (в частности, Ингамакитский) и зонально-кольцевые структуры, характерные для пород удоканской серии. Так, уникальное Удоканское месторождение приурочено к Намингинской синклинали, в близкой к ней по размеру сосредоточено Ункурское месторождение.

Следующим этапом формирования медно-сульфидного орудениястал поздний протерозой. Внедрение габброидов Чинейского массива произошло по указанному уже выше Ингамакитскому разлому в одноименную с массивом антиклинальную структуру – Чинейскую антиклиналь. Сам Чинейский массив представляет собой гигантскую брекчию, в которой ряд разобщенных блоков, ксенолитов различных размеров, сцементированы расплавами более поздних внедрений. Фракционирование расплавов, обогащенных окислами Fe, Ti, V, привело к образованию месторождений указанных металлов – Этырко и Магнитное [2].

В строении массива среди расслоенных габбро-норитов и анортозитов [3], слагающих основной объем интрузива, наблюдаются дайко- и трубообразные тела брекчий с обломками габброидов предыдущих этапов кристаллизации и вмещающих пород удоканской серии. Пологие тела и дайки с лампрофировым цементом, в состав которого может входить до 40 % биотита, распространены в приподошвенной части плутона. С ними пространственно ассоциируют сульфидные медные руды, содержащие высокие концентрации Pd, Pt, Au, Ag (месторождения Рудное, Солнечное, Сквозное, Контактовое).

Аномальные концентрации ЭПГ (до 350 г/т), вероятно, обязаны более позднему поступлению остаточных флюидов при завершении кристаллизации расплавов в расположенном под Чинейским массивом магматическом очаге. Его существование и неглубокое (порядка 1 км) залегание подтверждаются гравиметрическими и магнитометрическими данными. Размер геофизических аномалий на порядок больше по площади, чем Чинейский массив.

В качестве последнего рудообразующего этапа можно рассматривать образование самородной меди в базальтах Чукчудинского грабена.

По составу руды всех указанных месторождений и рудопроявлений практически все медные, отличаются они по набору элементов-примесей, которые, в свою очередь, могут иметь унаследованный характер. Так, собственно удоканские халькозиновые руды имеют небольшую примесь серебра, в то время как руды Бурпалинского месторождения сильно обогащены этим металлом и являются медно-серебряными, в них же установлены повышенные концентрации золота. Именно эти благородные металлы – золото и серебро- являются главными попутными компонентами в сульфидных халькопиритовых рудах Чинейского массива наряду с элементами платиновой группы. Вероятно, сугубо медный характер оруденения, не свойственный магматическим месторождениям в целом (обычно они имеют медно-никелевый состав), во многом обусловлен заимствованием ее базальтовым расплавом из вмещающих пород.

В то же время становление самого Чинейского массива, во многом отразилось на минеральном и химическом составе месторождений типа медистых песчаников в ближайшем обрамлении интрузива. Так, Правоингамакитское месторождение, расположенное к юго-западу от массива, наряду с пластовыми халькозиновыми рудами содержит богатые халькопиритом жильные руды.

Многочисленные точки гидротермальной сульфидной минерализации (Cu, Cu-U, Cu-Au-Ag) находятся в породах удоканского осадочного комплекса в зонах Муруринского и Чинейского надвигов.

Таким образом, длительность развития рудообразующих систем с заимствованием и дальнейшим переотложением ряда металлов (Cu, Ag, Au) привела к концентрированию ряда крупных месторождений в области сочетания Каларского и Удоканского хребтов.

Литература

1. *Геологическое строение* и полезные ископаемые Читинского участка БАМ (аналитический обзор). Чита, 2002. 63 с.
2. *Гонгальский Б.И., Изох А.Э., Кривенко А.П. и др.* Суперкрупные концентрации меди в осадочных и магматических породах Кодаро-Удоканского района // Крупные и суперкрупные месторождения: закономерности размещения и условия образования. М.: ИГЕМ РАН, 2004.
3. *Конников Э.Г.* Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. 224 с.

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭРУПТИВНОЙ БРЕКЧИИ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК-1

М.П. Гора, А.Я. Шевко

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
gora@uiggm.nsc.ru

Для интрузий норильского типа характерны проявляющиеся в верхних эндоконтактовых зонах выдержанные по мощности протяженные горизонты пегматоидов с большим разнообразием петрографических и минералого-геохимических разновидностей пород. Установлено, что верхние пегматоиды трапповых интрузий представляют собой потенциально платиноносный горизонт пород, что вызывает повышенный интерес геологов к этим образованиям [1].

При изучении строения верхних пегматоидов интрузива Норильск-1 обращает на себя внимание широкое распространение в них эруптивных брекчий, которые развиты в кровле массива. Мощность верхних такситов, с которыми связано платиноидное оруденение, изменяется от 2 до 35 м, при этом мощность эруптивной брекчии достигает 25 м.

Нами были изучены разрезы эруптивных брекчий по скважинам МС-24, МС-44, МС-58, МС-64. Здесь обломки представлены ороговикованными и скарнированными песчаниками, аргиллитами, базальтами и графитизированными углями. Основная масса обломков эруптивной брекчии представлена графитизированными углями. Их размер изменяется от 1 до 15 см. Часто сами обломки имеют брекчиевидный или плойчатый облик, бывают растащены и трещины выполняются агрегатом плагиоклаза. Иногда на контакте с обломками графитизированных углей наблюдаются скопления зерен пирротина и пирита, а содержание плагиоклаза в цементе достигает 80–90 %.

Цементирующим материалом эруптивной брекчии служат габбро–долериты безоливиновые или оливинсодержащие, лейкогаббро или такситовые габбро–долериты, но, как правило, цемент представлен лейкогаббро. Соотношение плагиоклаза и темноцветных минералов близко к 60:40. Наблюдается укрупнение зернистости вниз по разрезу. Плагиоклаз образует таблитчатые кристаллы, размер которых достигает 2–3 мм. Часто он соссюритизирован. Темноцветные минералы представлены пироксеном, амфиболом и биотитом. Пироксен встречается в виде ойкокристаллов и по краям замещается амфиболом, образующим удлиненно-призматические до игольчатых кристаллы. Размер их в верхней части от 0.5–0.7 до 1 мм, в нижней – от 1–2 до 7 мм. Часто амфибол сильно изменен, замещается хлоритом. Кроме того, хлорит образует спутанно-волокнистые, светло-зеленые обособления. В основной массе породы встречается биотит в виде мелких чешуек. Изредка в интерстициях присутствует кварц. Порода содержит до 2 % апатита, образующего призматические кристаллы. Окисно-рудные минералы представлены короткими призмами ильменита (2–3 %). Встречаются довольно крупные чистые кристаллы сфена, его количество достигает 1 %.

Сульфиды в цементе эруптивной брекчии распределены неравномерно. Они образуют редкие округлые обособления размером 1–4 мм или мелкие включения в матрице, и их количество изменяется от 1 до 10 %. Кроме того, на границе с обломками графита они образуют скопления мелких зерен, редкие обособления неправильной формы и капли размером до 3–4 мм. Представлены сульфиды в эруптивной брекчии главным образом пирротином, реже халькопиритом и пиритом.

В изученных разрезах проявляется смена пирротина, характерного для оливинсодержащих габбро-долеритов, пиритом в такситовых габбро-долеритах и лейкогаббро, что обусловлено увеличением активности серы снизу вверх по разрезу интрузива. В то же время в разрезах, где проявлена эруптивная брекчия с обильным графитом, сульфид железа представлен преимущественно пирротином, и смены низкосернистых парагенезисов на высокосернистые не происходит.

Относительно низкая активность серы в горизонтах, где наблюдается эруптивная брекчия, отражается и на характере ассоциаций платиноидов. Как показало изучение МПГ в интрузиях Норильского района [2], в ВЭЗ интрузива Норильск-1, где широко проявлены эруптивные брекчии с обломками графитизированных углей, преобладают сплавы Pt и Fe, тогда как в малосульфидных рудах Верхнеталнахского интрузива, для которого эруптивные брекчии не характерны, МПГ представлены преимущественно сульфидами и арсенидами.

Таким образом, углистые аргиллиты, попадая в интрузивную камеру, графитизируются и являются источником углерода, который, окисляясь, вызывает изменение состава флюида. Во флюиде возрастает роль восстановленных компонентов, таких как CH_4, H_2, CO, и одновременно понижается относительная активность серы, что не может не отразиться на составе минералов, формирующихся в верхних горизонтах интрузива. Оксиды титана и железа в эруптивной брекчии представлены ильменитом, в то время как для центральной части интрузива характерен титаномагнетит; среди минералов платиновой группы преобладают сплавы, а в сульфидных ассоциациях – пирротин. Активность летучих компонентов проявляется также в породах верхнего экзоконтакта. И в базальтах, перекрывающих интрузив Норильск-1, окисно-рудные минералы представлены ильменитом, кроме того, проявлены зоны графитизации – образование тонких пленок графита в базисе базальтов и отложение его в виде шариков в минералах, выполняющих миндалины.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта 6.2.2 СО РАН, программа "Генетические особенности и условия образования крупных и сверхкрупных месторождений стратегических видов минерального сырья и проблемы их комплексного освоения" РАН.

Литература

1. *Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.* Магматические образования Норильского района. Т. 1. Петрология траппов. Новосибирск: Нонпарель, 2000. 408 с.
2. *Служеникин С.Ф.* Малосульфидное платиновое оруденение в дифференцированных базит-гипербазитовых интрузивах Норильского района: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. М., 2000. 26 с.

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА

Н.А. Горячев[1], Г.Н. Гамянин[2]

[1]Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, Россия
goryachev@neisri.ru
[2]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
gamyanin@diamond.ysn.ru

В настоящее время в исследованиях по металлогении благородных металлов и прежде всего Au и Ag выделяются три направления: 1) традиционное, направленное на характеристику региональной металлогении, через описание месторождений, рудных полей и узлов разных тектонических структур и геодинамических обстановок; 2) минералого-геохимическое, нацеленное на выявление металлогенических индикаторов условий формирования того или иного типа оруденения и 3) по платиноносности золоторудных месторождений, имеющие, на наш взгляд, важное значение как для металлогении благородных металлов Дальнего Востока, так и для понимания процессов рудогенеза и геохимии благородных металлов в целом.

Главная проблема первого направления – определение влияния геодинамических обстановок и подстилающих и вмещающих комплексов на условия локализации месторождений Au и Ag разных типов. Важным при этом является вопрос о региональной и локальной зональности в распределении благороднометалльной минерализации в разных тектонических структурах. Сравнение Au-Ag-оруденения вулканогенных поясов в интервале от палеозоя до современности, показало закономерное положение разных минералого-геохимических типов относительно палеоокраин континентов и эволюцию их состава в пространстве и времени [Гамянин и др., 2004; Округин и др., 2004; Gamyanin et al., 2004]. Эти закономерности, а также изотопный состав серы рудных минералов корреспондируют как с положением месторождений в тектонических блоках разного состава и с разным фундаментом, так и с их разной геодинамической позицией [Горячев, 2003; Гамянин и др., 2003, 2004]. Учет вклада каждого из этих факторов весьма важен, поскольку позволяет нам еще более приблизиться к пониманию процессов благороднометалльного рудогенеза.

Важным фактором в металлогеническом анализе благороднометалльной минерализации является и минералогический, а именно типоморфизм минералов рудных месторождений. Наши данные показывают, что геохимическая специфика благороднометалльных провинций находит свое отражение в типоморфных особенностях минералов месторождений этих зон независимо от их формационной принадлежности. Так, для Яно-Колымского пояса обычно присутствие практически во всех минералах повышенных концентраций Sb (в Au-кварцевых малосульфидных месторождениях преобладают высокосурьмянистые сульфоантимониты свинца, в Au-редкометалльных – Sb-содержащие висмутин, сульфотеллуриды Bi и самородный Bi). В Верхоянском поясе, отличающемся повышенным геохимическим фоном As, Pb и Ag, во всех типах месторождений арсенопирит преобладает над пиритом, блеклые руды и сульфоантимониты содержат повышенные количества As (2–12 %), Ag (2–25 %), сульфотеллуриды золото-редкометалльных месторождений представлены Pb-содержащими (до 7 %) разновидностями и все рудные минералы характеризуются повышенными содержаниями Ag. В принципе при региональном изучении типоморфных свойств минералов можно решать и обратную задачу – выявление геохимической специализации металлогенических зон. Если же устанавливается геохимическая аналогичная специализация магматических или терригенных пород, то это проливает свет на источник рудных компонентов флюидов. Таким образом, использование типоморфных свойств минералов в металлогеническом анализе позволяет конкретизировать решение вопросов генезиса месторождений крупных тектонических структур, и уже поэтому исследования такого рода становятся одним из приоритетных направлений в металлогении золота и серебра.

Одной из фундаментальных проблем в области металлогении благородных металлов представляется платино- и палладиеносность золоторудных месторождениий. Несмотря на то что платиноносность золоторудных месторождений в черносланцевых толщах Дальнего Востока известна более 10 лет [Гончаров и др., 1995], мы до сих пор только подбираемся к ее причинам. В частности, показана роль углеродистого вещества как геохимического барьера, концентрирующего совместно Au, Pt и Pd и тесная связь платиноидов в рудах с сульфидами [Буряк и др., 2002; Плюснина и др., 2003; Гончаров и др., 2004; Лихойдов и др., 2004]; выявлен новый тип золото-платиноидного оруденения, связанного с углеродистым метасоматозом [Ханчук и др., 2004]. Это служит важным свидетельством не случайности повышенной платиноносности золотых руд месторождений локализованных в черносланцевых толщах. Здесь важнейшей, на наш взгляд, является проблема выяснения источника углерода – первично-углеродистые толщи или метасоматоз? Установленная

геохимическая платиноносность золоторудных месторождений черносланцевых толщ требует также выявления минеральных форм платиноидов и все усилия должны быть сосредоточены в этом направлении.

В последние годы охарактеризован новый тип крупнообъемного оруденения – штокверки золото-редкометалльной минерализации, связанной с гранитоидами коллизионного и субдукционного происхождения (проведена типизация, показаны генетические особенности оруденения, возрастные эпохи, изотопная геохимия и минералогия) [Горячев, Гамянин, 2004; Goryachev et al., 2004]. При этом установлена принципиальная палладиеносность этих руд – находки как собственных минералов палладия (седбериит), так и специфических минералов никеля (паркерит) [Горячева и др., 1991; Моисеенко и др., 2000; Горячев и др., 2004].

Исследование выявленной платино- и паладиеносности гранитогенной, типично коровой, золото-редкометалльной минерализации, как и золото-кварцевых месторождений черносланцевых толщ, может привести к пересмотру не только ряда положений металлогении платиноидов, но и геохимии гранитоидного магматизма, и по-новому оценить роль тектонической и геодинамической позиции гранитоидов, продуцирующих данный тип оруденения.

Еще одна проблема – источники вещества и флюида. Прежде всего, она обусловлена малым количеством работ, нацеленных на изотопно-геохимические исследования стабильных и радиогенных изотопов в минералах золотых и серебряных месторождений. Первые данные по месторождениям Северо-Востока России показали, что рудное вещество, скоре всего, является производным нижней коры, а для флюидов наиболее вероятен множественный источник с преобладанием верхнекорового [Гамянин и др., 2000, 2004; Горячев и др., 2000; Горячев, 2003]. Эта проблема имеет фундаментальное значение, так как является основой для всех генетических построений и, естественно, требует повышенного внимания.

Сосредоточение усилий на этих фундаментальных проблемах металлогении благородных металлов позволит сделать еще один шаг в познании процессов их рудогенеза.

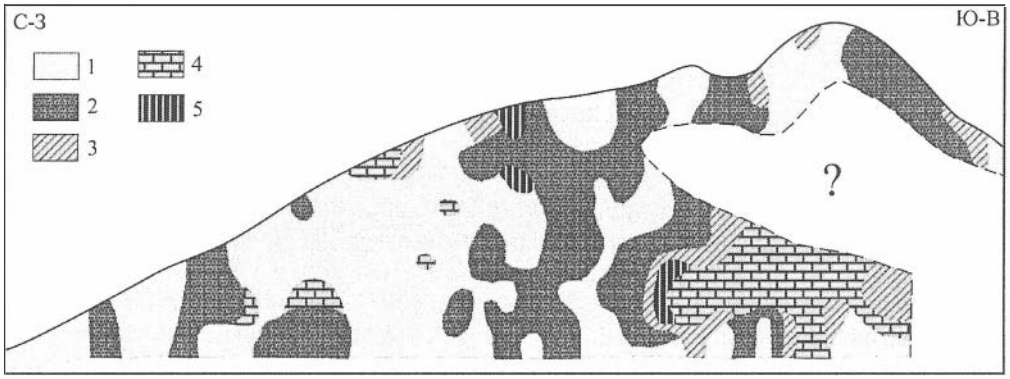
Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 03-05-64980, 03-05-96010, Интеграционный проект СО РАН № 71, проекты ДВО № 04-00-2-004, 04-00-2-005, 04-1-ОНЗ-024.

СТРУКТУРА ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗУН-ХОЛБИНСКОЙ ЗОЛОТОРУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) И ЕЕ СВЯЗЬ С ОРУДЕНЕНИЕМ

В.И. Гребенщикова, П.В. Коваль, И.Е. Васильева, О.Г. Зеленая

Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, Россия
vgreb@igc.irk.ru, koval@igc.irk.ru

Зун-Холбинское золото-сульфидное месторождение расположено в зоне сочленения Сумсунурского гранитоидного батолита и Гарганской архейской гранито-гнейсовой глыбы. Это одно из самых крупных среди известных золоторудных месторождений Восточного Саяна. Перемычка между Гарганской глыбой и Сумсунурским батолитом сложена преимущественно породами протерозойского возраста: доломитами, известняками, песчаниками, углеродистыми сланцами. Месторождение приурочено к зоне Холбинского глубинного разлома северо-западного простирания, которая прослеживается по крутопадающим структурам рассланцевания и катаклаза на протяжении 7–8 км при ширине до 400 м. Ранее считалось, что в пределах самой Холбинской золоторудной зоны встречаются все названные выше породы района. Однако проведенная нами петрографо-геохимическая съемка по поверхности и горным выработкам показала, что архейские диорито-гнейсы и гранито-гнейсы Гарганской глыбы, которые рассматривались в качестве важного элемента структуры месторождения, не встречаются вблизи золоторудных тел и в изученной пятикилометровой части рудной зоны. Не обнаружены в ней и предполагавшиеся протерозойские песчаники ильчирской свиты, за которые принимались измененные гранитоиды Сумсунурского батолита. Гранитоидные породы слагают около 70 % площади месторождения. Они представлены преимущественно среднезернистыми пропилитизированными и березитизированными кварцевыми диоритами, гранодиоритами и тоналитами (иногда с вкрапленностью пирита). Второй широко распространенной группой пород рудной зоны являются карбонатные породы. Они представлены доломитами и мраморами. На контакте гранитоидов и карбонатных пород отмечаются апокарбонатные и апосиликатные скарны разного состава.



Геохимическое поле полиэлементных ассоциаций породообразующих элементов в разрезе Зун-Холбинского месторождения (Восточный Саян):
1 – Sr(КК = 4.5–1.1)–Al(2.1–1.4)–Li(2.1–1.4)–K(1.4–1.2)–Na(1.3)–Ba(1.2)–Si(1.1) (гранитоидные породы) ассоциация; *2* – Mn(1.9)–Mg(1.8)–Al(1.5)–Fe(1.5)–K(1.5)–Li(1.5)–Si(1.5)–Ca(1.5)–Ba(1.1)–P(1.0) (метасоматиты-березиты) ассоциация; *3* – Mg(7.8)–Mn(2.3)–Fe(2.0)–Si(1.0)–Ca(1.0) (апосиликатные скарны) ассоциация; *4* – Mg(9.3–6.2)–Ca(4.9–3.8)–Mn(3.8–1.6)–P(2.8)–Fe(2.8–2.1) (карбонатные породы); *5* – Mn(16.7)–Ca(4.4–3.0)–Fe(3.3–1.5)–Al(1.4)–Mg(1.0) (гидротермалиты по карбонатным породам).

Рудная зона до глубины порядка 200 м от поверхности представлена отдельными рудными телами. В интервале 700 м от поверхности некоторые рудные тела выклиниваются, другие – появляются и расширяются, создавая сложную картину с ячеисто-ярусным распределением оруденения.

При рутинных геохимических работах с использованием метода ПКАЭА данные о распределении породообразующих элементов, как правило, не используются в поисковых и прогнозных целях. Учитывая слабую геохимическую изученность первичной структуры и зональности Зун-Холбинского рудного поля, а также достоверность результатов ПКАЭА, подтверждаемую международной программой Geopt, нами предпринята попытка использовать данные по породообразующим элементам для уточнения диагностики пород, и, конечно, для корреляции петрохимической зональности и промышленного оруденения.

При построении карты геохимических ассоциаций, кроме главных петрогенных элементов, учитывались также Sr, Ba и Li. Сравнительный анализ полученных геохимических ассоциаций и петрографии пород рудного поля показал, что в пределах рудного поля достаточно отчетливо обособляются пять слабоконтрастных полиэлементных ассоциаций (см. рисунок).

Первая полиэлементная ассоциация (Sr–Al–Li–K–Na–Ba–Si) занимает около 50 % площади разреза рудной зоны. Она соответствует слабо измененным пропилитизированным гранитоидам Сумсунурского батолита. Повышенное содержание стронция в этих породах обусловлено геохимической спецификой гранитоидов. Это гранодиориты-тоналиты и кварцевые диориты, для которых характерна относительно пониженная щелочность (K_2O до 2.5 %), низкие содержания редких элементов (Be, Sn, F, Li, Rb, Cs и др.), повышенные содержания Ba, Sr и элементов группы железа (Cr, Ni, Co, V) по сравнению с гранитоидами известково-щелочных серий других регионов. В соответствии с набором элементов данная ассоциация может быть обозначена как "гранитоидная".

Вторая ассоциация (Mn–Mg–Al–Fe–K–Li–Si–Ca–Ba–P) является самой многоэлементной. Ей соответствует около 30 % площади разреза. Она характерна для наиболее измененных апогранитоидных метасоматитов гидротермального этапа – березитов. В ее составе явно отображена специфика околорудных процессов: серицитизации, окварцевания, пиритизации, карбонатизации, непосредственно сопровождающих рудные тела. Эту апогранитоидную ассоциацию можно назвать "березитовой".

Третья ассоциация (Mg–Mn–Fe–Si–Ca) соответствует скарнированным гранитоидным породам, непосредственно контактирующим с карбонатной толщей. Обоснованность выделения "апосиликатной скарновой" ассоциации подтверждается ее распространенностью в контактовой области гранитоидных и карбонатных пород.

Две оставшиеся ассоциации относятся к карбонатным породам. Ассоциация Mg–Ca–Mn–P–Fe соответствует слабо измененным карбонатным породам. Она развита преимущественно по доломитам в восточной части месторождения, а также фрагментарно в других местах рассматриваемого разреза рудной зоны. Соответственно она может быть названа "карбонатной". Другая ассоциация Mn–Ca–Fe–Al–Mg отображает существенные изменения, происходящие с доломитами при воздействии на них гидротермальных

флюидов в рудный этап и образовании гидротермалитов по карбонатным породам. Данная "апокарбонатная скарновая" ассоциация образует узкие геохимические ореолы преимущественно вблизи рудных тел, залегающих в карбонатных породах, и при использовавшейся плотности опробования выделяется не всегда.

Анализ пространственной взаимосвязи выделенных полиэлементных ассоциаций породообразующих элементов и рудной минерализации показал, что контуры рудной минерализации хорошо коррелируются с полями распространения "березитовой", "апосиликатной скарновой" и "апокарбонатной скарновой" полиэлементных ассоциаций. Этот вывод подтвержден разведочными работами на месторождении. Комплексные ореолы породообразующих элементов и петрографические данные, безусловно, следует использовать при изучении структуры и перспектив золоторудных систем.

Работа выполнена при финансовой поддержке ОАО "Бурятзолото" и РФФИ, проект № 03-07-90325.

МАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ И ОРУДЕНЕНИЕ ГОРНОГО АЛТАЯ, САЛАИРА И ГОРНОЙ ШОРИИ

А.И. Гусев

ОАО "Горно-Алтайская экспедиция", Малоенисейское, Россия
gapse@mail.biysk.ru

Эндогенное оруденение региона в герцинский и мезозойский этапы формировалось при существенной роли плюмтектоники.

Всестороннее рассмотрение крупных магморудно-метасоматических систем (МРМС) Горного Алтая, Салаира и Горной Шории (Синюхинской, Ульменской, Майской, Новофирсовской, Горновской, Тогул-Уксунайской и других) позволил выявить признаки мантийной природы магматических, метасоматических и рудных образований, для формирования которых предложена магмофлюидодинамическая концепция рудообразования [1]. Их возникновение связано с процессами плюмтектоники, как результат теплофизической модели нижнемантийной конвекции, генерировавшей крупные мантийные диапиры, в процессе поднятия которых формировались магмо-флюидодинамические системы. Распад последних в верхней литосфере приводил к формированию всех составляющих ингредиентов мантийного вещества, фиксируемых мантийными значениями изотопных отношений стронция, неодима, урана, свинца в магматитах, серы в сульфидах рудных тел и свинцов в галенитах различных месторождений. Соотношения изотопов свинца в галенитах Синюхинского, Майского, Ульменского, Каянчинского, Кызыл-Чинского, Суричского и других месторождений близки к хондритовой геохроне (см. рисунок).

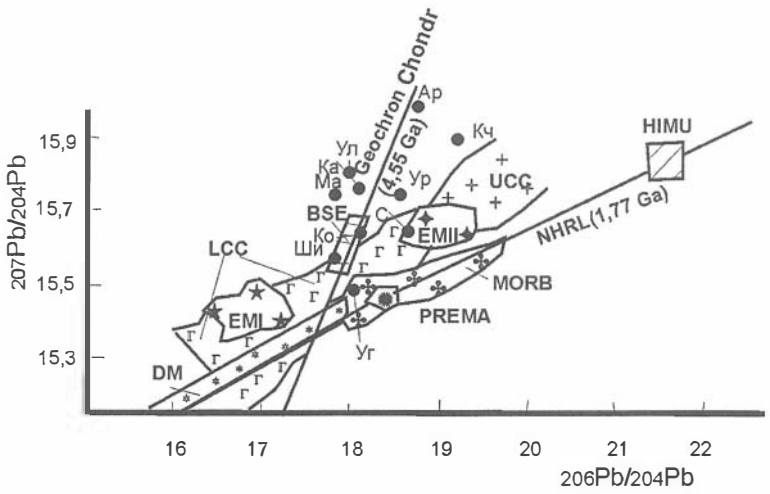


Диаграмма $^{207}Pb/^{204}Pb$ – $^{206}Pb/^{204}Pb$ в галенитах месторождений Горного Алтая, Салаира и Горной Шории.

Месторождения: С – Синюхинское, М – Майское, Ул – Ульменское, Ко – моуринское, Ар – Арыджанское, Уг – Угульское, Ка – Каянчинское, Ур – Урзарсайское, Ши – Ширгайтинское, Кч – Кызыл-Чинское. PREMA – превалирующая мантия; DM – деплетированная мантия; HIMU –компонент мантии, обогащённый радиогенным свинцом; EM I – обогащённая мантия нижнекоровым компонентом; EM II – обогащенная мантия верхнекоровым компонентом; MORB – океанические базальты; BSE – валовой состав Земли; LCC, UCC – нижне и верхнекоровый компоненты; Geochron Chondr – хондритовая геохрона; NHRL – положение изотопной корреляционной диаграммы в северной полусфере от проверочной линии.

На основе анализа эволюции воды в мантийных магматических образованиях Дж. Диксон [3] пришел к выводу об обогащении водой производных мантийных плюмов при взаимодействии с рециклинговой литосферой с образованием компонентов мантии типа EM I, EM II, LOMU, HIMU. Нашими данными показано, что такое обогащение водой имеет место при формировании сложных МРМС региона (герцинский и мезозойский этапы), образующихся в верхней литосфере при распаде мантийных магмофлюидодинамических систем, генерирующих различный металлогенический профиль оруденения: железо, титан, ванадий, платиноиды (Харловский расслоенный базитовый интрузив), золото, медь, платиноиды (Синюхинская МРМС), тантал, ниобий, литий, рубидий (Алахинская МРМС), медь, молибден, золото (Кульбичская медно-молибден-золото-порфировая МРМС), олово, вольфрам, золото (Горновская МРМС) и др. Таким образом, в глубинных магматических очагах и на путях движения магмофлюидодинамических потоков происходило взаимодействие мантийного вещества, генерированного плюмом, с коровым материалом. Магматические образования таких систем характеризуются специфическими параметрами флюидного режима, имеющими восстановленный режим, а также несут признаки трансмагматических флюидов.

Влияние плюма подтверждается и при формировании магматизма и оруденения на раннерифейско-кембрийском этапе развития региона. Соотношения изотопов стронция ($^{87}Sr/^{86}Sr$) в магматитах сиенит-пироксенит-габбрового ульменского комплекса ($Є_2$) составляют 0703–0706, а содержание тяжелого изотопа серы ($\delta^{34}S$) в сульфидах Ульменского золото-медно-скарнового проявления варьирует от +1.2 до +3.2, указывая на неконтаминированный магматический мантийный источник серы, близкий к метеоритному. Формирование медно-никелевого оруденения с платиноидами и золотом в островодужных офиолитах Сеглебирского массива ($Є_1$) также осуществлялось при активной роли плюмтектоники. Становление наиболее высоких концентраций золота, никеля и обогащение ЭПГ в рудных телах происходило при участии высоковосстановленных трансмагматических флюидов из более глубоких горизонтов мантии, преобразующих альпинотипные гипербазиты и, несущих, помимо калия, натрия, кремнекислоты, серы, также и металлы: медь, никель, хром, платиноиды [2].

Литература

1. *Гусев А.И., Гусев Н.И.* Магмо-флюидодинамическая концепция эндогенного рудообразования на примере Алтая и других регионов // Региональная геология и металлогения. 2005. № 23. С. 119–129.
2. *Гусев А.И., Чернышов А.И., Гринев Р.О.* Петрология и рудоносность Сеглебирской офиолитовой ассоциации (северо-восточная часть Горного Алтая и юг Горной Шории) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. 2004 Вып. 4. С. 130–133.
3. *Dixon J.* Temporal evolution of water in the mantle // Geophys. Res. Abs. 2003. V. 5. P. 04395.

ПЕТРОЛОГИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ КРУПНЫХ ПОЛИХРОННЫХ МАГМО-РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ

А.И. Гусев

ОАО "Горно-Алтайская экспедиция", Малоенисейское, Россия
gapse@mail.biysk.ru

Крупные эндогенные месторождения образуют динамически взаимосвязанные магматические, рудные и метасоматические системы (МРМС), имеющие специфические особенности. Как правило, в них обнаруживаются полихронный интрузивный магматизм и длительно развивающиеся метасоматические и рудные образования.

Тырныаузская МРМС Большого Кавказа характеризуется полихронным развитием магматизма и оруденения от позднего палеозоя до неогена (табл.1). Она контролируется Пшекиш-Турныаузской шовной зоной с левосдвиговой кинематикой. Она сопровождается сложными по составу метасоматитами с преобладанием фельдшпатолитов и геденбергитов.

Таблица 1

Некоторые параметры флюидного режима гранитоидов Тырныаузского рудного поля

Магматический комплекс, возраст, район	Порода, фаза, фация	Тип гранитоидов	T, °C	$\lg f_{O_2}$	f_{H_2O}	p_{H_2O}	p_{CO_2}	y	$\lg f_{HF}/\lg f_{HCl}$	$K_{вос}$
Архызский, PZ_2, г. Паук	Трондьемиты	M	920	–6.0	160	925	1175	175	–4.5	0.57
Тырныаузский, N_2^3, г. Паук	Лейкограниты	A_1	790	–3.2	760	920	1080	188	–1.79	0.11
Эльджуртинский, N_2^3, Эльджуртинский массив	Граниты центральной части массива	I	880	–11.9	235	350	150	189	–2.25	0.80
	Граниты эндоконтак.	I	820	–11.5	350	510	290	190	–1.35	0.88
	Граниты остаточного очага	I	710	–12.2	2780	4250	2050	194	–1.42	0.55
Эльджурту-Баш	Фельзит-порфиры	I	720	–10.2	540	580	300	193	–2.05	0.80

Примечание. T – температура кристаллизации гранитоидов; $\lg f_{O_2}$ – логарифм фугитивности кислорода; f_{H_2O} – фугитивность воды; p_{H_2O}, P_{CO_2} – парциальные давления воды и углекислоты, соответственно; $\lg f_{HF}/\lg f_{HCl}$ – логарифм отношений фугитивности плавиковой и соляной кислот; $K_{вос}$ – коэффициент восстановленности флюидов; y – потенциал ионизации биотитов, по В.А. Жарикову; фугитивности и парциальные давления приведены в 10^2 кПа.

В ней в процессе развития происходила смена типов гранитоидов: от ранних М- к А- и заключительному I-типу. При этом в более поздних дериватах происходило заметное снижение температур кристаллизации гранитоидов и увеличение восстановленности магматогенных флюидов. Граниты остаточного очага, вскрытые глубокой структурной скважиной на глубинах 3.5–4.0 км, отличаются аномально высокими значениями парциальных давлений воды и углекислоты при максимальных величинах кислотности среды. Давление в остаточном очаге соответствовало абиссальной фации 6–9 МПа (по соотношениям Al^{VI} к Al^{IV} в биотитах). От ранних к поздним магматическим дериватам во флюидах происходило заметное повышение отношений фугитивностей HF/HCl, указывающих на более высокую активность и концентрации фтора.

Таким образом, становление гигантской Тырныаузской МРМС осуществлялось в открытой системе по фтору, углекислоте, подток которых происходил при участии трансмагматических флюидов мантийной природы.

Степень участия мантийного и корового материала для большинства золотогенерирующих гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области и Забайкалья, в том числе и крупных месторождений, обсуждалась нами ранее [1]. Остановимся на супергигантской *МРМС Мурунтау* в Центральных Кызылкумах Узбекистана. Зоны разломов в рудном поле Мурунтау контролируют размещение магматических пород, представленных дайками, сгруппированными в пять пучков, ориентированными в северо-восточном и субширотном направлениях. Состав даек: сферолит-порфиры, монцонит- и сиенит-порфиры, диоритовые

Таблица 2

Некоторые параметры флюидного режима дифференциатов МРМС Мурунтау

Параметры флюидного режима	Гранодиориты Сардаринского массива	Дайки	
		сиенит-порфиров	гранодиорит-порфиров
T, °C	900	890	900
f_{O_2}	–12.4	–13.6	–14.3
f_{H_2O}	3225	3116	3872
p_{H_2O}	2820	2610	3550
p_{CO_2}	2950	2390	3728
$\lg f_{HF}/\lg f_{HCl}$	–2.25	–2.14	–1.55
$K_{вос}$	0.71	0.77	0.85

Примечание. Пояснение см. в табл. 1.

порфириты, керсантиты, спессартиты, гранодиорит-порфиры, микродиориты. Доминирующую часть даек большинство исследователей связывает со становлением сардаринского гранитоидного комплекса (C_3–P_1), хотя некоторые дайковые серии имеют и другие возрасты. Сверхглубокой скважиной СГ-10 вскрыты гранитоиды этого же комплекса на глубинах свыше 3.4 км. Ореол ороговикования во вмещающих породах бесапанской свиты обязан интрузии "скрытого" массива.

По нашим определениям, гранодиориты Сардаринского массива и дайки гранодиорит-порфиров характеризуются очень высокими давлениями (9–6 МПа) (по соотношениям Al^{VI} к Al^{IV} в биотитах) и температурами (890–900 °С) при кристаллизации, что отвечает условиям абиссальной фации. Во флюидном режиме гранитоидов отмечены высокие значения фугитивностей и парциальных давлений HCl, H_2O и CO_2. Флюиды характеризовались высокой восстановленностью. Магматогенные флюиды имеют низкие летучести кислорода и повышенные значения восстановленности флюидов в дайковых образованиях, а также заметно обогащены водой, углекислотой и хлором (табл.2).

Гранитоиды Сардаринского массива и дайки гранодиорит-порфиров классифицируются I типом сильно контаминированным и редуцированным (восстановленным).

Литература

1. *Гусев А.И., Гусев Е.А.* Некоторые петрохимические особенности золотоносных гранитоидов Алтае-Саянской складчатой области // Руды и металлы. 2000. № 5. С. 25–32.

ЗОНАЛЬНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ ПРОДУКТОВ МАГМАТИЗМА И СВЯЗАННОГО С НИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (РЕСПУБЛИКА УЗБЕКИСТАН)

Т.Н. Далимов[1], Р. Ахунджанов[2], Я.М. Рафиков[2], И.Н. Ганиев[1], А.И. Усманов[2]

[1]Национальный университет Узбекистана им.Мирзо Улугбека, г. Ташкент, Республика Узбекистан
[2]Институт геологии и геофизики им.Х.М.Абдуллаева АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
ahusm@mail.ru

Под зональностью магматизма понимается латеральное размещение продуктов вулканической и плутонической деятельности относительно пространственного положения крупных геотектонических структур и складчатых поясов. Характер зональности является индикатором геодинамических режимов и определения закономерностей формирования и локализации эндогенных месторождений полезных ископаемых. Относительно зональности проявления магматизма и рудообразования в связи с геодинамикой наиболее изучен вопрос петрохимической зональности (в основном по K_2O) в активных окраинах зон субдукции и островных дугах. В основном исследовалась поперечная зональность, в меньшей степени, продольная к региональным структурам – границам крупных геологических блоков литосферы и крайне редко – концентрическая. Проблема связи латеральной зональности проявления магматизма включает выявление связи ее с металлогенической зональностью.

Фундаментальными петрологическими исследованиями геодинамики и магматизма в пределах Срединного и Южного Тянь-Шаня был выделен Бельтау-Кураминский вулканоплутонический пояс (БКВПП), представляющий собой палеозойскую активную окраину. Определены основные этапы его развития и намечена латеральная зональность в размещении магматических образований: с юга на север и с запада на восток трондьемитовые, тоналит-трондьемитовые комплексы (Центральные Кызылкумы), сменяются существенно калинатровыми гранитоидами (Нуратау) и на востоке – породами с повышенной калиевой специализацией (Чаткало-Кураминские горы). В этих регионах сосредоточен основной потенциал минерально-сырьевых ресурсов Узбекистана и действуют горно-металлургические предприятия, добывающие Au, Ag, U, Cu, Pb, Zn, W, Mo и другие редкие металлы. Генеральные черты продольной зональности БКВПП определяются по различию строения земной коры и верхней мантии, характера проявления магматизма, металлогении и геодинамического развития Срединного и Южного Тянь-Шаня. Основной поперечной структурой, разделяющей эти геоблоки литосферы, является Западно-Тянь-Шаньский линеамент. Главной особенностью пространственного размещения гранитоидов Узбекистана является максимальная концентрация сложенных ими "батолитовых" плутонов и штокообразных интрузивов в

отрезках максимального проявления базит-гипербазитового магматизма. Районы сосредоточения пространственно совмещенных магматических образований и связанных с ними эндогенных месторождений выделяются как "горячие точки" – производные мантийного диапира в пределах БКВПП и совмещены с горно-рудными районами (с запада на восток): Центрально-Кызылкумским, Нуратинским и Алмалык-Ангренским.

Вопросы зональности магматизма на примере Чаткало-Кураминских гор впервые начали разрабатываться Т.Н. Далимовым с 1962 г. в процессе петрометаллогенических исследований, составления легенд к Геолкартам, изучения эволюции магматизма и геодинамики Западного Тянь-Шаня [1, 2]. Выражением начала функционирования "горячих точек" является образование в раннем карбоне габброидов. Природа их представляется как продукт дифференциации флюидонасыщенных мантийных магм, обогащенных железом, титаном, платиноидами, золотом и редкоземельными элементами (РЗЭ). Продольная латеральная зональность их распространения выражена в смене ассоциаций габброидов с ультрабазитами: в Центральных Кызылкумах габброиды пространственно совмещены с апогарцбургитовыми серпентинитами, лерцолитами, пироксенитами; в Нуратинских горах преобладают пикриты; в Чаткало-Кураминских горах наблюдаются габброиды, а ультрамафиты представлены только блок-ксенолитами и мелкими телами, сложенными верлитами и пироксенитами.

Средне-верхнекарбоновый плутонизм представлен как надсубдукционный, мезоабиссальных орогенных "батолитовых" плутонов [3]. Во всех ареалах ("горячих точках") они многофазные: I фаза – диориты, кварцевые диориты, II фаза – гранодиориты, III фаза – граниты и IV фаза – аляскиты. В наиболее крупных плутонах – Чаткальском, Кураминском, Нуратинском и Мурунтауском – выражены элементы концентрической зональности – приуроченность кислых пород к их центральным частям. Предполагается смешанная природа расплавов, внедренных из различных уровней земной коры. Вулканизм этого этапа наиболее ярко проявлен в Кураминской зоне. На западном продолжении активной окраины установлен фрагментарно. Наблюдающаяся смена вертикальных рядов пород от базальтов к андезитам, дацитам и риолитам по латерали выражена не отчетливо. Как элемент такой зональности можно представить развитие базальтов, андезибазальтов минбулакской свиты на востоке Кураминской зоны, а андезитов и дацитов акчинской и надакской свит – на западе. В это время сформированы крупные месторождения Fe,Cu, Pb, Zn, W, Mo, размещенные в околоинтрузивных зонах многофазных гранитоидных плутонов.

Пермский магматизм представляется как внутриплитный, характеризующийся сопряженностью вулканической и интрузивной деятельности. Зональность проявления магматизма выражена в размещении штоков и дайкообразных тел субщелочного основного и среднекислого состава в периферийных частях крупных гранитоидных плутонов. Пространственная совмещенность разновременных продуктов магматизма (C_{2-3} и P) в единые ареалы обусловила концентрическую зональность – смену известково-щелочного магматизма "батолитовых" плутонов субщелочным малых интрузий. Этап характеризуется ассоциацией малых интрузий с продуктами эксплозивного и субвулканического магматизма в ареалах гранитоидных плутонов. Рудоносность их определяется наложением на ранее образованное оруденение Au, Ag, W, Mo, Nb, Ta, Li и флюорита и формированием качественно новых самостоятельных месторождений.

Наиболее поздний магматизм характеризуется формированием дайковых полей и поясов, размещение которых контролируется структурами, поперечными к БКВПП. Они имеют преимущественно северо-восточное и субмеридиональное направления. Геология, петрология и рудоносность этих образований почти не изучена, хотя в районах их распространения сосредоточены промышленные, в том числе, супергигантские (Мурунтау, Алмалык) месторождения золота, серебра, меди, редких металлов (W, Mo) с комплексом сопутствующих им платиноидов, РЗЭ и флюорита.

Литература

1. *Далимов Т.Н.* Кислый вулканизм складчатых областей (на примере Срединного и Южного Тянь-Шаня). Ташкент: Фан, 1981. 296 с.
2. *Далимов Т.Н., Ганиев И.Н., Ишбаев Х.Д.* Чаткало-Кураминская "горячая точка" и история развития магматизма // Геология и минеральные ресурсы. 2003. № 5. С. 3–14.
3. *Ахунджанов Р., Сайдыганиев С.С., Усманов А.И.* Петрогенезис гранитоидов, рудоносных на золото и редкие металлы (Республика Узбекистан) // Происхождение магматических горных пород: Материалы междунар. (X Всероссийского) петрографического совещ. "Петрография XXI века". Т. 2. Апатиты, 2005. С. 21–23.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ ТИССА-САРХОЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН)

Б.Б. Дамдинов, А.Г. Миронов, В.Ф. Посохов

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия
damdinov@gin.bsc.buryatia.ru

Известно, что юго-восточная часть Восточного Саяна издавна является золотоносносным регионом. Здесь располагаются как собственно кварцево-жильные месторождения (Пионерское, Гранитное, Динамитное и др.), так и золото-сульфидные, золото-ртутные золото-колчеданные месторождения и рудопроявления (Зун-Холбинское, Зун-Оспинское, Южное, Саган-Сайрское и др.) [3].

Нами изучены золоторудные проявления в пределах юго-восточной части Восточного Саяна, в бассейне р. Тисса. Рассматриваемые объекты ранее относились к типичным кварцево-жильным рудопроявлениям, однако наши исследования позволили выявить ряд специфических черт.

Район работ представляет собой поле развития островодужных вулканитов кислого и среднего состава сархойской серии (R–V), вмещающих малые интрузии плагиогрантов и гранодиоритов хорингольского (R_3?), сархойского (S_3–D_1) и урикского комплексов. Кроме перечисленных образований в пределах участков зафиксированы выходы габбро-пироксенитового массива (предположительно первой фазы хорингольского комплекса), и в северной части, кристаллические сланцы билинской свиты (PR_2).

Нами были проведены исследования абсолютного возраста Rb-Sr-методом методом (Геологический институт СО РАН, аналитик В.Ф. Посохов) гранитов, эфуузивов (риолиты, дациты) сархойской серии и березитов. На Rb-Sr изотопной диаграмме видно, что аналитические точки располагаются вблизи прямых (рис. 1).

Однако имеющийся разброс точек и высокое СКВО свидетельствует о том, что мы имеем дело не с изохроной, а эрохроной. Тем не менее, близкие значения абсолютного возраста (633 ± 140 млн лет – для гранитов и 606 ± 70 млн лет – для вулканитов) и начальных отношений изотопов стронция (0.70448 – для гранитов и 0.70378 – для вулканитов) позволяют говорить о близком позднерифейском возрасте гранитоидов и эффузивных пород сархойской серии. Об этом же свидетельствуют данные по химическому составу и элементам-примесям. На вариационных диаграммах Харкера точки составов гранитоидов и эффузивов образуют единый тренд. Близкие конфигурации имеют и спайдер-диаграммы (рис. 2).

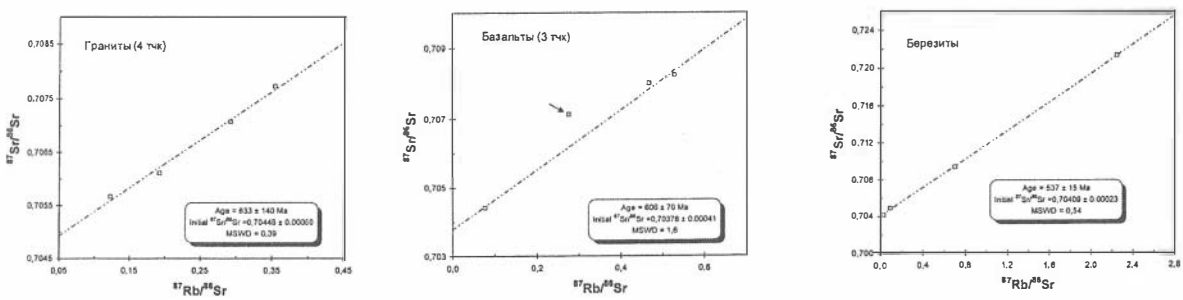


Рис. 1. Rb-Sr-изохроны для пород Тисса-Сархойского золоторудного узла.

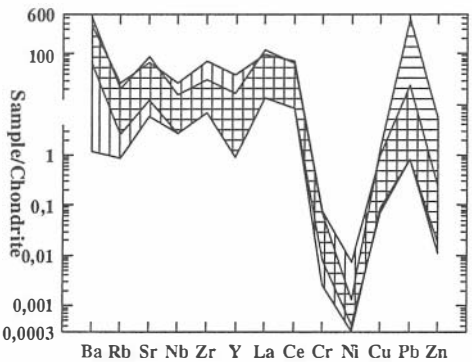


Рис. 2. Распределение элементов-примесей в гранитах (горизонтальная штриховка) и в эффузивах (вертикальная штриховка).

Возраст формирования оруденения, определенный по изохроне, построенной по составам околожильных березитов, соответствует 537 млн лет. Такой возраст характеризует, по-видимому, завершение становления вулканоплутонического комплекса и развитие постмагматических автометасоматических процессов.

Золотое оруденение приурочено большей частью к гранитоидам, местами, вмещающим дайки габбро-диоритов, кроме того, золоторудная минерализация установлена и в пространственно ассоциирующих березитизированных эффузивах сархойской серии. Установлены четыре типа руд: 1 – кварцевые жилы с оторочками околожильных березитов и лиственитов), 2 – зоны кварцевого прожилкования (прожилковые руды), 3 – вкрапленные сульфидные руды в крупнозернистых плагиогранитах и 4 – вкрапленные сульфидные руды в метаэффузивах сархойской серии.

В рудах широко распространена золото-теллуридная минерализация, представленная теллуридами Au, Ag, Pb, Bi, Ni – петцитом, калаверитом, гесситом, теллурвисмутитом, алтаитом, мелонитом. Самородное золото, ассоциирующее с ними, имеет пробность от 750 до 999 ‰, содержит примесь Cu (до 0.5 мас. %). Температуры формирования ассоциации петцит-калаверит-гессит-самородное золото, по диаграмме стабильности Au-Ag-Te минералов соответствуют 150–280 °С [1]. Такие же температуры (120–280 °С) получены и для золото-теллуридно-полиметаллической ассоциации Таинского золото-порфирового месторождения [4].

Таким образом, изученные рудопроявления имеют ряд признаков, на основе которых они отнесены к золото-порфировому формационно-генетическому типу [2]:

1) приуроченность рудных тел к островодужной вулканоплутонической ассоциации позднего рифея–венда, представленной мелкими порфировыми интрузиями гранитоидного состава и ассоциирующими эффузивами;

2) кварц-серицитовый характер вторичных изменений;

3) наличие прожилково-вкрапленных руд наряду с кварцево-жильными;

4) золото-теллуридная ассоциация в рудах;

5) близкие к золото-порфировым месторождениям температурные условия рудообразования (150-460 °С).

Исследования выполнены при финансовой поддержке грантов Ведущих научных школ НШ-2284.2003.5 и РФФИ, проекты № 03-05-65162 и 03-05-64563.

Литература

1. *Бортников Н.С., Крамер Х., Генкин А.Д. и др.* Парагенезисы теллуридов золота и серебра в золоторудном месторождении Флоренсия (Республика Куба) // Геология рудных месторождений. 1988. № 2. С. 49–61.
2. *Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С.* Медно-порфировые месторождения мира. М.: Недра, 1986. 236 с.
3. *Миронов А.Г., Жмодик С.М.* Золоторудные месторождения Урик-Китойской металлогенической зоны (Восточный Саян, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т.41, № 1. С. 54–69.
4. *Миронов А.Г., Жмодик С.М., Очиров Ю.Ч. и др.* Таинское золоторудное месторождение (Восточный Саян, Россия) – редкий тип золото-порфировой формации // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43, № 5. С. 395–413.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА

В.М. Даценко

Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, г. Красноярск, Россия
dathenko@kgf.ru

Закрытие Палеоазиатского океана и заложение современной структуры Алтае-Саянской области произошло в ордовике [1 и др.] в связи с коллизионными процессами, в результате которых к Сибирской платформе были аккретированы, сохранившиеся ныне лишь фрагментарно, геологические комплексы микроконтинентов, океанической коры, островных дуг и другие, сочленяющиеся по шовным зонам и системам покровно-надвиговых дислокаций. Тем не менее геодинамические реконструкции с привлечением петрологических данных позволяют для кембрия установить комплексы-индикаторы примитивных (юных), развитых и зрелых островных дуг в палеозоне сочленения океан–континент. При этом состав вулканитов и связанных с ними интрузий (равно как и генерируемых интрузиями рудных формаций) закономерно менялся

от фронтальных дуг к тыловым, то есть от открытого палеокеана на юге (в современных координатах) в сторону Сибирского кратона на севере. Установить эту зональность удалось после уточнения возраста рудогенерирующих комплексов.

Майнский массив габбро-плагиогранитовой формации (здесь и далее массивы рассматриваются как петротипы соответствующих комплексов) размещается на юге Красноярского края в Западном Саяне среди раннекембрийских, преимущественно вулканогенных отложений нижнемонокской свиты, приуроченной к Северо-Саянской структурно-формационной зоне, характеризующейся широким развитием офиолитов и толеитовым типом вулканизма. Сложен он плагиогранитами и лейкоплагиогранитами при незначительном развитии габброидов, гранодиоритов и тоналитов. *Плагиограниты* относятся к высокоглиноземистым (al′= = 2.25–2.99) породам низкощелочной натриевой (Na_2O/K_2O = 6.34–6.39) серии. Для них характерны повышенные содержания SiO_2 и CaO и пониженные - петрогенных и редких щелочей при резком преобладании Na_2O. Индекс Шэнда ($Al_2O_3/(CaO+Na_2O+K_2O)$) или индекс глиноземного насыщения ASI в гранитоидах колеблется от 0.91 до 1.06 и соответствует в основном металюминиевым гранитам. Отношение Rb/Sr не превышает 0.06, что является одним из отличительных признаков гранитов СОХ (М-тип). Радиологический возраст массива 550–524 млн лет [3], что согласуется с его геологической позицией.

Ольховский массив (габбро)-диорит-гранодиоритовой формации расположен в 150 км севернее Майнского, в бассейне рек Шинда и Кизир. Массив многофазный, в составе *первой фазы* развиты *габбро-диориты* и *диориты*, реже – *габбро*. Вторую (главную) фазу слагают кварцевые диориты, *гранодиориты* и *плагиограниты*, имеющие постепенные переходы к относительно редким адамеллитам и *лейкогранитам*. Третья фаза представлена *лейкоплагиогранитами*, образующими в массиве ряд мелких штоков (хр. Екатерининский и др.). В *жильную фазу* объединяются *аплиты* и более молодые порфириты. Химические составы пород разных фаз становления Ольховского массива характеризуются гомодромно направленной упорядоченностью изменений петрохимических параметров, что свидетельствует о проявлении кристаллизационной дифференциации как ведущего механизма эволюции магматического процесса. Породы главной фазы относятся к высокоглиноземистым (al′ = 2.59) калиево-натриевым (Na_2O/K_2O = 1.55) известково-щелочной серии. Индекс Шэнда в гранитоидах 0.95–1.19, что соответствует переходу от металюминиевых к пералюминиевым гранитам. Пониженное содержание Rb, Y, Nb и др., повышенное – элементов группы железа позволяют отнести их к андезитовому геохимическому типу Л.В. Таусона. Rb/Sr отношение оценено величинами от 0.07 до 0.2 (ОД граниты). До последнего времени комплекс считался верхнекембрийским, но по новейшим изотопным исследованиям А.Г. Рублева он сформирован в нижнем–среднем кембрии 544–515 млн лет назад (определения Rb-Sr и U-Pb (по цирконам) методами).

Буеджульский массив с конца 50-х годов прошлого столетия считался, по А.Д. Шелковникову, петротипом граносиенит-гранитного одноименного комплекса и датировался ранним девоном. В 1971 г. А.Е. Телешев показал, что для этого имеются лишь непроверенные данные и высказал сомнение в правомочности отнесения буеджульского комплекса к девону [4]. Как показали последующие работы, в том числе и наши, массив является нижнекембрийским и не гранитным, а монцонит-сиенитовым [2]. Расположен он в среднем течении р. Сисим, в 30 км к северу от Ольховского массива. Разделяют их не только рифейские порфириты и известняки бахтинской свиты и кембрийские андезибазальты, андезиты, дациты и сланцы колпинской свиты, но и крупный субширотный Сыдинско-Сорский надвиг, по которому Буеджульский массив на юге контактирует с вулканогенными образованиями быскарской серии раннего девона. В *первую фазу* внедрялись *габбро* и субщелочные габбро, *во вторую – монцониты*, *сиено-* и *монцодиориты* и *кварцевые монцониты*. Взаимоотношения между петрографическими разностями фациальные. Третья (главная) *интрузивная фаза* включает *кварцевые сиениты*, *сиенодиориты* и преобладающие *сиениты*. В *четвертую фазу* объединяются незначительно развитые *граниты* и лейкограниты микропегматитовой структуры. *Фаза дополнительных интрузий* представлена сиенит- и *монцонит-порфирами*, *сиенитами* и *гранодиоритами*, слагающими мелкие штоки как внутри массива, так и за его пределами (р. Джетка, ключ Теплый и др.). Дайки микросиенитов, микрогранитов, лампрофиров, более редких порфиритов и пегматитов входят в состав жильной (шестой) фазы. Породы массива относятся к повышенно щелочным, характерна ассоциация плагиоклаза повышенной основности с ортоклазом, а пироксена – с биотитом, высокая глиноземистость (al′ = 1.76–2.8). Плагиоклазы по составу варьируют от основного андезина до альбита, содержание альбита в ортоклазе достигает 10–15 %. Биотиты отличаются пониженной железистостью (f = 35–41) и повышенной титанистостью (t = 11–20). По геохимическим параметрам породы близки к гранитоидам латитового ряда Л.В. Таусона. Величина Rb/Sr отношения в них варьирует от 0.06 до 0.22. Индекс Шэнда колеблется от 0.81 до 1.15 при преобладающей роли металюминиевых пород. Приведенные данные свидетельствуют о возможности отнесения Буеджульского массива и одноименного комплекса к монцонит-сиенитовой формации.

Определения А.Г. Рублевым возраста монцонитоидов Rb-Sr и U-Pb методами показали, что массив сформирован в среднем кембрии 533–521 млн лет назад.

Металлогения изученных комплексов заслуживает особого внимания. На юге, с Майнским массивом связаны мелкие золотопроявления и скарновое месторождение меди (Майнское). Севернее, с Ольховским и другими массивами одноименного комплекса, формировались крупные медьсодержащие месторождения золота и золотосодержащие – железа (Ольховское, Чибижекское, Лысогорское золоторудные; Рудный Каскад Одиночка, Маргоз, Верхнечинжебинское и другие железорудные). Еще далее на север, уже на границе с континентальной Дербинской глыбой, с Буеджульским массивом связаны молибден-порфировые месторождения (Теплый Ключ, Джетка), железорудные (Березовское) и мелкие золоторудные (Предтеченское и др.). Полученные результаты свидетельствуют о проявленной в Палеоазиатском океане и фрагментарно сохранившейся до наших дней рудно-магматической зональности, связанной с кембрийскими комплексами островодужной системы в палеозоне сочленения океан–континент. Латеральное прослеживание рудоносных комплексов открывает путь к выявлению новых объектов золота, меди, молибдена и др.

Литература

1. *Берзин Н.А., Колман Р.Г., Добрецов Н.Л. и др.* Геодинамическая карта западной части Палеоазиатского океана // Геология и геофизика. 1994. Т. 35, № 7–8. С. 8–28.
2. *Дученко В.М.* Буеджульский комплекс Восточного Саяна: путаница при выделении, действительный состав, геодинамическая позиция // Вестн. Томск. гос. ун-та. Сер. "Науки о Земле". Томск, 2003. С. 162–164.
3. *Руднев С.Н., Бабин Г.А., Владимиров А.Г. и др.* Геологическая позиция, возраст и геохимическая модель формирования островодужных плагиогранитоидов Западного Саяна // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, № 2. С. 170–187.
4. *Телешев А.Е.* К вопросу о возрасте буеджульского интрузивного комплекса в западной части Восточного Саяна // Магматизм и металлогения Алтае-Саянской складчатой области. Новосибирск: Изд. СНИИГГиМС, 1971. С. 72–74.

РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ

Э.Г. Дистанов, А.С. Борисенко, А.А. Оболенский, В.И. Сотников

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
distanov@uiggm.nsc.ru

Почти 40 лет тому назад академиком В.А. Кузнецовым была опубликована работа "Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полицикличных складчатых областей" [1]. Впервые подобное широкое обобщение было сделано с применением рудно-формационного анализа и методов геоисторической металлогении – последовательного, поэтапного рассмотрения тектонических, магматических и связанных с ними рудообразующих процессов.

Труды В.А. Кузнецова приобретают особую значимость на современном этапе, когда произошла смена геологической парадигмы, и одним из главных направлений в теории рудообразования и металлогении является приложение идей плитной тектоники и глубинной геодинамики для решения основных вопросов формирования рудообразующих систем и закономерностей размещения рудных месторождений.

В современных представлениях Алтае-Саянская орогенная область (АСОО) и металлогеническая провинция, как часть глобального Центрально-Азиатского орогенного пояса, сформировалась в процессе длительного развития Палеоазиатского океана и его континентальных окраин. Она представляет собой типичную полиаккреционную орогенную область. В эволюции процессов рудообразования АСОО отмечается определенная направленность. Ранний этап ее металлогенического развития связан с заложением Палеоазиатского океана и деструктивными процессами на окраине Сибирского кратона в раннем рифее. Далее существенное значение для металлогении имела последовательная аккреция разновозрастных островных дуг и формирование активных континентальных окраин в раннем и среднем палеозое. Посторогенные этапы металлогенического развития были связаны с внутриплитной геодинамикой, обусловленной развитием Сибирского пермо-триасового суперплюма, проявлениями межблоковых сдвиговых движений и внутриплитного рифтогенеза, сопровождаемых мантийными и мантийно-коровыми рудообразующими системами.

Выделяются следующие основные этапы геодинамического и металлогенического развития Алтае-Саянской орогенной области.

1. **Неопротерозойский** (рифей–венд, 1000–620 млн лет). Одним из наиболее ранних значимых событий в геодинамической эволюции и металлогения Сибири этого времени явилось формирование трансрегионального Южно-Сибирского перикратонного металлогенического пояса. Слагающие его металлогенические пояса связаны с образованием краевых структур кратона на ранней стадии формирования Палеоазиатского океана. Они приурочены к структурам перикратонных прогибов с высокой эндогенной активностью, к аккреционным призмам с фрагментами островных дуг и задуговых бассейнов, блокам кратонных метаморфических террейнов, поясам коллизионных гранитоидов, структурам краевых глубинных разломов. Для этого этапа характерно формирование крупных стратиформных месторождений Pb, Zn, Fe, Mn, месторождений Au и Au-Sb в черносланцевых толщах, редкометалльных месторождений в коллизионных гранитоидах и щелочных метасоматитах, Ti-Fe месторождений в дифференцированных интрузивах габброидов.

2. **Раннепалеозойский** (венд–силур, 620–410 млн лет). Основная тектоническая позиция металлогенических поясов этого времени определяется островодужными системами, аккреционно-субдукционными зонами и окраинно-континентальными магматическими дугами, положение которых в значительной мере зависит от древних блоков кратонных микроконтинентов. Характерно формирование вулканогенных колчеданно-полиметаллических, вулканогенно-осадочных Fe и Mn, скарновых Fe, Cu, Au, золото-сульфидно-кварцевых и редкометалльно-пегматитовых месторождений.

3. **Среднепалеозойский** ($D–C_1$, 410–320 млн лет). Главной особенностью этого периода является формирование активной континентальной окраины на юго-западе Северо-Азиатского кратона, с которой связано формирование основных металлогенических поясов. С островодужными системами связаны вулканогенные колчеданно-полиметаллические месторождения. В структурах вулканоплутонических поясов континентальной окраины формировались вулканогенно-осадочные Fe, скарновые Fe, магматические Ti-Fe, полиметаллические Pb, Zn и золото-сульфидные месторождения. Для рифтогенных тыловодужных бассейнов и вулканоплутонических поясов их обрамления, развивающихся на гетерогенном фундаменте ранних каледонид, характерны Cu-Mo порфировые, редкометалльные грейзеновые, эпитермальные Au-Ag, Au-Hg, Pb-Zn в карбонатных толщах, баритовые жильные и нефелиновые магматические месторождения.

4. **Позднепалеозойский–раннемезозойский** ($P–J_1$, 298–175 млн лет). Главные геодинамические события этого времени определяются развитием Сибирского пермо-триасового суперплюма, проявившегося главным образом на северо-западе Сибирской платформы в виде траппового магматизма, а на периферии в форме тектономагматической активизации в межблоковых зонах орогенного коллажа АСОО. В орогенной области процессы постколлизионного магматизма проявлены в виде дайковых поясов базитов и интрузий субщелочных лейкократовых анорогенных гранитов. С ними связаны сульфидные медно-никелевые, W-Mo-Be грейзеновые, Sn грейзеновые, Mo-порфировые с Au, эпитермальные Au-Hg, Li и Ta-Nb-РЗЭ в щелочных метасоматитах, арсенидные Ni-Co месторождения.

5. **Позднемезозойский** ($J_3–Cr_1$, 154–96 млн лет). Этому уровню соответствуют проявления крупных сдвиговых движений по разломам, развитие рифтогенных структур с последовательным внедрением базальтоидных, щелочно-базальтоидных и щелочно-ультраосновных дайковых комплексов. Для этого этапа характерно формирование арсенидных Ni-Co, Hg и Ag-Sb месторождений.

Важную роль в формировании высокопродуктивных мантийных и мантийно-коровых рудообразующих систем и металлогенических поясов играли процессы косой субдукции и сдвиговые движения с развитием трансформных континентальных окраин. Это нашло отражение в формировании металлогенических поясов Восточного Саяна, Рудного Алтая и Салаирского кряжа. В размещении крупных рудных узлов активных континентальных окраин отмечается большая роль поперечных надсубдукционных и межблоковых зон разломов.

Работы последних лет по геодинамике и металлогении Центрально-Азиатского орогенного пояса показали, что многие рудные формации и рудные комплексы можно считать индикаторными для определенных геодинамических обстановок. Размещение металлогенических поясов и зон определяется их связью с конкретными структурно-вещественными геодинамическими комплексами. Работы в этом направлении имеют большое значение для теории рудообразования и металлогенического прогнозирования, в том числе и новых типов месторождений.

Литература

1. *Кузнецов В.А.* Алтае-Саянская металлогеническая провинция и некоторые вопросы металлогении полицикличных складчатых областей // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1967. Т. 8. С. 273–303.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГЛУБИННАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

В.В. Дистлер, Э.Н. Лишневский, С.Ф. Служеникин, Д.М. Туровцев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
distler@igem.ru

Норильский рудный район по-прежнему составляет основу российской сырьевой базы цветных и платиновых металлов. Однако за более чем сороколетний период, со времени открытия Талнахского и Октябрьского месторождений, в регионе не обнаружены новые рудные объекты, за исключением малосульфидных платиновых руд. Это предопределило поиск дальнейших подходов к пониманию природы Норильского рудного района.

Как известно, этот район локализован в пределах геологически индивидуализированной области, в которой проявлены процессы и структуры общепланетарного ранга. Прежде всего, это развитие беспрецедентного, по масштабам для других регионов, излияние платобазальтов, контролируемых зонами рассредоточенного спрединга. Однако при всей грандиозности этого события, очевидно, оно является необходимым, но не достаточным фактором для появления такого уникального количества сульфидно-силикатной магмы, определившей формирование Норильских месторождений. Имеются предположения о контролирующей роли сосредоточенного спрединга, проявленного в районе северо-западного окончания Сибирской платформы в виде трехлучевой структуры.

Геологические данные показывают, что наиболее вероятные причины и механизмы формирования суперкрупных месторождений этого региона следует искать в связи с интрапповыми событиями, но выраженными в более локальных явлениях. Это обусловлено существованием, как минимум, следующих показателей, свойственных только этому региону Сибирской платформы:

- максимальной мощностью трапов до 3.5 км;
- развитием щелочных базальтоидов в основании трапповой толщи;
- развитием ультраосновных лав;
- устойчивым сосуществованием петрологически индивидуализированных трех групп стратифицированных интрузивов различной рудоносности, с характерными признаками макро- и скрытой парагенетической расслоенности, отражающей специфику глубинной и камерной дифференциации мантийных сульфидно-силикатных магм.

Внешняя граница распространения и сосуществования всех групп расслоенных интрузий очерчивается границей ареала распространения ультрабазитовых лав, которая принимается как естественная граница Норильского рудного района

Формирование этих параметрических характеристик может быть описано, если принять, что полный геологический облик севера Сибирской платформы создается мантийным плюмом, отраженным в глубинных структурах, и реально наблюдаемой магмораспределяющей структурой, совпадающей с поздне омоложенной спрединговой структурой Енисей-Хатангского рифтогенного прогиба. На основе сопоставительного анализа соотношений аномального гравитационного поля северо-запада Сибирской платформы с результатами глубинных многоволновых (продольные и поперечные волны) сейсмических зондирований выявлены глубинные факторы, определяющие размещение медно-никелевых, с платиноидами, месторождений. Установлено, что Норильский район расположен в контуре регионального максимума силы тяжести протяженностью более 700 км, прослеживаемого не только на территории Восточной, но и Западной Сибири. Этот максимум отображает перекрытое платформенным чехлом поднятие кровли кристаллического фундамента, осложненное высокоамплитудными блоковыми смещениями, развитыми в относительно плотных породах. Над осевой частью поднятия, скрытой в породах платформенного чехла на глубине около 5 км, располагаются все промышленные месторождения Норильского района. В рамках этих исследований дана новая интерпретация природы Норильско-Хараелахского разлома, рассматриваемого нами как отражение некоей глубинной зоны, перекрытой траппами и омоложенной в пострапповое и постинтрузивное время. Время омоложения Енисей-Хатангской спрединговой зоны и Норильско-Хараелахского разлома совпадает.

Выявлена зональность распределения расслоенных интрузий с платино-медно-никелевым сульфидным и платиновым малосульфидным оруденением и определены естественные границы их пространственного распространения, выраженные контуром локализации ультрабазитовых (пикритовых) лав, рассматриваемых как прямые комагматы расслоенных интрузивов. В докладе обсуждается флюидный режим рудно-магматической системы, роль которого особенно значительна в формировании платинового оруденения Норильских месторождений.

ПАРАМЕТРЫ ТЕРМОХИМИЧЕСКИХ ПЛЮМОВ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОДНИМАЮЩИХСЯ ПЛЮМОВ С ЛИТОСФЕРОЙ

Н.Л. Добрецов, А.А. Кирдяшкин, А.Г. Кирдяшкин, И.Н. Гладков

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Термохимические плюмы, являющиеся важнейшими регуляторами термохимической машины Земли, формируются на границе ядро-мантия при наличии теплового потока из внешнего ядра и локальном поступлении химической добавки, понижающей температуру плавления на подошве нижней мантии [1].

Термохимический плюм был реализован в лабораторных условиях [2]. Эксперименты проводились следующим образом. Задавалась такая мощность нагревателя, для которой при его введении на высоту ~ 10 мм в парафин, имеющий температуру плавления 52 °С, не возникал канал плавления. Термохимический плюм создавался только при введении гексадекана вблизи нагревателя с помощью зонда, позволявшего подавать малые расходы гексадекана. Введение в парафин гексадекана, имеющего температуру плавления 18.8 °С, через зонд вызывало понижение температуры плавления парафина, и происходил процесс плавления и подъема термохимического плюма. Температура на кровле плюма составляла 47–50 °С, то есть, была ниже температуры плавления парафина. В экспериментах для термохимического и теплового плюмов показано, что в процессе выплавления плюмового канала в массиве с постоянной температурой плавления диаметр канала постоянный по всей его высоте. В экспериментах обнаружено, что грибообразная голова плюма формируется в том случае, когда плюм достигает слоя, температура плавления которого выше температуры плавления нижележащего массива.

На основании геологических и геофизических данных получены оценки расхода расплава ΔG, излившегося на поверхность, и оценены мощности для Гавайской и Исландской горячих точек, которые соответственно равны $3.02 \cdot 10^8$ кВт и $3.78 \cdot 10^8$ кВт; мощность плюма Буве составляет $1.57 \cdot 10^7$ кВт [3]. Проанализирован тепло- и массообмен термохимического плюма при подъеме от ядро – мантийной границы и оценены его основные параметры. Для плюма диаметром d_s = 100 км, с мощностью N = $(3.0–3.8) \cdot 10^8$ кВт и для времени подъема t = 1–5 млн лет диапазон изменения кинематической вязкости расплава в канале плюма ν = 1–6 м^2/с, числа Льюиса для химической добавки в канале плюма Le = a/D изменяются в интервале Le = = 70 – 1700 ($a = 10^{-6}$ м^2/с – температуропроводность расплава в канале плюма, $D = 1.4 \cdot 10^{-8}–5{,}9 \cdot 10^{-10}$ м^2/с – коэффициент диффузии химической добавки в расплаве канала плюма).

Найдено распределение давления по высоте x в процессе подъема плюма, формирующегося на глубине H, и найден перепад давления ΔP, представляющий собой разность давления в расплаве под кровлей поднимающегося плюма и литостатического давления. Движение в массиве над кровлей поднимающегося плюма диаметром d_r рассмотрено как вязкое течение в цилиндрическом канале диаметром d_r и высотой $x_2 = H – x_1$ под действием перепада давления ΔP. В процессе подъема кровля плюма достигает высоты x_1, при которой высота массива над плюмом становится равной критическому значению $x_{2кр} = (H - x_1)_{кр}$. Тогда касательное напряжение в массиве над кровлей плюма достигает критического значения $\tau_{кр}$, и поэтому в окрестности цилиндрической поверхности $r = d_r/2$ наиболее вероятно разрушение пород массива и формирование одного или нескольких каналов излияния, по которым магматический расплав изливается на дневную поверхность на первой стадии излияния плюма. Величина $x_{2кр}$ представляет собой высоту этих каналов излияния. Для плюмов, поднимающихся от ядро-мантийной границы, у которых диаметры кровли d_r и канала d_1 равны, величина $x_{2кр}$ лежит в интервале от 44 до 92 км для d_1 = 40–100 км. Эти результаты согласуются со значениями глубины, полученными на основе оценок P–T-условий для мантийных ксенолитов в щелочных базальтах.

В работе [2] показано, что в верхних слоях мантии могут существовать два "тугоплавких" слоя. Согласно лабораторному моделированию, плюм, достигнув подошвы "тугоплавкого" слоя, "растекается" (выплавляется) вдоль нее с формированием грибообразной головы плюма. На основе баланса тепловых потоков в голове плюма определено изменение диаметра головы плюма во времени в зависимости от тепловой мощности плюма, его физических свойств и степени плавления в голове плюма. Плюм может прорваться на поверхность следующим образом. Когда кровля плюма достигает подошвы "тугоплавкого" слоя, происходит плавление вдоль нее, и на подошве этого слоя (границе "плюм – тугоплавкий слой") формируется чисто химический вторичный плюм вследствие разности плотностей расплава в плюме и пород над кровлей плюма. Вторичный плюм поднимается в "тугоплавком" слое от подошвы этого слоя до уровня, при котором происходит прорыв плюма на поверхность. Оценено время роста головы плюма, которое соизмеримо со временем подъема вторичного плюма от подошвы "тугоплавкого" слоя до уровня, с которого плюм

изливается на дневную поверхность. Диаметр головы плюма рассчитан для различных значений тепловой мощности источника. Для мощности плюма $N = 3 \cdot 10^{11}$ Вт, соответствующей мощности Гавайского плюма [3], и вязкости "тугоплавкого" слоя в литосфере $\eta = 5 \cdot 10^{21}$–0^{22} Н·с/м^2, диаметр головы плюма D, при котором происходит излияние плюма, может составлять 770–1310 км. Для $N = 10^{11}$ Вт, D = 450–770 км. Согласно оценкам [4], диаметр головы плюма для таких крупнейших континентальных платобазальтовых провинций, как МакКензи и Центрально-Атлантической и океанических лавовых плато Онтонг-Джава и Манихики $D \approx 2000$ км. Такому диаметру должна соответствовать тепловая мощность источника плюма от $7 \cdot 10^{11}$ до $2 \cdot 10^{12}$ Вт.

Вопросы оруденения, связанные с мантийными термохимическими плюмами, связаны с концентрацией химической добавки и окислительно-восстановительными условиями в расплаве, а также с особенностями кристаллизации расплава, сильно отличающимися в первичном термохимическом плюме, прорывающемся к поверхности, и химическом вторичном плюме, возникающем вблизи подошвы литосферы.

Работа поддержана следующими грантами: РФФИ, проект № 05-05-64899а, Фонда содействия отечественной науке, грант по программе "Молодые кандидаты и доктора наук РАН. Выдающиеся ученые РАН" и Президента Российской Федерации для поддержки ведущих научных школ, НШ-1247.2003.05.

Литература

1. *Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Термохимические плюмы // Геология и геофизика. 2004. Т. 45, № 9. С. 1057–1073.
2. *Кирдяшкин А.А., Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г. и др.* Гидродинамические процессы при подъеме мантийного плюма и условия формирования канала излияния // Геология и геофизика. 2005. Т. 46, №. 9. С. 891–907.
3. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Параметры горячих точек и термохимических плюмов // Геология и геофизика, 2005. Т.46, № 6. С. 589–602.
4. *Ernst R.E., Buchan K.L.* Maximum size and distribution in time and space of mantle plumes: evidence from large igneous provinces // J. Geodynam. 2002. V. 34, N 2. P. 309–342.

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КАК СПОСОБ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

С.С. Долгушин, В.Л. Хомичев, О.Г. Садур, В.В. Марков

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия
geology@sniiggims.ru

Одной из актуальных задач металлогенических исследований является прогноз и оценка оруденения в старых рудных районах, разведанные ресурсы которых исчерпаны или на исходе. Между тем практика эксплуатации месторождений свидетельствует, что их возможности далеко не всегда ограничиваются разведанной частью. Поэтому для многих месторождений продление эксплуатационного срока связано с выявлением скрытого оруденения. Так, например, на крупнейшем в Сибири Таштагольском железорудном месторождении, лишь после 46 лет эксплуатации и разведки, когда большая часть известных руд была отработана, под застроенной частью города была выявлена глубинная рудная зона, в несколько раз превышающая ранее разведанную. Аналогичная ситуация сложилась и для некоторых полиметалических месторождений, когда после почти полной отработки известных запасов при непрерывно продолжающейся десятилетиями их доразведки были выявлены новые рудные тела. Такие открытия связаны с огромным объемом дорогостоящих буровых работ и в значительной мере случайны. Поэтому далеко не всегда подобные вопросы разрешаются благополучно. Очевидно, выявление скрытого оруденения нельзя осуществить только простым увеличением бурения без научного прогноза.

Применительно к рудному узлу или рудному полю основой научного прогноза скрытого оруденения является модель глубинного строения конкретной рудно-магматической системы, отражающая ее морфологические, петрологические и металлогенические особенности. В частности, она должна отражать характер изменения состава магматизма с глубиной, объемы и размещение в пространстве его производных,

в том числе и рудопродуцирующих дифференциатов, вертикальную зональность целостной рудно-магматической системы с определением уровней рудообразования, не только известных высоких, но в особенности низких скрытых, на которые строится обоснованный таким образом прогноз.

В этом плане наиболее полное представление о строении рудно-магматической системы дает глубинная геолого-геофизическая модель, основанная на математическом моделировании магнитных и плотностных свойств среды (рудного поля, месторождения и т. д.) с соответствующей геологической интерпретацией.

Расчетная часть методики математического моделирования базируется на решении прямых и обратных задач магнито- и гравиразведки, позволяющих определять значения расчетной намагниченности и плотности в некотором элементарном объеме и на основании характера их распределения по разрезу отождествлять полученные аномалии с конкретными геологическими телами (в том числе и рудами) и составить объемную геологическую модель изучаемого объекта на требуемую глубину. В итоге дается геометризация прогнозируемых ресурсов с количественной оценкой по категории P_2.

Приведем несколько примеров использования геолого-геофизического моделирования при прогнозе и оценке оруденения.

Хромитовая минерализация. Эргакский хромитоносный гипербазитовый массив Западного Саяна при геологической съемке был определен как бескорневое пологолежащее пластинообразное тело (тектоническая "чешуя"). По построенной нами геолого-геофизической модели масштаба 1:50 000 он предстает как грибообразное тело с подводящим каналом, уходящим на глубину более 5 км. Из практики изучения хромитоносных гипербазитовых массивов, в частности, наиболее продуктивного из них – Кемпирсайского, известно, что основная хромитовая минерализация сосредоточивается именно над глубинной корневой частью массива, сложенной рудовмещающими дунитами. Аналогичная ситуация и для Райизского массива Полярного Урала, где единственное месторождение – Центральное – находится (по нашей модели) над его глубинной корневой частью. Иные представления о морфологии и строении Эргакского массива, полученные в результате геолого-геофизического моделирования, предопределяют и изменение представлений о его хромитоносности, поскольку перспективы промышленного оруденения определяются не всей площадью массива, как предполагалось ранее, а только ограниченным участком над корневой его зоной, где предлагается сосредоточить работы.

Золоторудная минерализация. На Полярном Урале моделировалось золото-железорудное месторождение Новогоднее скарново-магнетитовой формации. Месторождение разведано до глубины 600 м. Составленная по материалам крупномасштабной (1:10 000–1:25 000) магнитной съемки геолого-геофизическая модель показала следующее. 1) рудная зона месторождения имеет столбообразную форму и в своей осевой части продолжается за пределы разведанного контура на глубину до 1.2 км; 2) в непосредственной близости от Новогоднего месторождения устанавливается "слепая" рудная зона с верхней кромкой на глубине 700 м, возможно представляющая собой срезанную и сдвинутую по нарушению глубинную часть Новогоднего месторождения; 3) в 1.0 км южнее Новогоднего месторождения выявлен ранее не известный рудный объект столбообразной формы с вертикальной протяженностью до 1500 м, соизмеримый по масштабу с Новогоднем месторождением, ныне заверенный скважинами; 4) кроме перечисленных в Новогоднинском рудном поле под мощным чехлом четвертичных отложений выявлен ряд меньших по масштабам, но представляющих практический интерес объектов, подлежащих изучению.

Редкометалльная минерализация. В Джидинском рудном поле крайний на востоке Первомайский молибденовый штокверк приурочен к мелкому штоку мезозойских лейкогранитов среди палеозойских диоритов, а западнее Инкурский вольфрамовый штокверк и группа сближенных кварц-гюбнеритовых жил Холтосон (соответственно в 500 м и 1 км) находятся в диоритах вне видимой связи с первоисточником. На геолого-геофизическом разрезе по распределению плотностей и намагниченности среди крупнообъемного тела диоритов на глубине 2–5 км обособляется остаточный рудогенерирующий очаг лейкогранитов как раз под рудным полем. От него к Первомайскому штокверку протягивается как подводящий канал штокообразная апофиза. На западе аналогичная слепая апофиза поднимается к Инкурскому и Холтосонскому месторождениям, т.е. они находятся в надштоковой обстановке. Таким образом, все три месторождения связаны с одним очагом-источником и представляют родственные образования. Первомайское месторождение занимает наиболее низкую позицию, Холтосонское – самое высокое, а Инкурское – промежуточное, что соответствует обычной зональности редкометалльного оруденения. Под Инкурским и Холтосонским месторождениями можно ожидать молибденовое оруденение первомайского типа.

ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРА УРАЛА

В.А. Душин, А.А. Малюгин, В.С. Козьмин

Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, Россия
snige.dep@usmga.ru

Уральский межплитный аккреционно-складчатый пояс (ороген) представляет собой сложный ансамбль структурно-вещественных ассоциаций различных геодинамических режимов. Он включает разномасштабные шельфово-островодужные террейны Палеоазиатского и Палеоуральского океанов, а также блоки древней (с модельным возрастом по Sm-Nd 1.4–2.5 млрд лет), большей частью континентальной коры (Карский, Харбейский, Манитанырдский, Салехардский, Няртинский, Неркаюский, Маньхамбовский, Тараташский, Уфалейский и др.), перекрытые внутриплитным мегакомплексом мезо-кайнозоя. Последний повсеместно, за исключением высокогорной части (эродирован) дискордантно, с корой выветривания в основании мощностью до 80 м, залегает на пермских и более древних (восточный склон) отложениях палеозоя [2].

Исследования последних лет позволили установить в регионе широкое проявление внутриплитного, в том числе активизационно-рифтогенного магматизма плюмовой природы, несущего специфическую металлогению и нередко затушевывающего проявления продуктов других геодинамических режимов. Внутриплитный магматизм проявился неоднократно – в раннем протерозое (метабазальтовая формация), раннем–среднем рифее (метабазальт-долеритовая, трахидиабаз-пикритовая формации), кембрии–раннем ордовике (щелочно-ультрабазитовая, трахибазальтовая, трахириолитовая, диабаз-пикритовая, толеит-базальтовая, габбро-гипербазитовая, габбро-сиенит-монцонитовая формации), отчасти девоне (трахибазальт-трахириолитовая, эссексит-диабазовая, габбро-граносиенит-гранитовая) и мезо-кайнозое. Если домезозойский индикаторный магматизм и его металлогения широко известны и обсуждены в литературе, то мезо-кайнозойская эпоха, за редким исключением, практически обойдена вниманием исследователей.

По мнению большинства исследователей, формирование раннемезозойских тектонических структур и сопряженного, особенно кислого, магматизма Урала связано с позднепалеозойским (C_3–P), либо пермо-триасовым коллизионным этапом развития орогена. Анализ имеющейся на сегодня информации, включая собственные многолетние исследования, свидетельствует о том, что в пределах Палеоконтинентального сектора Урала, особенно в северной арктической его части и прилегающих территориях Пай-Хоя, Новой Земли, Печорской и Западно-Сибирской плит, надежно устанавливаются, по крайней мере, три возрастных уровня проявлений своеобразного внутриплитного плюмового мезозойско-кайнозойского магматизма: пермо-триасовый – щелочно-кислый (торасовейский, левдиевский, тайкеуский, поньизский комплексы), трапповый (мусюрский, каротаихинский, красноселькупский комплексы); юрско-меловой – щелочно-базит-ультрабазитовый (эссексит-долеритовый яляяхинский, лампроитовые немзияхинский, шарьюский, марунский, К-трахит-базанитовый осовейский комплексы); неоген-четвертичный – щелочно-базитовый (трахибазальтовый вершинный, проблематичный ныpдвоменский комплексы).

При широкой вариации составов от щелочно-кислых до толеитовых и щелочно-ультраосновных это близкие по морфологии (дайки, штоки) и характеру проявления (эруптивные брекчии, массивные и флюидальные магматиты, гипабиссальной субвулканической и жерловой фаций глубинности) образования, по-видимому, обязанные функционированию единого нижнекорово-мантийного источника плюмовой природы [1]. Наряду с экзотическими составами – калиевые трахиты, базаниты, тефриты, лампроиты-орендиты, они содержат акцессорные хромшпинелиды (Cr_2O_3 > 61 %), муассанит (с включениями самородного кремния SiO_2 – 86–98 %), ниобийсодержащий рутил, сфалерит, золото, альмандин-пироповый гранат и другие, из породообразующих минералов присутствуют: эпилейцит, хромдиопсид, флогопит, санидин, вулканическое стекло. Изотопные характеристики лампроитов немзияхинского и калиевых трахитов-базанитов осовейского комплексов имеют только отрицательные значения εNd: –17.8 для первых и –9.5…–9.7 для вторых при отношениях $^{87}Sr/^{86}Sr$ – 0.704682 и 0.715429 соответственно, отвечая тем самым компонентам обогащенной мантии EM1, EM2. Следует заметить, что иногда компонент EM1 рассматривается как первичный компонент мантийных плюмов [4].

Минерагеническая продуктивность мезозойско-кайнозойского магматизма также обусловлена проявлением трех минерагенических этапов: триасового (пермо-триасового?), юрско-мелового и палеоген-четвертичного. Металлогения раннемезозойского этапа обусловлена связью с толеитовым магматизмом проявлений хрусталя (Хасаварка, Пеленгечей), исландского шпата, агатов (Харбейское), а с щелочно-кислым – мелких объектов редкометалльной минерализации как в активизированных шовных структурах

докембрийских (Тайкеуское, Лонготюганское) и палеозойских блоков (Левдиевское), так и в их внутренних активизированных узлах (Паровашорское и др.). Продуктивность щелочно-базит-ультрабазитового магматизма, относимого к проявлениям мантийного и корово-мантийного типов, интересна прежде всего его (немзияхинский комплекс) вероятной алмазоносностью [3]. Кроме того, с вулканизмом юрско-мелового этапа, по нашему мнению, связаны ртутная, вольфрамово-ртутная (Малотальбейское), кварц-антимонитовая и золото-кварцевая с платиноидами (Петропавловское, Пензенгояхинское, Нундерминское) формации.

Палеоген-четвертичная минерагения сформирована при широком участии экзогенно-эндогенных (корово-активизационных) процессов и представлена разномасштабными объектами фосфора (Софроновское), золота (Собское), марганца (окисленные руды Пачвожского, Ярошорского, Собского и других объектов) и импактных (?) алмазов (Карское).

Литература

1. *Добрецов Н.Л.* Мантийные плюмы и их роль в формационных анорогенных гранитоидов: Тез. докл. Всесоюз. совещ. Новосибирск, 2003. С. 106–108.
2. *Душин В.А.* Корреляция магматических комплексов мезо-кайнозоя севера Урала и сопредельных территорий // Геология и минеральные ресурсы Европейского Северо-Востока России. Сыктывкар: Геопринт, 1999. Т. 1. С. 156–157.
3. *Душин В.А.* Внутриплитный магматизм и металлогения Арктического Урала // Петрография на рубеже XXI. Итоги и перспективы. Сыктывкар: Геопринт, 2000. Т. IV. С. 53.
4. *Скляров Е.В. и др.* Интерпретация геохимических данных. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ОБОГАЩЕННЫХ МЕТАЛЛАМИ КОНТАКТОВЫХ ЗОН ЧИНЕЙСКОГО ПЛУТОНА (ЗАБАЙКАЛЬЕ)

Л.М. Житова, А.С. Борисенко, А.А. Боровиков, Я.Г. Дашкевич

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
zhitova@uiggm.nsc.ru, borisenko@uiggm.nsc.ru, borovik@uiggm.nsc.ru

Флюидные компоненты (H_2O, S, Cl, F, C и другие) играют важную роль в процессах кристаллизационной дифференциации базитовых расплавов и формировании Pt-Cu-Ni оруденения в расслоенных интрузивных комплексах. Однако эволюция флюидного режима рудно-магматических систем конкретных интрузивов в одних случаях приводит к формированию рудоносных рифов, а в других – к образованию обогащенных металлами контактовых зон. Важным источником информации для выявления специфики флюидного режима как фактора концентрирования ЭПГ и других благородных металлов в определенных зонах таких интрузивных комплексов является изучение флюидных и расплавных включений в минералах современными инструментальными методами. На основе изучения флюидных включений в кварцах разных генераций из сульфидных руд Чинейского плутона получена принципиально новая количественная информация о составе и металлоносности магматогенных и постмагматических флюидов, эволюция которых привела к формированию обогащенной металлами контактовой зоны интрузии.

Чинейский дифференцированный пироксенит-габбро-анортозитовый плутон залегает среди карбонатно-терригенных отложений удоканской серии (PR_1ud), перекрывающих поверхность фундамента в южном обрамлении Сибирской платформы. Этот массив габброидов представляет собой лополит, площадь поверхности которого составляет 150 км^2 при мощности магматических образований до 3 км. Сульфидное оруденение образует рассеянную вкрапленность и зональные каплевидные обособления вокруг сегрегаций титаномагнетита и ильменита в эндоконтакте, а также формирует линейный штокверк и вкрапленный ореол в экзоконтакте, локализация которых контролируется приконтактовой трещиноватостью и складчатостью. Подробная информация о петрологии плутона, его структурно-геологической позиции, минералогии ЭПГ и сульфидных руд опубликована в работах [1, 2, 3].

При изучении детальной минералогии сульфидных руд восточного фланга Чинейского плутона нами прослежена специфическая петрологическая зональность контактовой зоны этого комплекса. Она проявлена в смене минеральных ассоциаций нормальных габброидов на диорит-пегматиты и монцодиориты с линзами

кварц-полевошпатовых графических пегматитов как в латеральном направлении от центра массива к восточному флангу, так и по вертикали в направлении нижнего контакта плутона с вмещающими карбонатно-терригенными породами. В соответствии с этой петрологической зональностью зафиксировано увеличение содержания ЭПГ в сульфидных рудах от 1.5 до 17.4 ppm, а также изменение минералогии ЭПГ от изоферроплатины (Pt_3Fe) и куперита (PtS) в центральных участках плутона до многочисленных интерметаллических соединений Pd с As, Sn, Te, Bi, Sb в контактовых зонах интрузии [4].

В результате изучения флюидных включений в кварцах разных генераций из сульфидных эндоконтактовых вкрапленных руд и штокверковых залежей в экзоконтакте были установлены различия флюидного режима формирования этих руд [5]. Магматогенные флюиды в эндоконтакте представляли собой гетерофазные, высокотемпературные (более 380 °С), восстановленные и высококонцентрированные (до 45 мас.%-экв. NaCl) водно-солевые растворы с обособленной газовой фазой, в составе которой преобладал CH_4. Штокверковые экзоконтактовые сульфидные руды формировались при участии гетерофазных постмагматических флюидов, представленных менее концентрированными (31–14 мас.%-экв. NaCl) и более окисленными флюидами, обогащенными CO_2 ($CO_2 > CH_4 + N_2$). Температуры этих флюидов последовательно снижались от 310 до 165 °С при удалении от контакта с интрузией. По данным LA ICP-MS во включениях в кварце из контактовой зоны интрузии обнаружены значимые содержания благородных металлов Pt, Pd, Rh, Au, Ag и ряда рудных элементов Cr, Mn, Fe, Ni, Co, Cu, Sn, Sb, Bi, Pb.

С изменением состава и свойств флюидов от центральных участков плутона к контактовым зонам, выраженным в смене восстановленных высококонцентрированных магматогенных флюидов более окисленными и менее концентрированными, связано развитие рудно-метасоматических процессов, которые вызвали формирование специфической петрологической и рудно-геохимической зональности в контактовых зонах интрузии. Многократное наложение этих процессов привело к перераспределению первичных магматических концентраций металлов, в том числе благородных, к их выносу за пределы интрузии и отложению в наиболее проницаемых трещиноватых контактовых зонах в виде рудного штокверка и вкрапленного ореола. Высокая металлоносность восстановленных магматогенных флюидов по сравнению с более окисленными постмагматическими свидетельствует о возможности восстановленных флюидов экстрагировать из расплава и транспортировать значительные концентрации ЭПГ. Окисление металлоносных восстановленных флюидов с одновременным их охлаждением в открытых трещинах является геохимическим и фазовым барьером, на котором происходит массовое отложение минеральных фаз ЭПГ, приводящее к видовому всплеску благороднометалльной минерализации и формированию обогащенных металлами контактовых зон расслоенных базитовых интрузивных комплексов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты № 04-05-64399; 05-05-64422; гранта ФАО "Университеты России", № 09.01.214; гранта Президиума СО РАН № 64; гранта Министерства образования и науки России, РНП.2.1.1.702.

Литература

1. *Конников Е.Г.* Расслоенные докембрийские ультрабазит-базитовые комплексы Забайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. С. 1–127.
2. *Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А.* Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1993. С. 1–189.
3. *Толстых Н.Д., Кривенко А.П., Криволуцкая Н.А.и др.* Благороднометалльная минерализация сульфидных руд Чинейского плутона. Платина России. 2004 Т. 5. С. 225–249.
4. *Tolstykh N.D., and Zhitova L.M.* PGE minerals distribution in marginal sulfide ores of the Chineisky Layered Pluton, Transbaikal Region, Russia // Extended abstracts of X International Platinum Symposium. University of Oulu, Finland, 2005. P. 247–250.
5. *Zhitova L.M., Rakhmenkulova I.F., Borisenko A.S. et al.* The factors of precious metal concentration in sulfide ores of the Chineisky Massif (Transbaikal Region, Russia) // Abstracts of Geoscience Africa. University of the Witwatersrand. Johannesburg. South Africa, 2004. V. 2. P. 740–741.

СОСТАВ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ МАГМАТОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ ИНТЕРКУМУЛУСНОЙ СТАДИИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МЕРЕНСКИ РИФА БУШВЕЛЬДСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮАР

Л.М. Житова, А.С. Борисенко, А.А. Боровиков, П.А. Неволько

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
zhitova@uiggm.nsc.ru, borisenko@uiggm.nsc.ru, borovik@uiggm.nsc.ru

Меренски Риф Бушвельдского комплекса является уникальным по протяженности горизонтом пироксенит-пегматитов, в котором сконцентрированы величайшие в мире запасы платиноидов. Риф прослежен в Верхней Критической зоне Рустенбургской ультрабазит-базитовой расслоенной серии [1, 2]. Большинством исследователей признается важная роль флюидов в обогащении Меренски Рифа минералами ЭПГ, но не существует достаточно полной количественной информации о флюидном режиме формирования этой минеральной ассоциации. Первые данные о физико-химических параметрах магматогенных флюидов Меренски Рифа были получены при изучении флюидных включений в акцессорном кварце из ассоциаций с гидросиликатными минералами [3]. Использование современных прецизионных методов исследования вещества (КР-спектроскопия, электронная сканирующая микроскопия, LA ICP-MS) при изучении флюидных и расплавных включений в минералах позволило существенно дополнить уже имеющуюся информацию и получить принципиально новые результаты об особенностях эволюции, составе и металлоносности флюидов интеркумулусной стадии кристаллизации Меренски Рифа.

В изученных нами образцах кварца Меренски Рифа установлены две генерации кварца, характеризующие последовательные стадии кристаллизации посткумулусной жидкости пироксенит-пегматитов. Кварц первой генерации образует ориентированные симплектитовые срастания с плагиоклазом (An_{85}–An_{73}) в интерстициях ортопироксенов (En_{82}–En_{60}) либо эндотаксические вростки в актинолите (f = 21–25 %), замещающем кристаллы ортопироксенового кумулуса. В ассоциации с таким кварцем во внешних зонах каплевидных сульфидных обособлений, представленных тонкими срастаниями пирротина, пентландита и халькопирита, диагностированы сперрилит $PtAs_2$ и геверсит $PtSb_2$. Характерной особенностью этой ассоциации является присутствие графита, образущего вростки по спайности ортопироксена или на границах зерен пироксена и плагиоклаза. Кварц второй генерации формирует мелкие друзы в миароловых пустотах пироксенит-пегматитов в ассоциации с хлоритом и биотитом. Этот кварц, несомненно, является более поздним по сравнению с кварцем первой генерации и относится к завершающей постмагматической стадии кристаллизации интеркумулусной жидкости.

Флюидные включения установлены как в ранней генерации кварца из симплектитовых срастаний с плагиоклазом, так и в поздней из миароловых пустот. Фазовый состав, металлоносность и физико-химические параметры этих включений детально изучены [4]. Первичные включения размером 20–50 μm обнаружены только в основании кристаллов миаролового кварца. Они представлены многофазными кристалло-флюидными включениями (L+V+H+1–4S) с непостоянным количеством твердых фаз и их объемным соотношением. Сингенетичными с ними являются существенно газовые двух- и трехфазные включения с жидкой CO_2. По данным сканирующей электронной микроскопии твердые фазы многофазных включений представлены галитом, кристаллогидратами хлоридов Ca, Fe и Mn, сложными хлоридами Na, Fe, Ca, Mn, кальцитом, ангидритом. Среди рудных фаз включений диагностированы хромит, сульфиды Cu и Fe, гематит. Методом LA ICP-MS в многофазных включениях, наряду с присутствием высоких содержаний Na, Fe, Ni, Cr, S, K (мас.%), установлены значимые концентрации металлов (ppm): Sn (1000), Mo (300), As (500), Sb (40), Bi (10). Концентрация ЭПГ во включениях оказалась ниже предела чувствительности LA ICP-MS метода. По данным микротермометрии многофазных включений температуры магматогенных флюидов, сформировавших миароловые кварцы, существенно превышали 450 °C, предположительно достигая 600–650 °C, судя по соотношению твердых фаз, раствора и газовой фазы во включениях. Методом КР-спектроскопии в составе газовой фазы многофазных включений установлены азот и углекислота (N_2 – 75.2; CO_2 – 24.8; CH_4 – 0 мол.%).

Во внешних зонах кристаллов кварца из миароловых пустот обнаружены первичные существенно газовые (L<<V) и газово-жидкие (L>V) включения, в которых преобладают CH_4 (45.9–100 мол.%) и N_2 (54.1–0 мол.%). Подобные метановые включения присутствуют и во внутренних участках кристаллов кварца, но они приурочены к системам залеченных трещин и являются вторичными.

В раннем симплектитовом кварце достоверно установлены только вторичные многофазные флюидные включения. Твердые фазы в них занимают значительно больший объем, указывая на более высокую концентрацию солей в их составе, по сравнению с подобными первичными включениями в более позднем

кварце из миароловых пустот. В кварце и плагиоклазе из симплектитовых срастаний обнаружены расплавные включения, являющиеся свидетельством кристаллизации этой ассоциации из алюмосиликатного расплава.

Обобщая полученную при изучении включений информацию? можно заключить, что формирование кварца Меренски Рифа начиналось с раскристаллизации насыщенного флюидами алюмосиликатного расплава интеркумулусной стадии и заканчивалось отложением миаролового кварца из остаточных магматогенных флюидов. Эти флюиды, последовательно отделявшиеся от расплава, были гетерофазными, состоящими из солевых расплавов-рассолов или растворов и обособленной газовой фазы. Процесс эволюции флюидов во времени проявился в снижении концентрации водно-солевых фаз от 60–70 до 30–7 % с одновременным изменением состава газовой фазы с N_2–CO_2 на N_2–CH_4. В интеркумулусную стадию кристаллизации пироксенит-пегматитов Меренски Рифа сформировалось основное количество минералов ЭПГ, которые локализовались на границах каплевидных сульфидных обособлений [3]. Присутствие в кварцах, сингенетичных с минералами ЭПГ, многофазных включений, содержащих окисленные солевые рассолы–расплавы без значимых концентраций платиноидов, свидетельствует о том, что окисление магматогенных флюидов является геохимическим барьером, на котором происходит отложение минералов ЭПГ. Этот процесс является важнейшим фактором формирования обогащенных металлами рифов в расслоенных базитовых итрузиях.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, гранты№ 04-05-6439, 05-05-64422; гранта ФАО "Университеты России", № 09.01.214; гранта Президиума СО РАН, № 64; гранта Министерства образования и науки России, РНП.2.1.1.702.

Литература

1. *Cawthorn R.G.* Permeability of the footwall cumulates to the Merensky Reef, Bushveld Complex // S. Afr. J. Geol. 1999. V. 102, N 3. P. 293–302.
2. *Kinnaird J.A., Kruger F.J., Nex P.A.M.* Excursion Guide to the Bushveld Igneous Complex. Geoscience Africa 2004. University of the Witwatersrand, 2004. P. 1–23.
3. *Ballhaus, C.G., Stumpfl, E.F.* Sulfide and platinum mineralization in the Merensky Reef: evidence from hydrous silicates and fluid inclusions // Contribs. Mineral. Petrol. 1986. V. 94. P. 193–204.
4. *Zhitova L.M., Borovikov A.A., Borisenko A.S., Rakhmenkulova I.F.* Composition and metal content of magmatogene fluids for the Rustenburg Layered Suite of the Bushveld Complex: evidence from quartz fluid inclusions // Special issue of Journal Mineralogy and Petrology covering the materials of X International Platinum Symposium. E.F. Stumpfl's Memory Volume. 2006. (In press).

О ВЫДЕЛЕНИИ САЯНО-ЕНИСЕЙСКОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА

А.И. Забияка

Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья,
г. Красноярск, Россия,
careva@kniigims.krs.ru

В западной части Сибирской платформы наблюдается полоса структур, которые по своим морфологическим особенностям существенно отличаются от типичных платформенных. Она представляет собой крупнейшую зону интенсивных складчато-глыбовых дислокаций, выделяемых под названием Саяно-Енисейского тектонического пояса (СЕТП), который протягивается на 2400 км с севера на юг от Игарского района до южных отрогов Восточного Саяна, достигая оз. Байкал. В левобережной части Енисея он перекрыт более молодыми отложениями Западно-Сибирской плиты и устанавливается по геофизическим данным (см. рисунок).

СЕТП является типичной структурой, возникшей в результате процессов тектономагматической активизации (ТМА) и входящей в состав однорангового ряда четырех главных, по А.Д. Щеглову, структурных элементов земной коры, различающихся между собой по геологическому развитию, геологическим формациям, металлогеническим особенностям и характеру строения тектоносферы, – геосинклинально-складчатых областей, платформ, областей ТМА и срединных массивов. Механизм

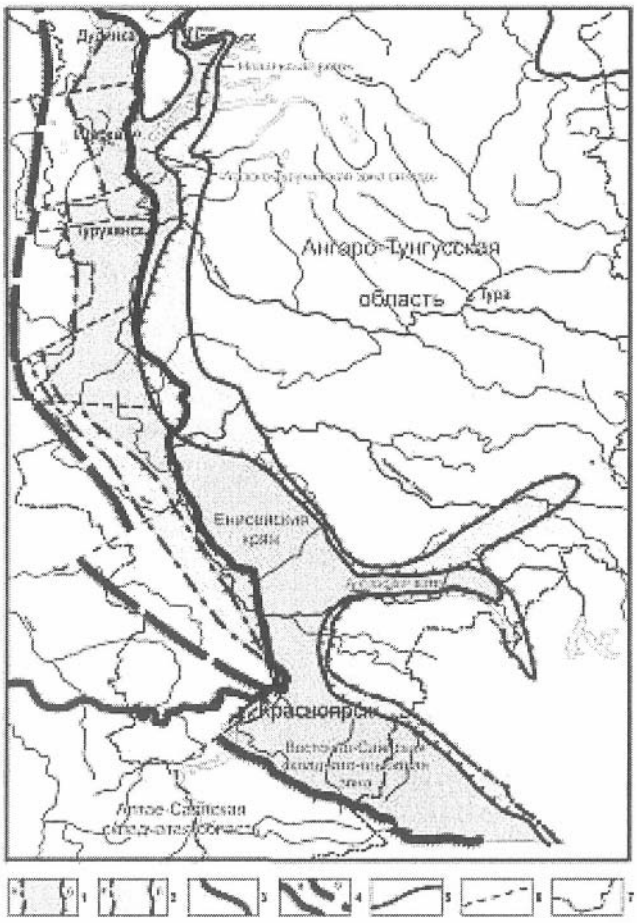


Схема строения Саяно-Енисейского тектонического пояса:

1, 2 – Саяно-Енисейский тектонический пояс: *1* – центральная зона повышенной активности тектонических процессов (границы: *а* – перекрытые мезозойско-кайнозойскими отложениями, *б* – обнаженные), *2* – периферические зоны пониженной тектонической активности (границы: *а* – перекрытые мезозойско-кайнозойскими отложениями, *б* – обнаженные); *3* – восточная граница Западно-Сибирской плиты; *4* – западная граница Сибирской (Пансибирской) платформы: *а* – обнаженная, *б* – перекрытая мезозойско-кайнозойскими отложениями Западно-Сибирской плиты; *5* – границы между другими тектоническими структурами, 6 – разломы; *7* – административная граница Красноярского края.

образования СЕТП связан с взаимодействием двух крупнейших литосферных плит Евразии – Сибирской и Западно-Сибирской.

По особенностям своего строения пояс подразделяется на три части: Игарско-Туруханскую, Енисейскую и Восточно-Саянскую зоны, различающиеся между собой по внутренней структуре и составу слагающих их комплексов. В то же время имеющиеся данные не вызывают сомнения в том, что они являются фрагментами единой структуры, сформировавшимися одновременно.

Игарско-Туруханская зона складок (ИТЗС) вместе со своей Норильской ветвью представляет собой северный фрагмент Саяно-Енисейского тектонического пояса. Магнитное поле, характеризующее ИТЗС, на юге органично сопрягается с магнитным полем Енисейского кряжа.

Структурообразующей структурой ИТЗС на ее восточном крыле является Имангдинско-Летнинский глубинный разлом, который, в соответствии с геофизическими данными, находит себе продолжение южнее в виде Анкиновского (Саяно-Бахтинского) разлома – восточной границы Енисейского кряжа. Имангдинско-Летнинский разлом на всем своем протяжении сопровождается целой полосой брахиформных, куполовидных и, в меньшей мере, линейных складок. В поперечном сечении ИТЗС, в направлении с запада на восток (от центра к периферии), отмечается постепенное снижение степени напряженности пликативных структур – от линейных к брахиформным и куполовидным.

Енисейский кряж представляет собой выступ фундамента Сибирской платформы в структуре горстового типа. Ангарская зона складок является результатом деформационного процесса на границе Ангарского мегаблока с юга и Тунгусского с Енисейским с севера, приведшего к формированию достаточно сложной по внутреннему строению структуры. В северной части Енисейского кряжа и его ближайшем обрамлении выделяется система Усть-Подкаменно-Тунгусских складок, которые считаются аналогом зоны Ангарских складок (А.К. Башарин и др.).

"Архей-раннепротерозойская складчатая область" Восточного Саяна является фундаментом Сибирской платформы, в качестве ее юго-западной границы выступает

Восточно-Саянский глубинный разлом, отделяющий ее от Алтае-Саянской складчатой области. Северо-восточную представляет Присаянский разлом, по другую сторону которого находится плитный комплекс платформы, залегающий субгоризонтально.

Основные черты Саяно-Енисейского металлогенического пояса (СЕМП), выделяемого в рамках СЕТП, характеризуются специфическим комплексом эндогенных месторождений, многие из которых свойственны только для структур ТМА, он выделяется среди других окружающих металлогенических подразделений Центральной Сибири повышенной интенсивностью оруденения. В соответствии с внутренней тектонической структурой пояса СЕМП может быть разделен на три металлогенические провинции: Туруханско-Норильскую, Енисейскую и Восточно-Саянскую. Особенности их геологического строения определяют специфику

развитого в их пределах оруденения. Общим для них является участие оруденения, сформированного в течение нескольких металлогенических эпох. В целом условно оно может быть разделено на три группы. Первая из них связана с металлогенией докембрийского фундамента. Несмотря на принадлежность связанного с ним оруденения к древним эпохам, в результате движений позднегерцинской ТМА докембрийская металлогеническая система была "вмонтирована" в металлогеническую структуру СЕМП и стала его составляющим элементом. Вторая группа может быть обозначена как оруденение плитного комплекса, сформированного преимущественно в результате процесса седиментогенеза в доактивизационную эпоху (палеозой). Наконец, третья, определяющая главную специфику металлогении пояса, обусловлена процессами эпохи раннемезозойской ТМА. В ИТЗС с активным развитием траппового магматизма господство получило эндогенное оруденение норильского типа. По условиям магматического фактора оно затухает в южном направлении уже в пределах зоны. Последние признаки его установлены вблизи северо-западной периферии Енисейского кряжа. Ангарская ветвь СЕМП отчетливо специализирована на железорудные месторождения ангаро-илимского типа и оруденение РЗЭ и редкометалльных элементов, месторождения которых характерны также для Енисейского кряжа (Кийское) и Восточно-Саянского фрагмента пояса (окуневский и арысканский типы), где по сравнению с тантало-ниобиевым оруденением, господствующим в центральной части СЕМП, определенную роль играют также Pb, Be, Th, F, литиевые слюды и пр. Имеются признаки того, что в южном направлении возрастает вероятность обнаружения месторождений золото-ртутного типа. Обращает на себя внимание приуроченность месторождений-гигантов к ветвям пояса – Норильской (Норильск, Талнах) и Ангарской (Чуктуконское, Ангарская железорудная провинция). СЕМП перспективен на алмазы "лампроитовой" направленности в отличие от "кимберлитовой", более характерной для других структур Сибирской платформы.

Из сказанного ясно, что Саяно-Енисейский металлогенический пояс представляет собой весьма крупную и продуктивную структуру Сибирской платформы. С позиций, рассматривающих ее как единую систему, металлогения пояса еще изучена слабо, поэтому очевидна насущная необходимость проведения в ее пределах прогнозно-металлогенических работ по совершенно конкретным направлениям.

РУДНО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КАК МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СИСТЕМ

В.В. Зайков

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская область, Россия
zaykov@ilmeny.ac.ru

Характеристика вулканогенных рудоносных систем с колчеданными месторождениями базируется на исследовании многих элементов рудных полей: периферических магматических очагов, зон метасоматитов, сульфидных построек, продуктов их разрушения и переотложения. Особенно важным является выделение элементов рудных тел с различным механизмом формирования. С этих позиций автором совместно с коллегами [1] на примере уральских и сибирских месторождений разработаны критерии выделения рудных фаций, что позволило воссоздать условия формирования древних "черных курильщиков", соотношения диагенеза, субмаринного и континентального гипергенеза металлоносных отложений.

Под термином "рудная фация" авторы понимают промышленно значимые минеральные скопления со сходными текстурно-структурными и вещественными признаками, свойственными близким обстановкам и процессам минералообразования. Рудные фации являются элементами рудоносных систем и в залежах минерального сырья образуют закономерные сочетания.

Придонная гидротермальная фация сульфидных отложений в устьях гидротермальных источников включает субфации сульфидных труб, трубчатых и трещинных рудоподводящих каналов ("кондуитов"), массивных (диффузных) руд, гидротермальных жил. Наиболее показательными в плане сравнения древних построек с современными "черными курильщиками" явились палеогидротермальные трубы, в которых выделены макро- и микрофации, отличающиеся по минералого-геохимическим признакам [2].

Гидротермально-биогенная фация с субфациями биостромов, сульфидных строматолитов и бактериальных матов. Биостромы, изученные на месторождениях Урала (Сибайском и Яман-Касинском), подразделяются по составу организмов, например: пелеципод-вестиментиферовые, брахиопод-кофоровые,

строматолитовые, полихетовые. В результате исследования остатков пригидротермальной фауны выделены новые роды и виды вестиментифер, бивальвий, брахиопод и моноплакофор.

Кластогенная фация с субфациями, соответствующими литодинамическим типам: элювиальными и коллювиальными брекчиями, грейдитами и турбидными ритмитами. Перечисленные субфации последовательно сменяют друг друга с удалением от сульфидного холма.

Придонная гипергенная фация с субфациями полного субмаринного окисления, выщелачивания, вторичного сульфидного (моносульфидного) обогащения. Тела, сложенные продуктами субмаринного гипергенеза, приурочены к кровле и флангам рудных тел.

Гидротермалъно-метасоматическая фация подразделена на субфации подрудную и придонную. Первая локализована в рудоподводящих зонах колчеданных месторождений и выражена сульфидными штокверками и жилами в хлорит-серицит-кварцевых и подобных метасоматитах. Наиболее насыщены сульфидами участки, которые служили подводящими каналами и соответствуют стержневым зонам гидротермальных систем. Вторая субфация формируется при метасоматическом замещении осадков в случае вскипания гидротерм на подходе к поверхности дна и представлена пластовыми телами с метасоматическими текстурами.

Фация регенерированных руд установлена на месторождениях, испытавших пострудные магматические и метаморфические процессы. Выделяются жильная, контактово-метасоматическая и метаморфическая субфации. В последней проявлены грануломорфные структуры пирротина, метакристаллы пирита и решетчатые халькопирит-пирротиновые срастания.

Минералогические отличия рудных фаций наиболее ярко выражаются в том, что набор минералов редких и благородных металлов в продуктах субмаринного гипергенеза и в гидротермальных постройках различен. Барит-борнит-теннантит-халькопиритовые руды субфации сульфидного обогащения содержат преимущественно сложные сульфиды с участием серебра, олова, германия, ванадия (бетехтинит, арсеносульванит, моусонит, станноидит, реньерит, штромейерит, ялпаит). В гидротермальной фации преобладают теллуриды и сульфотеллуриды серебра, золота, свинца, висмута, ртути (алтаит, бенлеонардит, гессит, колорадоит, сильванит, теллуровисмутит); присутствует также самородный теллур. Установлены зональность в распределении золота различной пробности: по мере удаления от оси каналов уменьшается содержание серебра (с 25–30 до 10–15 %). Повышенные содержания золота в сульфидных песчаниках кровли (зона выщелачивания) в основном связаны с микроскопическими выделения самородного золота как в пиритовых обломках, так и в цементе. В зонах сульфидного обогащения и на флангах наблюдается укрупнение золотин. Отличается также содержание элементов-примесей. Например, сфалерит из зон вторичного обогащения имеет повышенные концентрации Cd (до 0.5 %), а галенит – повышенные на два порядка содержания Se (до 1–1.5 %) и серебра (до 1.5–2 %).

Соотношение рудных фаций определяется стадиями развития и разрушения сульфидных построек, а также палеогеографическими факторами. В слабо разрушенных рудных постройках преобладает придонная гидротермальная фация с реликтами сульфидных труб и биостромов при ограниченном развитии кластогенной и гипергенной фаций. В постройках средней сохранности примерно равно соотношение придонной гидротермальной и кластогенной фаций. В разрушенных постройках лишь местами сохраняются придонные гидротермальные отложения, а основной объем тел сложен кластогенными и гипергенными рудами. Крайним случаем являются переотложенные кластогенные руды в виде пластовых тел. Гидротермально-метасоматические руды наиболее характерны для месторождений, образовавшихся в мелководной обстановке, например, на Рудном Алтае и в Иберийском поясе.

Результаты исследования рудных фаций колчеданных месторождений показали эффективность этого метода для понимания строения рудоносных систем, реконструкции процессов формирования и разрушения рудных тел. Итоги работы дали возможность установить черты сходства и различия сульфидных залежей в современных и древних океанах. Рудно-фациальный анализ имеет важное значение для практических целей, так как позволяет прогнозировать выделение промышленных блоков с различными содержаниями компонентов, которые не всегда достаточно точно улавливаются геолого-разведочными работами (например, золота, серебра, теллура, платиноидов).

Исследования поддержаны НШРИ № 112/001/081, Интеграционным проектом УрО РАН, РФФИ, проекты №04-05-96014-р2004урал_а, 05-05-64532.

Литература

1. *Зайков В.В., Масленников В.В., Зайкова Е.В., Херрингтон Р.* Рудно-формационный и рудно-фациальный анализ колчеданных месторождений Уральского палеоокеана. Миасс: ИМИН УрО РАН, 2001. 315 с.
2. *Масленников В.В., Масленникова С.П., Леин А.Ю., Богданов Ю.А.* Сравнительный анализ геохимии микрофаций палеозойских и современных "черных курильщиков" // Металлогения древних и современных океанов-2005. Миасс: УрО РАН, 2005. С. 93–96.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ С ПОЗИЦИЙ ИМПАКТНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Б.С. Зейлик, А.Ж. Балгымбекова

АО "КАЗГЕОКОСМОС", г. Алматы, Казахстан
boris_z@kgc.kz , assem@kgc.kz

1. Космическая и аэровысотная фотосъемка Земли, космическая фотосъемка других планет и их спутников обнаружили на всех твердых телах Солнечной системы чрезвычайно широкое распространение кольцевых структур различных размеров и возраста.

2. Сравнение архитектурного облика безатмосферных планет (Меркурий, Луна) и Венеры, атмосфера которой по плотности в 90–100 раз превосходит плотность земной, позволяет говорить о резком преобладании среди наблюдающихся кольцевых структур образований ударно-взрывной космогенной природы. Земля не является исключением.

3. Во многих выявленных на земной поверхности импактных кольцевых структурах обнаружены проявления и месторождения как металлических полезных ископаемых, так и углеводородных [1–8]. Аналогии в структурных и ряде других особенностей этих групп месторождений, позволили выдвинуть флюидодинамическую концепцию образования месторождений полезных ископаемых (углеводородных и металлических [9]).

4. Анализ пространственного размещения 180 месторождений нефти и газа, открытых и разведанных в Западном Казахстане за сто лет и располагающихся в гигантских астроблемах, обнаружил поразительную и строго закономерную приуроченность большей части месторождений и подавляющей части геологических запасов углеводородов к концентрическим зонам растяжения – разуплотнения земной коры и, напротив, подчиненное количество подобных месторождений, и ничтожную часть геологических запасов к концентрическим зонам сжатия [7].

5. Опираясь на упомянутую флюидодинамическую концепцию образования месторождений полезных ископаемых и учитывая аналогии в строении металлических и углеводородных месторождений, удалось выявить подобные закономерности в пространственном размещении месторождений в пределах некоторых широко известных золоторудных полей, в частности, таких как месторождение Витватерсранд (Южная Африка), район месторождения Мурунтау (Республика Узбекистан), район кольцевой структуры Семейтау (Республика Казахстан).

6. Для месторождения Витватерсранд обоснованно выдвигается концепция импактно-гидротермального генезиса [1–3]. Основанием для этого является приуроченность месторождения к гигантской докембрийской астроблеме Вредефорт диаметром 300 км.

Для кольцевой структуры Семейтау, импактная природа которой весьма вероятна [6], есть основания утверждать, что находящиеся в зоне ее влияния месторождения, рудопроявления золота и точки золоторудной минерализации также являются импактно-гидротермальными. Подобный генезис можно предположить и для месторождений, рудопроявлений и точек золоторудной минерализации в районе гигантского месторождения Мурунтау.

7. В каждом из перечисленных районов проявления золотого оруденения устанавливается концентрически-зональное размещение разномасштабных месторождений золота при их избирательной приуроченности к концентрическим зонам растяжения – разуплотнения, разделенным зонами сжатия горных пород, в которых золоторудная минерализация практически отсутствует.

8. Выявленные металлогенические закономерности в пространственном размещении золоторудных объектов могут быть использованы в прогнозно-поисковых целях как в пределах упомянутых месторождений и их окрестностей, так и в других районах проявления золотой и иной металлической минерализации.

Литература

1. *Vishnevsky S.A.* Witwatersrand Au-U ores: impact-hydrothermal hypothesis of formation (Abs.) // Papers presented to ESF – Impact Workshop "Impacts and the Early Earth", December 13–15, 1998. Cambridge, 1998. P. 40.
2. *Vishnevsky S.A.* Impact-hydrothermal origin of the Witwatersrand ores: The possible sources of fluid and gold (Abs.) // J. Plado and L.J. Pesonen (eds.). 4th ESF Workshop "Meteorite impacts in Pre-Cambrian Shields, Lappajarvi, Finland, May 24–28, 2000" Programme and Abstracts. Espoo, Geological Survey of Finland, 2000. P. 98.
3. *Вишневский С.А.* Импактные события и рудообразование: пример месторождения Витватерсранд // Вестн. Новосиб. отд-ния Петровской Академии наук и искусств. 2001. № 6. С. 70–88.
4. *Зейлик Б.С.* О происхождении дугообразных и кольцевых структур на Земле и других планетах (ударно-взрывная тектоника). М.: ОЦНТИ ВИЭМС, 1978.

5. *Зейлик Б.С.* Ударно взрывная тектоника и краткий очерк тектоники плит. Алма-Ата: Гылым,1991.
6. *Зейлик Б.С.* Астроблема Семейтау и ее рудоконтролирующая роль // Отеч. геология. 2001. № 6. С.65–70.
7. *Зейлик Б.С., Тюгай О.М., Гуревич Д.В., Сыдыков К.Ж.* Гигантские астроблемы Западного Казахстана и новый способ прогноза нефтегазоносности в осадочных бассейнах Мира // Геология нефти и газа. 2004. № 2. С. 48–55.
8. *Кузовков Г.Н.* Ударно-взрывная гипотеза происхождения Урала (приложение механизма ударно-взрывного процесса к объяснению геологических явлений). Изд. второе доп. Екатеринбург, 2002. 558 с.
9. *Соколов Б.А., Старостин В.И.* Флюидодинамическая концепция образования месторождений полезных ископаемых (металлических, углеводородных) // Смирновский сборник-97. С. 99–147.

УНИФИЦИРОВАННАЯ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АССО КАК ОСНОВА ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА

Н.Е. Зобов

Красноярский научно-исследовательский институт геологии и минерального сырья, г. Красноярск, Россия

Прогнозно-поисковая модель (ППМ) скарново-магнетитового оруденения центральной части АССО разработана на основе рудно-формационного анализа и изучения типовой зональности, скарново-магнетитовых рудно-магматических систем центральной части АССО.

Выделяются две рудные субформации – скарново-гидросиликатово-магнетитовая и гидросиликатово-магнетитовая. Месторождения, относимые к первой субформации, ассоциируют с интрузивной последовательно дифференцированной габбро-монцодиорит-сиеногранитной субформацией и размещаются среди салаирид Кузнецкого Алатау и Восточного Саяна. Месторождения второй субформации ассоциируют с контрастной габбро-сиенитовой (альбитовой) субформацией и локализуются главным образом среди поздних каледонид и прилегающих салаирид западной части Западного Саяна и осевой зоны Кузнецкого Алатау. Эти месторождения, как правило, обладают большими запасами по отношению к объектам первой субформации.

Типовая рудно-магматическая система рудного узла включает три промышленно-генетических типа месторождений, различающихся вещественными особенностями, параметрами, глубиной формирования и пространственным расположением в ее структуре.

Зональность рудно-магматической системы на современном эрозионном срезе, в общем виде, прослеживается в направлении от наиболее эродированных частей интрузии в центральных частях купольного поднятия (нижние уровни) к опущенной зоне по периферии структуры, в пределах которой часто картируются грабены и мульды, включающие вулканиты и малые интрузивные тела верхнего уровня системы.

Наиболее крупные объекты располагаются в крутом экзоконтакте относительно крупного плутона, уступают им по масштабам объекты, расположенные в прогнутой кровле плутона, а наименьшими по запасам являются месторождения и рудопроявления, ассоциирующие с наиболее удаленными от главного тела интрузива выступами, тяготеющими к верхней вулканогенной зоне комагматичной вулканоплутонической системы и, как правило, располагающиеся на флангах рудных узлов.

Геологические позиции объектов выделенных трех типов характеризуют зональную модель рудно-магматической системы рудного узла.

Основными элементами ППМ являются особенности строения надрудных, рудных и подрудных уровней системы, центральных и фланговых зон типовой рудоносной вулканоплутонической структуры, вещественные особенности, параметры и геологические позиции месторождений выделенных таксонов.

ЭНДОГЕННЫЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ РУДОНАФТИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В.С. Зубков[1], В.В. Андреев[2], М.В. Артименко[1]

[1] Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, Россия
(zub@igc.irk.ru)
[2] Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

В 80–90-х годах XX века П.Ф. Иванкиным, И.Н. Томсоном и другими исследователями было установлено, что рудные элементы транспортируются не только гидротермальными растворами, но и углеводородными (УВ-) флюидами. Заметим, что экспериментально подтвержден перенос Cu и Pb в системе C-CH_4–H_2 в барограднентных условиях при температуре 500 °C [5]. Металлоносные конденсированные нафтиды (КН) были установлены как вне видимой связи с магматическими породами, так и непосредственно в них.

Размещение амагматичных металлоносных КН контролируется глубинными разломами. По восстанию разломов они сменяются гидротермальными жилами (Иванкин, Назарова, 1984). Смена составов КН происходит от антраксолитов до нефти. Температура гомогенизации газово-жидких включений, часто содержащих УВ, понижается от 300 до 90 °C по мере подъема к земной поверхности (Готтих и др.,1988). Отличительной особенностью углеродистых метасоматитов является присутствие в них самородных элементов и твердых растворов, а также минералов, в которых элементы находятся в различном валентном состоянии (Томсон и др., 1984; Дистлер и др., 1996). Перечисленные черты металлоносных КН привели к представлению о их образовании в результате холодной дегазации Земли. В мантийном флюиде, очевидно, присутствуют тяжелые элементоорганические соединения (ЭОС), которые транспортируют широкий круг сидеро-, халько- и литофильных элементов. Со временем ЭОС распадаются с образованием нанокристаллов различных минералов [2]. Устойчивость тяжелых углеводородов (ТУВ) в верхней мантии подтверждается геохимическими, экспериментальными и термодинамическими данными (Зубков, 2001, 2005). Условием прорыва ТУВ вместе с ЭОС по глубинным разломам в земную кору является их метастабильный подъем (Карпов и др., 1998). Рудоотложение происходит, скорее всего, вначале из газообразного УВ-флюида [3], а затем после его конденсации – из УВ-растворов, состав которых изменяется в соответствии с критическими *T* и *P* УВ-соединений и ЭОС. Выше по восстанию разломов вместе с относительно низкотемпературными ТУВ из неорганической составляющей мантийного флюида начинают конденсироваться гидротермальные растворы. Вследствие несмесимости жидких УВ и горячих водных растворов, первые образуют в гидротермах капли и их агрегаты. Завершается процесс образованием гидротермальных жил. К числу примеров рудонафтидных месторождений и проявлений относятся уран-керитовое месторождение во впадине на краю древней платформы (Пеньков, 1996), металлоносные КН Непско-Ботуобинской антеклизы Сибирской платформы [2].

В то же время КН установлены в ультраосновных, основных и щелочных породах интрузивной и эффузивной фаций в различных геодинамических обстановках [4]. В кимберлитовых трубках Сибирской платформы КН встречаются в кавернах, трещинах и гидротермальных прожилках (Бескровный, 1967, 1982). Полициклические ароматические углеводороды (ПАУ) в этих трубках имеют мантийное происхождение, так как присутствуют в ксенолите эклогита из трубки Мир (Шепелева и др., 1990) и алмазе Якутии (Каминский и др., 1985). Присутствие устойчивого при высоких температурах дифенила и других ПАУ в верхней мантии, согласно термодинамическим расчетам (Зубков, 2001), подтверждает мантийный генезис этих УВ в кимберлитах. Температура кристаллизации гидротермальных минералов, содержащих КН, понижалась, начиная с 340 °C. В трубке Айхал обнаружена халцедоно-асфальтовая жила мощностью до 0.5 м и протяженностью до 18 м (Бескровный, 1982). Согласно экспериментальным данным [1], при взаимодействии нефти с гидротермальным раствором во флюидных включениях (ФВ) в кварце нефть образует мельчайшие капельки или ФВ почти полностью заполняются полужидкими (до твердых) битумами. В щелочных породах Хибинского массива (Балтийский щит) происходила смена состава битумов от антраксолитов к керитам, мальте и нефтеподобным веществам в пегматитах и гидротермальных жилах. Одновременно имела место смена парагенезисов минералов (Флоровская и др., 1968). В гипербазитах Оспинско-Китойского района Восточного Саяна углеродистое вещество и алмазы, судя по изотопному составу углерода (соответственно $\delta^{13}C$ равно –10.43…–15.8 и –8.4…–9.7 ‰), образовались из одного и того же источника (Галимов и др., 1998; Жмодик и др., 2004). Характер распределения углеродистого вещества в этих гипербазитах указывает на то, что оно присутствовало на магматической стадии, а затем перераспределялось в процессе катаклаза, милонитизации и серпентинизации. Образование высшего антраксолита (шунгита) и графита зафиксировано в продуктах эксгаляции действующей фумаролы Трубка на Втором конусе Северного прорыва БТТИ (Главатских, Трубкин, 2000).

В углеродизированных гипербазитах Оспинско-Китойского района в золоте присутсвуют в разных количествах Ag, Hg, Cu. Минералы ЭПГ представлены в основном платинистым палладием и иногда минералами ряда рустенбергит (Pt_3Sn) – атокит (Pd_3Sn) (Жмодик и др., 2004). В хлороформенном битуме открытых пор кимберлитовые трубки Мир присутствует Au (0.05 г/т), концентрирующееся в максимальной степени в асфальтогеновых кислотах (1.66 г/т), Ag (0.1 г/т) и Zn (100 г/т). В пегматитах Хибинского и Ловозерского массивов отмечена постоянная пространственная связь минералов редких элементов (в первую очередь Th, а также Ni, Nb, U, REE, Y Sr и др.) с твердыми битуминозными веществами [6].

В верхней мантии под влиянием мантийного флюида происходит плавление субстрата с образованием магмы, содержащей газообразные ТУВ и ЭОС. В случае быстрого метастабильного подъема расплава по зонам глубинных разломов в литосфере, в нем, возможно, частично сохраняются в восстановительных условиях ТУВ и ЭОС, которые конденсируются при снижении температуры до 600° С и ниже.

Таким образом, образование рудонафтидных месторождений, очевидно, может происходить при холодной и горячей (с образованием расплавов) дегазации верхней мантии. Проверка этих моделей требует проведения геолого-геохимических, экспериментальных и термодинамических исследований.

Литература

1. *Балицкий В.С. и др.* Экспериментальное изучение взаимодействия нефти с гидротермальными растворами различного состава // II Всероссийское совещание по органической минералогии. Петрозаводск: ИГ КарНЦ РАН, 2005. С. 145–146.
2. *Готтих Р.П., Писоцкий Б.И.* Распределение вещества на начальной стадии дифференциации восстановленных флюидов // Руды и металлы. 2005. № 3. С. 23–32.
3. *Дистлер В.В., Юдовская М.А.* Газовый транспорт золота и газотранспортные реакции при формировании поликомпонентных месторождений благородных металлов // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: Материалы науч. конф. (Иркутск, 3–7 окт. 2005 г.). Иркутск: Изд-во Института географии СО РАН, 2005. Т. II. С. 90–94.
4. *Зубков В.С. и др.* Конденсированные нафтиды в магматических породах // Материалы XIII науч. семинара "Система "Планета Земля" (нетрадиционные вопросы геологии)", геологический факультет МГУ. М.: РОО Гармония строения Земли и планет, 2005. С. 87–92.
5. *Медведев В.Я., Иванова Л.А.* Экспериментальное исследование переноса рудных и петрогенных компонентов в восстановительном флюиде // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 1. С. 93–95.
6. *Чуканов Н.В. и др.* К вопросу об образовании и геохимической роли битуминозных веществ в пегматитах Хибинского и Ловозерского щелочных массивов (Кольский полуостров, Россия) // Геохимия (в печати).

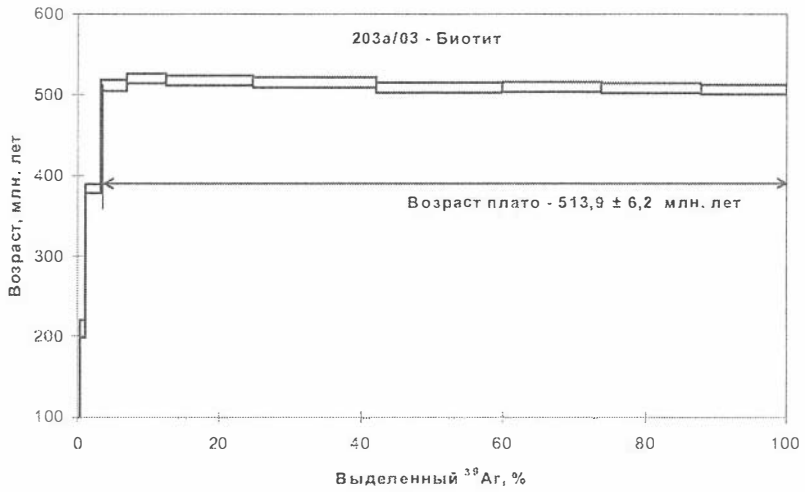
КЕМБРИЙСКИЙ ВОЗРАСТ УРЭГНУРСКОЙ ПЛАТИНОНОСНОЙ ПИКРИТ-БАЗАЛЬТОВОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ)

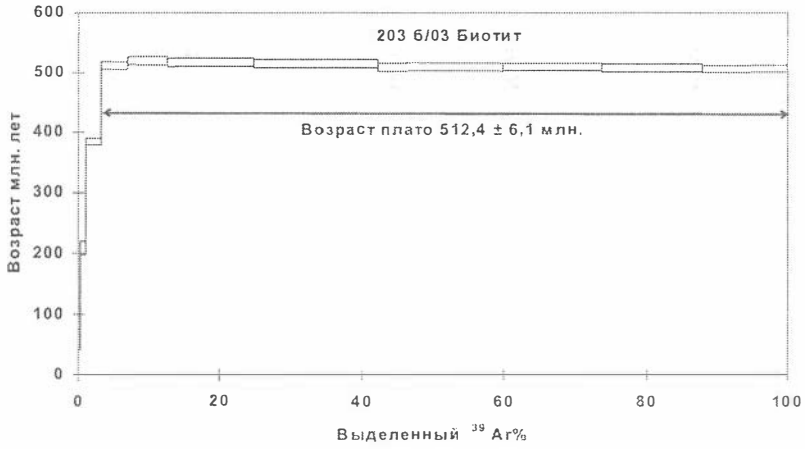
А.Э. Изох[1], Г.В. Поляков[1], А.В. Травин[1], В.М. Калугин[1], Р.А. Шелепаев[1], А.В. Вишневский[1], Т. Оюунчимег[2]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
izokh@uiggm.nsc.ru
[2]Институт геологии и минерального сырья, г. Улан-Батор, Монголия

При разведке и добыче золота по рекам в северных отрогах хр. Хархира в районе оз. Урэг-Нур в россыпях были обнаружены зерна минералов ЭПГ. Исследование зерен платиновых металлов показывает, что преобладающим минералом является Ir-, Rh- и Cu-содержащая изоферроплатина, включающая лаурит, холлингвортит, геверсит и минералы серий боуит–кашинит Rh_2S_3–Ir_2S_3, ирарсит–холлингвортит IrAsS–RhAsS, купородсита-маланита-купроиридсита $CuRh_2S_4$–$CuPt_2S_4$–$CuIr_2S_4$ [2]. В платине встречаются включения хромшпинелидов и силикатов, а также сростки платиноидов с золотом. Набор и состав платиновых минералов характерен для концентрически-зональных ультрамафит-мафитовых комплексов уральско-аляскинского типа. Проведенные полевые исследования и шлиховое опробование показало, что коренным источником изоферроплатины являются небольшие ультрабазит-базитовые массивы пикрит-базальтовой вулканоплутони-

Результаты ^{39}Ar-^{40}Ar-датирования биотитов из пород урэгнурской пикрит-базальтовой ассоциации.





ческой ассоциации, выделенной Н.А. Берзиным в южной части оз. Урэг-Нур. Базальты этого района традиционно относились к раннему девону, а пикриты сопоставлялись с пикродолеритами хр. Цаган-Шибету [1].

Лавы пикритов и их гиалокластиты располагаются среди слабометаморфизованных флишоидных отложений, для которых условно принимается верхнекембрийско-раннеордовикский возраст. Эти же толщи прорываются многочисленными дайками пикритов, пироксеновых порфиритов и долеритов. Дифференцированные ультрамафит-мафитовые интрузивы, сложенные дунитами, верлитами, оливиновыми пироксенитами, амфиболовыми пироксенитами и горнблендитами, прорывают дислоцированные зеленые сланцы, которые могут сопоставляться с верхней частью венд-кембрийской офиолитовой ассоциации. По набору пород и их составу пикрит-базальтовая ассоциация южнее оз. Урэг-Нур отличается от пикродолеритов, широко распространенных в хр. Цаган-Шибету к северу, а также от аналогичных массивов Монгольского Алтая, хр. Хан-Хухэй и Бурен-Хурайской котловины. Она хорошо сопоставляется с эталонной вулканно-плутонической ассоциации Центральной Камчатки.

В связи с неопределенностью возраста нами выполнены Ar-Ar исследования биотитов из пород рассматриваемой ассоциации. Проба 203б-03 отобрана из типовой дайки пикрита к юго-востоку от г. Будун (1886.4) на южном берегу оз. Урэг-Нур, а проба 203а-03 из прорывающего этот пикрит небольшого тела диоритов. Последние, судя по геологическим наблюдениям, являются наиболее молодыми магматическими образованиями в рассматриваемом регионе.

Результаты Ar-Ar исследований монофракций биотитов из этих пород приведены на рисунке. Для монофракции биотита из пикритовой дайки получено хорошее плато, соответствующее возрасту закрытия изотопной системы на 512. 4 ± 6.1 млн лет, что соответствует среднему кембрию. Такой же возраст получен и для биотита из диорита 513.9 ± 6.2 млн лет. Таким образом, полученные нами данные позволяют относить время формирования пикрит-базальтовой ассоциации и комагматичные им плутонические фации к среднему кембрию и сопоставлять их появление с кембро-ордовикским плюмовым этапом, который широко проявился в пределах Центрально-Азиатского складчатого пояса.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64439 и НШ-4933.2006.5.

Литература

1. *Дергунов А.Б.* Каледониды Центральной Азии. М.: Наука, 1989. 192 с.
2. *Izokh A.E., Agafonov L.V., Borisenko A.S. et al.* Kuznetsk Alatau-Altai platinum-bearing belt in West Altai-Sayan fold region (Russia-West Mongolia) // Metallogeny of the Pacific Northwest: Tectonics, Magmatism and Metallogeny of Active Continental Margins: Proceedings of the Interim IAGOD Conference (Vladivostok, 1–20 september, 2004). Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 350–352.

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, МАГМАТИЗМ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ОТДЕЛЬНЫХ ТИПОВЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК АККРЕЦИОННЫХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

Ю.В. Индукаев

Томский государственный университет, г. Томск, Россия
elits@mail2000.ru

Формирование сложных аккреционных покровно-складчатых систем осуществляется длительно, полициклично, в течение огромного промежутка времени. В их геологической истории, в процессе развития палеоокеанического бассейна в складчатые пояса, неоднократно осуществлялась смена геодинамических режимов, периодов растяжения и сжатия, сопровождавшихся образованием разновозрастных систем. Впоследствии они испытали многократные процессы реювенации. В данном случае геодинамика является главным фактором и основной причиной формирования тектонических структур и слагающих их геологических формаций, в том числе магматических и рудных [1]. При этом установлено [2], что определенные группы магматических и рудных формаций выступают в качестве индикаторов конкретных геодинамических режимов (обстановок). Рассмотрим это на отдельных примерах.

В режиме спрединга чаще всего плавление вещества мантии приводит к образованию флюидных пикритовых магм, которые в восстановительной водно-водородной обстановке редко извергаются в нерасщепленном состоянии. Чаще всего они подвергаются собственно магматической дифференциации и дают начало бимодальному базит-ультрабазитовому магматизму. В обстановке растяжения и прогибания земной коры он представлен породами дунит-гарцбургитовых расслоенных интрузивов и излияниями толеитовых базальтов. С переходом к более зрелым сгруктурам островных поднятий в базит-ультрабазитовом магматизме намечается щелочной уклон. Дунит-гарцбургитовые породные ассоциации сменяются при этом дунит-верлитовыми и оливин-клинопироксеновыми с соответствующим возрастанием щелочности основных пород в составе интрузивов и в вулканоплутоничеких фациях. Это ведет к повышению в расплавах отношения содержаний щелочей к кремнезему. Соответственно меняется металлогеническая специализация интрузивов ультрабазитовых формаций. В данном случае оруденение Cr-формации сменяется месторождениями Pt- и Cu-Ni-формаций.

Ультрабазитовый и базитовый магматизм развивается в тесной ассоциации. Они объединены общностью структурных зон размещения магматических тел, а также общим мантийным происхождением. Схема кристаллизационной дифференциации основной магмы изменяется на переходе от собственно рифтогенного ферробазальтового магматизма к щелочно-базальтовому (трахитовому) островных поднятий в океане. В зависимости от глубины развития щелочного уклона в магматизме возможны различные формационные типы щелочных пород. Это определяет, в свою очередь, разные направления магматической дифференциации и металлогенической специализации. Так, с обособлением ийолит-уртитовых магм связано образование карбонатитов с характерной для них концентрацией Nb, Ta и др. В других случаях возможны иные магмы с различной рудной минерализацией (Fe, Fe-Ti, Ti-P, Au и др.).

В условиях формирования позднеостроводужных систем осуществлялось формирование скарновых месторождений железорудной формации (в геодинамической обстановке сжатия).

В пределах трогов, ограниченных зонами глубинных разломов (например, Кандатского и Северо-Саянского и смежных с ними территорий, сложенных породами типичной ассоциацией альпинотипных офиолитов), развиты тела плагиогранитной формации. Они рассматриваются как производные толеитовых магм ("мантийные гранитоиды"), с которыми парагенетически связываются железорудные, Fe-Cu-Au-формации.

В тыловых частях зрелых вулканических островных дуг формируются гранитоиды андезитового ряда по А.В. Таусону [3] (мартайгинский, таннуольский и др.). Орогенный геодинамический режим создает специфические условия для возникновения термоконвективных рудообразующих систем. Данные условия обусловливают высокую степень рудоносности орогенных систем (золоторудные, железорудные, Fe-Co рудные формации).Синколлизионные гранитоиды нормальной и повышенной щелочности, являющиеся продуктами кристаллизации кислых магм известково-щелочного ряда, рудоносны относительно Au, Cu, Fe, Ti и других металлов.

К числу индикаторных относится гранит-лейкократовая магматическая формация и связанные с ней рудные формации редкометалльных месторождений (W, Sn, Li, Pb и др.). Она проявляется во многих регионах складчатых консолидированных систем Азиатского (Монголия, Горный Алтай и др.) и других континентов

(Северная Америка, Скандинавия и т.д.) в континентальную стадию эволюции земной коры. Магматические тела и месторождения приурочены к зонам глубинных разломов, рассекающих жесткие консолидированные (ранее) складчатые структуры в процессе их реювенации.

Литература

1. *Индукаев Ю.В.* Эволюция магматизма и рудогенеза, геодинамические обстановки их проявления в процессе формирования складчатых структур позднерифейско-палеозойского тектономагматического мегациклона Сибири // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Томск, 2000. С. 116–120.
2. *Индукаев Ю.В.* Магматические формации как индикаторы рудогенеза конкретных геодинамических обстановок (режимов) в процессе формирования полициклических складчатых систем // Материалы науч. конф. "Петрология магматических и метаморфических комплексов". Томск, 2004. С. 205–209.
3. *Таусон Л.В.* Геохимические типы и потенциальная рудоносность гранитоидов. М.: Наука, 1977. 280 с.

ЭТАПНОСТЬ И ПОЛИХРОННОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ

Э.Г. Кассандров

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия
kassandrov@sniiggims.ru

Железорудные месторождения складчатых областей, составляющие главную минерально-сырьевую базу металлургических заводов многих стран мира, сформировались в условиях активных континентальных окраин, разновозрастных островных дуг и континентальных рифтогенных структур в период от архея по мезозой включительно. Общими обязательными условиями для их образования являются процессы растяжения земной коры, проявление синхронного вулканизма и эпигенетическое воздействие интрузивного магматизма. При этом в одних случаях преобладал мантийный, а в других – мантийно-коровый источник рудного вещества. Для месторождений характерны этапность и полихронность оруденения.

Первый и один из главных рудонакопительных этапов – **седиментационно-диагенетический**. В результате разгрузки металлоносных гидротерм и флюидов на дне морского водоема происходит накопление рудных илов в условиях различных литофаций – от гравийных до глинистых и карбонатных. Наиболее благоприятны для концентрации рудного материала песчано-глинистые вулканомиктовые литофации с постепенным его выклиниванием как в сторону более грубых осадков, так и в сторону чисто карбонатных образований. Рудные осадки формируются как вдали, так и в непосредственной близости к вулканическим аппаратам, подводным гидротермальным полям, а также в кальдерах и кратерах. Максимум рудоотложения происходил вблизи рифовых построек или на границе областей интенсивного карбонатонакопления, играющих роль геохимических барьеров для кислых металлоносных растворов. При диагенезе осадков в зависимости от окислительно-восстановительного потенциала, литофации и наличия органики, образуются либо чисто окисные, либо смешанные окисные, карбонатные, сульфидные, сульфатные, силикатные и фосфатные минералы железа. В процессе диагенеза завершается формирование железной руды как литифицированного тела. Далее следуют этапы его преобразования.

Этап регионального метаморфизма. Для палеозойских и мезозойских железорудных месторождений региональный метаморфизм обычно соответствует фации зеленых сланцев. За счет слоистых руд образуются сланцевато-полосчатые вкрапленно-зернистые с идиобластическим магнетитом, чешуйчатым гематитом руды. Из других новообразованных минералов характерны хлорит, пирит, сидерит, анкерит и др. Существенного перераспределения рудного вещества не происходит.

Этап приразломного динамотермального метаморфизма связан с развитием крупных зон разломов и смятия. Метаморфизм выражается в интенсивном рассланцевании и брекчировании руд и пород, развитии будинажа, различных деформаций с нарушением морфологии первоначальных рудных залежей. По мнению некоторых исследователей, под воздействием высокотемпературных растворов формировались промышленные залежи магнетитовой руды.

Этап гидротермального метасоматоза. На ряде месторождений отмечается несколько стадий гидротермального метасоматоза в зависимости от количества фаз интрузивного магматизма. Проявления гидротермального метасоматоза достаточно разнообразны от интенсивной альбитизации до скарнообразования. Постмагматическая альбитизация, развитие гидросиликатных метасоматитов и скарнов в контактовых ореолах интрузивных массивов чаще всего почти нацело уничтожают признаки первичного гидротермально-осадочного происхождения руд. Вначале гидротермальный метасоматоз проявлялся под воздействием близповерхностных интрузий, комагматичных вулканогенным породам рудоносной толщи. Далее следуют преобразования руд и вмещающих пород со стороны более поздних, как правило, многофазных батолитового типа плутонов и более сложных интрузивных магматических комплексов орогенной стадии развития подвижных поясов. Преобразование руд идет как в сторону концентрации железа и образования более богатых руд, так и разубоживания их ввиду заимствования железа для формирования скарновых и гидросиликатных минералов в метасоматических зонах.

Многоэтапность и полихронность формирования магнетитовых руд в складчатых областях проявились практически на всех железорудных месторождениях и происходили по одному сценарию, в том числе в последовательности кристаллизации и перекристаллизации главного минерала – магнетита.

Гидротермальный метасоматоз был при этом одним из главных рудоконцентрирующих факторов образования высокотехнологичных богатых и легкообогатимых железных руд.

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭПОХА ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЯ ОБЛАСТИ СОПРЯЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО САЯН

Г.Б. Князев

Томский государственный университет, г. Томск, Россия
kgb@ggf.tsu.tomsk.ru

Нижняя граница кембрия в Восточном Саяне, согласно рабочей стратиграфической схеме, проводится по подошве колпинской свиты. В составе отложений этого возраста рассматриваются сретенские рифогенные известняки Нижнекембрийский возраст колпинских отложений подтверждается находками археоциат, однако в целом их объем достаточно надежно не определен.

Групповые геологические съемки масштаба 1:50 000 в конце прошлого века выявили в бассейнах рек Кизир и Казыр переходные венд-нижнекембрийские отложения в виде железоносной белокитатской свиты. Эти отложения прослежены в западной части Казыр-Кизирского бассейна. Они располагаются согласно на вендских карбонатных отложениях (маетская, овсянковская и чибижекская свиты) и далее налегают на отложения рифея. Таким образом, начало палеозойского цикла может быть отнесено по крайней мере к верхней границе кувайской серии рифея или даже еще ниже, в глубь докембрия.

В кувайское и белокитатское время была заложена железорудная спецификация Казыр-Кизирской структуры в виде железорудных концентраций кремнисто-железистой формации, представленных в настоящее время достаточно крупным Белокитатским месторождением, небольшими Сыдинским и Ильинским месторождениями и серией рудопроявлений в пределах Артемовского антиклинория.

В нижнем кембрии в колпинское время Казыр-Кизирская структура развивается как междуговый бассейн (между Ольховской и Шандынской магматическими дугами), заложенный на рифейском океаническом основании. В связи с Кизирской и Казырско-Байтакской зонами спрединга внутри этой структуры закладываются Моломско-Тарбатский и Канакско-Ефимовский вулканические центры андезито-базальтового вулканизма. С этим периодом связано накопление небольших вулканогенно-осадочных концентраций железа (Чернореченское и, возможно, Болотное месторождения, Покровское проявление и первичные концентрации железа Таятского месторождения).

Начало наиболее концентрированного палеозойского вулканизма связано со второй половиной кембрия (тарбатская, верхнеколпинская и кизирская ситы, тыгдинская серия?) и завершилось в ордовике–нижнем девоне(имирская свита, быскарская серия).

В связи с глубинными разломами , спрединговыми структурами и оперяющими разломными зонами в поднятиях и антиклинорных структурах, фиксированных роями базитовых даек и метагабброидами,

закладываются потоки глубинных флюидов с базальтоидным источником питания. Одна из таких "автономных" флюидных систем сохранилась в пределах Сыдинского выступа рифея, где гидротермальным изменениям (пропилитизации и березитизации) подвергались кувайские сланцы и железистые кварциты Сыдинского месторождения.

Интрузивный магматизм палеозойского цикла начался со становления метагабброидов, затем маинских плагиогранитов, ольховских диорит-гранитных и булкинских (канатикских) диорит-норит-габбровых интрузий. В завершении палеозойского интрузивно-магматического цикла произошло становление граносиенитовых, субщелочных гранитных и сиенитовых интрузий.

Позиция наиболее характерного для района скарнового железооруденения неоднозначна. Железные руды формировались на протяжении всего периода жизни палеозойской тектономагматической системы, формируясь: 1) "стратиформно" вне прямой связи с крупными интрузивными контактами, но в зонах насыщенных малыми интрузивными телами (Тереховское, Таятское, Хабалыкское, Мульгинское месторождения), 2) на контактах с диоритовыми интрузиями (Восточно-Бурлукское, Табратское месторождения), 3) на контактах с гранитными и граносиенитовыми интрузиями с образованием классических скарновых месторождений (Западно-Бурлукское, Ирбинское, Одиночное и Маргозское месторождения).

В истории формирования любого месторождения, кроме ранних скарново-рудных этапов, всегда фиксируются гидротермальные этапы: 1) пропилитовый с формированием актинолит-эпидот-хлорит-кварц-карбонатной минерализации с сульфидами ранней генерации, 2) березитовый с кварц-кальцит-анкерит-хлорити-серицитовой минеральной ассоциацией и с сульфидами поздней генерации, в том числе с кобальтсодержащим пиритом, галенитом и сфалеритом

В бассейнах рек Казыр и Кизир реализованы все основные подтипы контактово-метасоматических месторождений: скаполитовый, известково-скарновый, магнезиально-скарновый, силикатно-скарновый с широким развитием эпидота и амфиболов в дополнение к гранату и пироксену, дашкесанит-пироксеновый.

Скарновые месторождения могут рассматриваться как продукт взаимодействия интрузий и "автономных" гидротермальных систем. Источником железа, возможно, являлись первичные концентрации железа на уровне верхнего докембрия и нижнего кембрия. Гидротермальные растворы "автономных" гидротермальных систем изначально вероятно имели пропилитовую специфику, развиваясь параллельно с флюидно-магматическими системами. В заключительные периоды формирования скарновых месторождений они приводили к гидротермальному изменению скарнов и скарновых руд.

Послерудный пропилитовый гидротермальный этап реализуется после внедрения базитовых даек, сменяясь затем березитовым этапом в связи с дайками диорит-порфиритов и гранит-порфиров.

Наиболее поздние региональные гидротермально-метасоматические процессы выразились в щелочном метасоматозе как в пределах железорудных полей, так и внутри гранитоидных интрузий. Березиты и низкотемпературные хлоритовые щелочные метасоматиты сопровождались свинцово-цинковой, молибденовой, редкометалльной (флюоритовой) и, возможно, золоторудной минерализацией.

РУДНЫЕ РИТМИТЫ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЮГА СИБИРИ

К.Р. Ковалев, Э.Г. Дистанов, И.В. Гаськов, В.А. Акимцев

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
kkr@uiggm.nsc.ru

Изучение ритмичного строения руд и рудных залежей особый интерес представляет на гидротермально-осадочных сульфидных полиметаллических месторождениях, относимых в мировой практике к главному промышленному генетическому типу. Формирование ритмичности в месторождениях этого формационного типа объясняется с разных позиций. Одни исследователи связывают ее с процессами пульсационного поступления металлоносных рассолов в бассейн седиментации и периодическим проявлением сейсмотектонических и вулканических процессов, другие – с постседиментационными преобразованиями на стадиях обезвоживания рудовмещающих осадочных толщ. Рассматривается также вариант послойного

замещения неконсолидированных осадков гидротермальными растворами, поступающими по рудоподводящим разломам. Вопросы ритмичности и зональности изучались нами на крупных полиметаллических месторождениях юга Сибири: Озерном в Западном Забайкалье, Холоднинском в Северном Прибайкалье и Горевском в Енисейском кряже. Ритмичность, как типоморфная особенность этих месторождений, проявляется в закономерном расположении рудоносных горизонтов в стратиграфическом разрезе, многоярусности рудных залежей, а также в широком развитии в них рудных ритмитов. Элементы вертикального зонального распределения рудных компонентов выявляются в пределах рудных тел и в масштабе одного рудного микроритма ритмично-слоистых руд. Месторождения приурочены к эндогенно активным бассейнам рифтогенной природы с некомпенсированным осадконакоплением и проявлениями базальтоидного магматизма. Процесс рифтогенеза характерен для различных геодинамических обстановок. Руды Озерного месторождения формировались в межвулканической депрессионной структуре и приурочены к нижнекембрийским вулканогенно-терригенно-карбонатным толщам турбидитового строения. Руды Холоднинского и Горевского месторождений располагаются в перикратонных прогибах и залегают во флишоидно-турбидитовых углеродисто-кремнисто-черносланцевых и углеродисто-кремнисто-карбонатных толщах верхнего рифея. Рудоотложение на этих месторождениях происходило как в обстановке высокой активности поступления обломочного материала (Озерное), так и низкой энергетической активности осадконакопления (Холоднинское, Горевское), что определило специфику и масштабность рудно-породных ритмов. На Озерном месторождении оруденение дискретно располагается в 1600-метровом разрезе туфогенно-терригенно-карбонатных пород и представлено тремя рудоносными горизонтами и ярусно расположенными в пределах их пластовыми залежами сульфидных руд. Периоды рудонакопления завершают разномасштабные процессы сейсмотектонической и вулканической активности. На Холоднинском и Горевском месторождениях основная масса сульфидных полиметаллических руд сосредоточена компактно в крупных пластово-линзовидных телах с незначительной примесью обломочного материала.

Характерной чертой строения отдельных рудных залежей и разномасштабных рудных ритмов является асимметричное однонаправленное строение. Это проявляется в закономерном изменении компонентного состава руд от подошвы к кровле рудных залежей, структурном рисунке, минералого-геохимических и изотопно-геохимических особенностях различных зон, составляющих рудные ритмы.

Асимметричная зональность рудных залежей. Устанавливаются два типа асимметричной зональности. Подошва пластовых рудных залежей Озерного месторождения обычно обогащена свинцово-цинковыми, а кровля – пиритовыми рудами. Нередко отмечается увеличение сидерита в висячем боку рудных залежей вплоть до формирования пластов сплошных сидеритовых руд. Близкий тип зональности устанавливается и на Горевском месторождении, где основание главной рудной залежи обогащено галенитом, средняя часть – сфалеритом, а кровля – пирротином. Другой тип асимметричной зональности, более обычный для колчеданно-полиметаллических месторождений, устанавливается для главной рудной залежи Холоднинского месторождения, руды которого имеют сульфидно-кремнистый состав. К основанию Главной рудной залежи приурочены медно-колчеданные руды, а к кровле – свинцово-цинковые. В пределах же линзовидного раздува мощностью около 300 м на СВ фланге месторождения по данным опробования и минералогического картирования выделяются четыре крупных ритма, каждый из которых начинается пиритовыми рудами и завершается – свинцово-цинковыми.

Асимметричное строение рудных ритмов. В ритмично-слоистых рудах устанавливается разнообразие рудных ритмов, имеющих двух-трех- и четырехчленное строение. Такие ритмы могут многократно повторяться в метровых и более мощных прослоях сплошных сульфидных руд. По текстурным и минералого-геохимическим критериям устанавливаются ритмы седиментационного, хемогенного и диагенетически-эпигенетического происхождения. Седиментационная природа рудных ритмов определяется градационной сортировкой обломков слоистых сульфидных руд и терригенно-вулканомиктового материала. Мощности таких ритмов могут составлять десятки сантиметров. Наиболее распространены на месторождениях рудные ритмы хемогенного или хемогенно-терригенного происхождения. Типовой хемогенный ритм ритмично-слоистой руды на Озерном месторождении от подошвы к кровле представлен галенит-сфалеритовым агрегатом, пиритом, сидеритом, иногда магнетитом. Для Горевского месторождения соответственно галенитом, сфалеритом, сидеритом и кремнеземом.

В хемогенно-терригенных рудных ритмах в грубообломочной части подошвы градационного ритма формируются сульфидные галенит-сфалерит-пиритовые обособления метаколлоидного облика, размерность которых уменьшается к кровле. В самой верхней части ритма в пелитоморфной массе сохраняются глобулярные агрегаты сульфидов. Галенит и сфалерит подошвы ритмов характеризуются более тяжелым изотопным составом серы, нежели сера пирита кровли. Ритмы диагенетически-эпигенетического происхождения представлены ритмичным послойным новообразованием порфиробластов арсенопирита,

пирита, хлоритоида, карбонатов, сульфидно-карбонатных нодулей. Такие руды имеют бурундучное строение.

На Холоднинском месторождении преобладают тонкоритмичные кремнисто-сульфидные руды без четкой дифференциации рудных компонентов по мощности ритмов. Вместе с тем встречаются пирит-сфалеритовые (+галенит) руды ритмичного строения, однако положение компонентов в ритме не всегда определяется однозначно.

Таким образом, на рассмотренных месторождениях выявляются два типа асимметричной зональности пластовых рудных залежей. На месторождениях с существенно карбонатным составом рудовмещающих пород сульфиды свинца и цинка отлагаются в подошве рудных залежей, а сульфиды железа – в кровле. На месторождении с кремнистым составом руд отмечается обратная зональность. Асимметричная зональность в рудных телах и рудных ритмах может служить доказательством осаждения руд из придонных рудоносных рассолов и надежным инструментом при картировании пластовых рудных залежей на метаморфизованных месторождениях.

ЭТАПНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА СУЗДАЛЬСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ЗАПАДНОЙ КАЛБЫ (КАЗАХСТАН)

К.Р. Ковалев, Ю.А. Калинин, Е.А. Наумов, В.В. Колпаков, М.В. Баулина

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
kkr@uiggm.nsc.ru

С использованием современных методов исследования (микрозонд, сканирующий электронный микроскоп, сцинтилляционный анализ, НАА и др.) изучен состав руд и вмещающих пород на Суздальском золото-сульфидном месторождении в Казахстане и получены следующие результаты. Установлены три этапа формирования золоторудной минерализации:

1) первичное накопление тонкодисперсных минеральных фаз золото-сульфидной минерализации, слоистых сульфидных руд и железомарганцевых карбонатов в углеродисто-терригенно-карбонатных толщах и околорифовых фациях в пределах локальных депрессионных структур. Золото в этих отложениях присутствует в концентрациях на один-два порядка превышающих кларковый уровень;

2) складчато-надвиговые движения, внедрение гранитоидов, проявление в контактовых и локальных тектонических зонах процессов скарнирования и гидротермально-метасоматической проработки рудовмещающих толщ, сопровождаемые регенерацией рудных и нерудных компонентов. На этом этапе в основном отлагается золото, связанное с перекристаллизованными сульфидами;

3) определенное влияние на формирование окончательного облика золотого оруденения Суздальского месторождения оказал глубинный Чарско-Горностаевский разлом, трассируемый гипербазитами. В зонах наиболее богатого золотого оруденения, связанного с поздней низкотемпературной кварц-карбонатной минерализацией, на месторождении устанавливаются аномально высокие концентрации Hg и Ni. Золото здесь отлагается преимущественно в самородном виде.

Суздальское месторождение располагается в пределах Западно-Калбинского золотоносного пояса и приурочено к зоне сопряжения Чарско-Горностаевского глубинного разлома и Суздальского разлома. В геологическом строении его участвуют брекчированные и окварцованные известняки, известковистые гравелиты и алевролиты аркалыкской свиты (C_1), углисто-глинистые алевролиты серпуховского яруса (C_1), осадочные отложения майтюбинской свиты (C_2). В рудном поле месторождения в пределах полосы северо-восточного простирания протяженностью около 4 км и шириной 350–400 м выявлены четыре рудные зоны. Они представлены прожилково-вкрапленным сульфидным оруденением в количестве от 0.5 до 10–15 % и выделяются только по результатам опробования. На месторождении проявлена золотоносная кора выветривания каолинитового состава линейного и линейно-площадного типа мощностью до 70 м. Самородное золото из коры выветривания преимущественно мелкое и тонкое с преобладающим размером зерен от десятков до сотен микрон, характеризуется большим разнообразием морфологических форм. Отмечаются срастания с гидроксидами железа и кварцем. Проанализированное золото, отобранное из различных участков коры

выветривания, характеризуется близким составом, высокопробное, практически без примеси меди, серебра и ртути.

Эндогенные золоторудные зоны представлены в разной степени сульфидизированными и измененными слоистыми углеродистыми алевропелитами, карбонатно-кремнистыми пелитоморфными породами, углеродистыми мелко- и крупнообломочными органогенными известняками. В слабоизмененных углеродистых известковистых алевропелитах и гравелитах сульфиды представлены тонкодисперсными выделениями глобулярного и тонкозернистого пирита и пирротином. При анализе на сканирующем электронном микроскопе в этих породах обнаружены субмикроскопические включения арсенопирита, минералов сурьмы, меди, свинца, цинка и Fe-Mn-карбонаты. По данным спектрохимического и нейтронно-активационного анализов золото в них присутствует в количестве от 10 до первых сотен мг/т при среднем значении в укрупненной пробе 0.1 г/т. Очевидно с процессами седиментогенеза также связано формирование массивных серых кварцитов с тонкодисперсной пирит-арсенопиритовой минерализацией. Они в значительной степени проработаны гнездово-прожилковой кварц-карбонатной минерализацией с крупнозернистым пиритом, марказитом, халькопиритом и блеклой рудой. Золотоносность этих пород, по нашим данным, достигает первых г/т.

Наиболее богатые золотом руды месторождения (рудное тело 1) представлены осветленным, сульфидизированным, карбонатизированным и окварцованным крупноглыбовым "меланжем". Обломки в таких породах сложены мраморизованными и органогенными известняками, вкрапленно-слоистыми пирит-арсенопирит-карбонатными рудами, а также слоистыми пелитоморфными известковисто-кремнистыми породами. В них обнаружены гранат, замещенный слюдисто-хлоритовым агрегатом, энстатит и псевдоморфозы карбоната по волластониту. При микроскопическом изучении таких полимиктовых брекчий устанавливаются две морфогенетические разности золота. Максимальные концентрации золота приурочиваются к обломкам перекристаллизованных руд и сульфидизированных пород и к обрамляющим их ореолам кварц-карбонатной проработки. Рудные обломки представлены вкрапленной и послойной вкрапленностью пирита и арсенопирита, имеющего своеобразную пластинчатую форму. Арсенопирит, реже пирит, содержит субмикроскопические вкрапленные и ксеноморфные выделения золота размером до 5–10 мкм и мельче. Другое свободное золото обнаружено во вмещающей кварц-карбонатно-слюдистой массе с обильными выделениями рутила. Оно часто образует тонкие ветвистые агрегаты и характеризуется ярко-желтой окраской. В рудах встречаются также халькопирит, сфалерит, блеклая руда и вкрапления антимонита. Из сульфидизированных брекчий нами было выделено максимальное количество самородного золота. В ассоциации с ним встречается киноварь, а в отдельных его зернах в виде включений и нарастаний были определены аурostибит, маухерит, ульманнит, пирит, арсенопирит, рутил. В золотосодержащем арсенопирите отмечается повышенное содержание сурьмы (до 0.87 мас. %).

По данным сцинтилляционного анализа основная масса золотых частиц в этом типе минерализации имеет размеры 3–9 мкм. Золото характеризуется широким разнообразием морфологических форм. Вокруг кристаллов и округлых зерен золота соломенной окраски часто отмечается нарастание ажурного коралловидного золото-пиритового агрегата в слюдисто-кварц-кальцитовой массе. Это позднее золото характеризуется желтой окраской и высокой пробностью. Анализ 140 зерен Au, полученных из протолочек, показал, что преобладает золото с пробностью 930–950 ‰. Около трети зерен характеризуется широкими вариациями состава в центральных и краевых частях. Содержание серебра в краевых зонах достигает 32.3 мас.%. В таком золоте отмечается примесь ртути (до 0.2 мас.%).

Таким образом, учитывая общую геодинамическую позицию месторождения в пределах золотоносного Западно-Калбинского металлогенического пояса, состав и строение рудовмещающих толщ, и многообразие геологических процессов, фиксируемых в типах минерализации, можно говорить о полигенном характере оруденения на Суздальском месторождении.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05-64697.

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ПОРФИРОВО-ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ: ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ РУД, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ, ФАКТОРЫ КРУПНОМАСШТАБНОГО КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ЗОЛОТА

В.А. Коваленкер[1], А.С. Борисенко[2], В.Ю. Прокофьев[1], В.И. Сотников[2], А.А. Боровиков[2], О.Ю. Плотинская[1]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
kva@igem.ru
[2] Институт геологии и минералогии СО РАН, Новосибирск, Россия
borisenko@uiggm.nsc.ru

В настоящее время порфировые и эпитермальные месторождения занимают лидирующие позиции среди важнейших мировых источников золота, серебра, меди, других цветных и редких металлов [1]. Особый интерес, как теоретический, так и практический, представляют случаи пространственного совмещения золото-медно-порфировых и золоторудных эпитермальных месторождений в рамках единых рудных районов и полей, суммарные запасы золота в которых могут достигать многих сотен и, даже, первых тысяч тонн. Имеются многочисленные примеры пространственно ассоциированных месторождений порфирового и эпитермального типов [2–6 и др.]. Авторы в течение многих лет с разной степенью детальности проводили исследования в рудных полях с совмещенной порфирово-эпитермальной крупномасштабной Au-Cu минерализацией в Алмалыкском и Кочбулакском рудных районах Срединного Тянь-Шаня, в рудных районах Монголо-Охотского складчатого пояса, Центрально-Словацком, Апусенском, Борском и Центрально-Среднегорском рудных районах Карпато-Балканской провинции.

Авторские и литературные данные свидетельствуют о том, что в рудных районах с крупномасштабными концентрациями золота в порфировых, скарновых и эпитермальных месторождениях объекты разного глубинного уровня тесно сопряжены в пространстве и во времени, образуя закономерные ряды, а их геохимический профиль, как правило, совпадает. Это дает основание рассматривать указанные месторождения как производные единых рудообразующих систем. Такой особый, приуроченный к вулканоструктурам, тип рудообразующих флюидно-магматических систем, назван нами порфирово-эпитермальными системами (ПЭС) [7]. Их активность приводит к крупномасштабному концентрированию золота на разных глубинных уровнях систем порфирового, эпитермального и скарнового типов. Учитывая небольшие в целом размеры ПЭС, которые в большинстве случаев ограничены собственно вулканоструктурами, эти системы обладают уникальной способностью концентрирования золота. В докладе рассматриваются разработанные для разных геодинамических обстановок ситуационные и генетические модели ПЭС. В них охарактеризованы минералого-геохимические особенности эпитермальной и более глубинной порфировой и скарновой минерализации, типы связанных с ними гидротермальных изменений вмещающих пород, источники, физико-химические параметры и состав минералообразующих флюидов, пути их циркуляции, а также основные факторы крупномасштабного концентрирования золота.

В соответствии с развиваемой нами обобщенной генетической моделью интервал рудоотложения в ПЭС составляет 3–4 км от "синрудной" поверхности. Выделены два уровня глубинности: гипабиссальный (2–3.5 км) – с преимущественным развитием порфирового, скарнового и субэпитермального типов оруденения, и субвулканический, приповерхностный (от палеоповерхности до 1.5 км) – с эпитермальными месторождениями. Эпитермальное оруденение обычно отделено от порфирового интервалом протяженностью до нескольких сотен метров. Оно располагается или непосредственно над порфировым, или даже пространственно совмещается с ним. При этом наиболее часто вблизи от порфирового оруденения и субвулканических интрузий располагается Au-Cu эпитермальная минерализация высокосульфидизированного (HS) типа, тогда как Au-Ag эпитермальные месторождения низкосульфидизированного (LS) типа обычно приурочены к периферийным частям ПЭС. В порфировой обстановке рудная минерализация, как правило, представлена ассоциациями простых сульфидов и оксидов (пирит+магнетит+халькопирит, борнит+халькозин). На эпитермальном уровне оруденение более разнообразно: здесь присутствуют и сульфиды, и селениды, и(или) теллуриды, а также As-, Sb и(или) Bi-сульфосоли.

В обеспечении активности ПЭС магматизм играет важную роль не только как источник энергии, но также как источник флюидов, лигандов и металлов. Магматические компоненты имеют большое значение при формировании порфировой, скарновой и эпитермальной минерализации особенно HS типа. Результаты изучения расплавных и флюидных включений, стабильных и радиогенных изотопов показывают, что проявленные на верхних уровнях ПЭС зоны интенсивной аргиллизации формируются окисленными, кислыми

флюидами, образованными в результате конденсации обогащенной магматическими летучими компонентами (SO_2, HCl, HF) паровой фазы в развитых на этих горизонтах экзогенных вод. В то же время одним из наиболее вероятных механизмов формирования эпитермальных минералообразующих растворов, отлагавших Au-Cu эпитермальное оруденение HS типа, может быть прогрессивное смешение обогащенных рудными металлами поднимающихся магматических летучих, магматического рассола или менее соленого магматического флюида с метеорной водой на путях ее циркуляции.

В качестве важного механизма крупномасштабного концентрирования золота в бонанцевых эпитермальных рудах нами привлекается модель двухступенчатого его накопления. Первая ступень связана с внедрением магматических тел на ранней стадии, в результате чего на нижний порфировый уровень системы привносятся крупные массы золота, образующие низкосортные (1–0.5 г/т) концентрации в порфировых рудах. На следующей, второй ступени, рассеянное в сульфидах порфировых руд золото может быть мобилизовано циркулирующими обогащенными H_2S флюидами, в том числе и не магматического происхождения, и сконцентрировано на более высоком эпитермальном уровне ПЭС.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 04-05-64407, 04-05-65196, 04-05-64238, 04-05-64399, 05-05-64422.

Литература

1. *Некрасов Е.М.* Крупные эндогенные золоторудные месторождения поддерживают высокий уровень добычи золота в мире // Геология руд. месторождений. 2004. Т. 47, № 3. С. 203–210.
2. *Arribas A.A. et al.* Contemporaneous formation of adjacent porphyry and epithermal Cu-Au deposits over 300 ka in northern Luzon, Philippines // Geology. 1995. V. 23. P. 337–340.
3. *Hedenquist J.W. et al.* Evolution of an intrusion-centered hydrothermal system: Far Southwest-Lepanto porphyry and epithermal Cu-Au deposits, Philippines // Econ. Geol. 1998.V. 93. P. 373–404.
4. *Muller D. et al.* The transition from porphyry- to epithermal-style gold mineralization at Ladolam, Lihir Island, Papua New Guinea: a reconnaissance study // Mineralium Deposita, 2002. V. 37. P. 61–74.
5. *Muntean J.L., Einaudi M.T.* Porphyry-epithermal transition: Maricunga belt, Northern Chile // Econ. Geol. 2001. V. 96. P. 743–772.
6. *Sillitoe R.H.* Characteristics and controls of the largest porphyry Cu-Au and epithermal Au deposits in the circum-Pacific region // Aust. J. Earth Sci. 1997. V. 44. P. 373–388.
7. *Kovalenker V.A.* Porphyry-epithermal ore-forming systems: contours of problem // Proceedings of the International scientific and practical geological conference "Problems of ore deposits and maximizing the prospecting efficiency". Tashkent: IMR, 2003. P.148–149.

РУДОНОСНОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ АНГРЕНСКОГО КАОЛИН-БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

А.А. Колдаев, Н.Я. Безделига

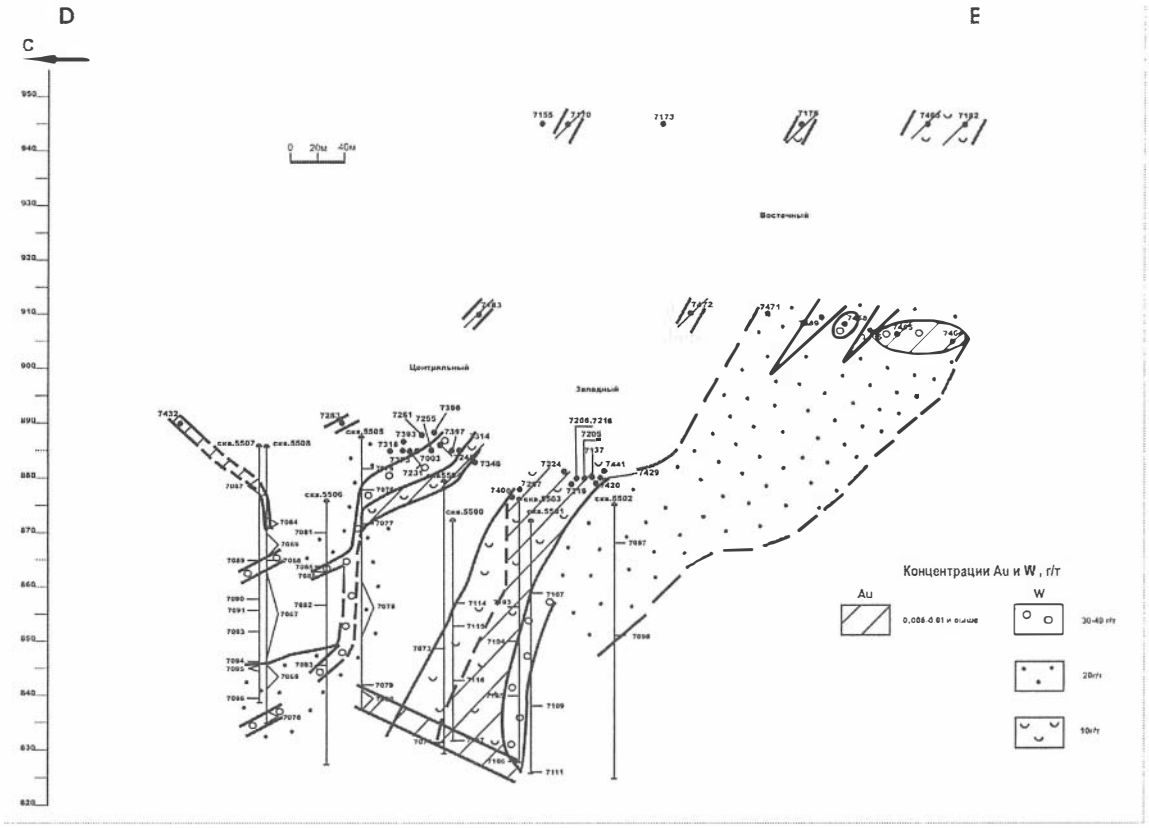
Институт геологии и геофизики АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
koldaev@globalnet.uz

Проведенное нами в 2003–2005 гг. изучение каолинов Ангренского каолин-буроугольного месторождения показало наличие гидротермально-метасоматических образований, развитых по вулканитам P? [5, 7]. Ранее эти породы считались продуктами нижнеюрской коры выветривания [1–3, 8].

Метасоматиты установлены на площади 0.7 км² в каолиновом карьере 1 и к востоку от него и выделены как Центральный, Западный и Восточный участки. Они представлены аргиллизитами и кремнисто-карбонат-каолинитовыми породами [7].

Исследования отобранного на поверхности и сохранившегося кернового материала скважин, изученное различными видами анализов (спектральным полуколичественным, золото-спектральным, инструментальным нейтронно-активационным), показали постоянно высокие (до ураганных) содержания Ba, Mn, K и повышенные, в сравнении с кларковыми, концентрации Au, As и реже Sb, Hg и W.

Установлено, что Ba находится в виде барита, образующего систему мелких (мощность 0.2–1.5 см, протяженность до 3.5–5 м) круто или полого падающих прожилков. Гомогенизация двухфазовых газово-



Распределение концентраций W и Au на вертикальной пресс-проекции.

жидких включений в жильном барите происходит при T 265–306 °С и более, в крупнокристаллическом (выполняет полости) – при T 115–144 °С и редко выше – 224 °С; Mn входит в состав карбоната (доломита) кремнисто-карбонат-каолинитовых метасоматитов; Sb, по-видимому, также в состав красно-бурых охр, где их содержания достигают свыше 50 г/т; As входит в состав дисульфидов железа, образующих рассеянную мелко-микрозернистую вкрапленность либо агрегатные сростки с каолинитом в виде линз (3 × 5 см) или реже гнезда (3 × 12 см). Формы нахождения Au и W не установлены.

Для выяснения природы и характера столь повышенных концентраций элементов в метасоматитах нами проведен анализ их распределения на горизонтальных и вертикальных плоскостях. Полученные результаты анализа и интерпретации имеющихся на сегодня данных сводятся к следующему.

Характер распределения контуров значимых концентраций элементов – Au, W (см. рисунок), Ba , Mn, K, As, Sb и Hg на изученной площади показывает их приуроченность к зонам преимущественно субмеридионального до СЗ и в меньшей мере – субширотного и СВ простирания, являющихся по сути сетью взаимно пересекающихся и сочленяющихся на разных уровнях разломов; контуры значимых концентраций перечисленных элементов соответствуют рудным телам.

Прямая корреляция вышеперечисленных элементов как на горизонтальной, так и вертикальной пресс-проекциях свидетельствует об их близкоодновременном формировании из комплексных рудоносных гидротермальных растворов в приповерхностной апикальной части установленной концентрической рудной зональности. Подтверждением этому является наличие фрагментов концентрической в плане (K, W) и симметричной в проекции зональности со сменой от центра к флангам K→W, Au, As→Ba→Mn →Sb, Hg.

Проведенный анализ полученных данных позволяет констатировать следующее.

1. Геохимическая ассоциация элементов с высокими коэффициентами корреляции в зонах разломов, рудная концентрическая зональность и метасоматические изменения пород указывают на возможность проявления на изученной площади гидротермального золото-сульфидного оруденения, широко проявленного как в Кураминском регионе, так и Ангренском рудном районе. Исследованная площадь является продолжением Кайрагачской рудной зоны, где коренное золотое оруденение (месторождения Кайрагач и Катта-Баг) находится в метасоматитах [4].

2. Установленные прямые признаки апикальной части коренного золотого оруденения на изученной площади могут иметь практический интерес.

3. Повышенные концентрации Sc в совокупности с акцессориями ильменита и рутила в изученных метасоматитах являются прямыми признаками развития последних по вулканитам основного состава [5].

Литература

1. *Захаревич В.А.* Условия формирования угленосной толщи Ангрена // Тр.треста "Средазугольразведка". Вып. 1. Ташкент, 1950. С. 11–77.
2. *Захаревич В.А.* Очерк геологии Ангренского каолино-угольного месторождения. Ташкент: ФАН, 1966. 129 с.
3. *Климанов Е.В.* О металлоносности юрских толщ Ангренского каолин-буроугольного месторождения // Geologia va mineral resurslar. 2002. № 2. С. 23–27.
4. *Коваленкер В.А.* Эпитермальные флюидно-магматические системы: источники воды, состав рудообразующих растворов, параметры минералообразования) // Минералообразующие флюиды и рудогенез: Материалы Междунар. симпоз. (совместно с APIFIS-II). Ташкент, 1998. С. 112–115.
5. *Колдаев А.А.* Генезис каолинов Ангрена и баритовая минерализация // Проблемы рудных месторождений и повышения эффективности геологоразведочных работ: Тр. Междунар. науч.-практ. конф. Ташкент, 2002. С. 310–311.
6. *Колдаев А.А.* Возможности использования корреляционных связей титана, скандия и циркония для поисков россыпных месторождений // XIV Междунар. конф. "Россыпи и коры выветривания". Пермь, 2005. С. 109–110.
7. *Колдаев А.А., Безделига Н.Я.* Метасоматиты Ангренского каолин-буроугольного месторождения // Geologia va mineral resurslar. 2005. № 3. С. 31–35.
8. *Петров Н.П., Рубанов И.В.* Каолины Ангрена. Ташкент: Изд. АН УзССР, 1960. 151 с.

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛОРА (СЕВЕРНОЕ ПРИОХОТЬЕ)

Е.Е. Колова, Н.Е. Савва

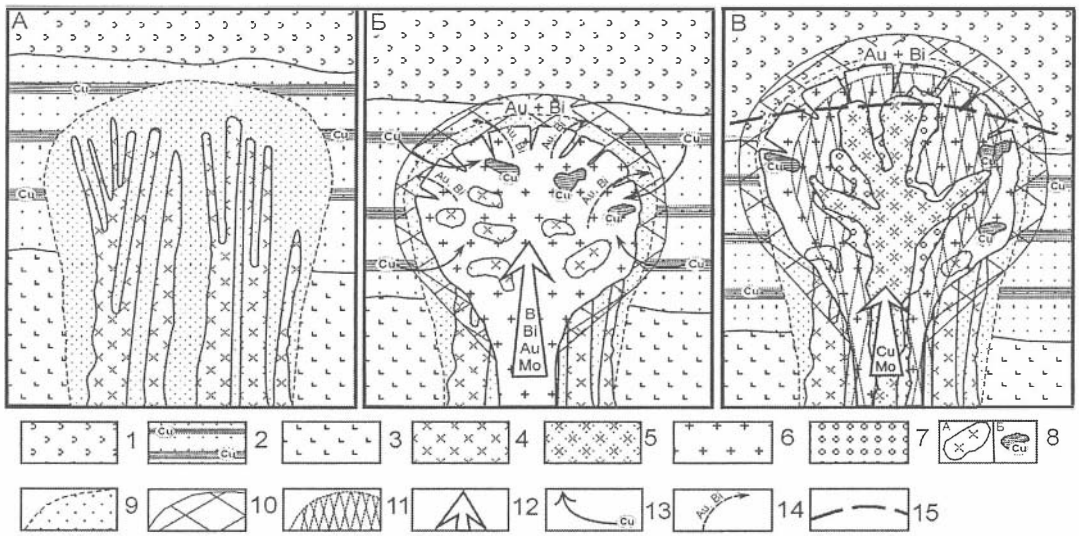
Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, Россия
kolova@neisri.magadan.ru

Месторождение Лора расположено на п-ове Кони-Пьягина, в пределах плосковершинного водораздела рек Накхатанджа, Мэлдек, Халанчикан в 18–20 км к северу от залива Бабушкина. Оно приурочено к Мэлдекской интрузивно-купольной структуре, входящей в состав Удско-Мургальского окраинно-континентального пояса [1], наложенного на триас-позднеюрские островодужные комплексы. Площадь месторождения порядка 10 км^2. Оно было выявлено и частично разведано Тальничным ГГСО в 1982–1986 гг. (Ю.Ю. Воробьев, Ф.Н. Васецкий).

Породы рамы представлены интрузивными образованиями раннемелового возраста, среди которых преобладают средне-крупнозернистые роговообманково-биотитовые гранодиориты с переходами в тоналиты. Рудное ядро сложено штокообразными телами – гранодиорит-порфиров, кварцевых диоритов, диоритовых порфиритов, с которыми пространственно связано Cu-Mo оруденение порфирового типа. Породы ядра фрагментарно выходят на дневную поверхность, основная их часть, перекрыта породами рамы. Внедрение продуктивных меде- и молибденоносных диоритовых порфиритов сопровождалось взламыванием пород мегасвода с образованием эксплозивных брекчий.

Cu-Mo-руды локализованы в кварц-сульфидных, кварц-хлорит-сульфидных, сульфидных прожилках и в виде вкрапленности. Содержание полезных компонентов в рудах колеблются в широких пределах: в гранодиоритах содержания Cu от 0.07 до 0.6 %, в диоритовых порфиритах – более 1 %. Содержания Mo варьируют от 0.007 до 0.05 % и от 0.3 до 7 г/т соответственно, Au – 0.02 г/т [2].

В размещении гидротермальных изменений отмечается характерная для месторождений порфирового типа зональность. Центральная зона – калиевые изменения (биотит, кварц, полевой шпат) диаметром 700–900 м – пространственно совмещена с разрозненными мелкими выходами диоритовых порфиритов и эксплозивных брекчий. Периферийная – серицитизация, эпидотизация, окварцевание – концентрически обрамляет зону калиевых изменений и в южном, юго-восточном направлении прослеживается на 3–4 км. Именно на этом фланге к ней примыкает кварц-мусковит-турмалиновая зона мощностью 300–500 м.



Модель формирования Cu-Mo-порфирового месторождения Лора по стадиям: А – внедрение диоритов I фазы; Б – формирование гранитоидного плутона; В – внедрение диоритов II фазы:

1 – вулканогенно-осадочные образования ОЧВП (K_{1-2}); *2* – осадочно-вулканогенные образования Тайгоносской геосинклинальной зоны (J_1) с Cu-колчеданными залежами; *3* – островодужные базальты; *4* – диориты I фазы; *5* – диориты II фазы; *6* – гранодиориты (Средненский магматогенный свод); *7* – эруптивные брекчии; *8* – ксенолиты: *А* – диоритов I фазы; *Б* – Cu-колчеданного материала; *9–11* – продукты метасоматического изменения и штокверкообразования по стадиям: 9 – окварцевание; *10* – грейзенезация, турмалинизация, сульфидизация; *11* – эпидотизация, калишпатизация, биотитизация, хлоритизация; *12–14* – направления миграции рудообразующих растворов: *12* – магматогенных, *13* – активизированных метеорных, *14* – смешанных; *15* – современный эрозионный срез.

В процессе документации канав авторами установлено, что турмалиновые грейзены и зоны турмалинизации образовали мощный чехол вокруг интрузивно-купольной Мэлдекской структуры, а Cu-оруденение, связанное с внедрением диоритов II фазы, наложено на грейзены, что приводит к замещению турмалина актинолитом.

В породах рамы широко развит магнетит и повсеместно с различной интенсивностью проявлена пиритизация, в меньшей степени развита Cu-минерализация. Основное Cu-оруденение развито в ядре и представлено в основном халькопиритом, борнитом, малахитом, азуритом, ковеллином. Молибденовая минерализация представлена молибденитом и повеллитом, обычно тесно ассоциирующими с эпидотом. В рудах весьма убого проявлена галенит-сфалерит-блеклорудная минерализация, характерная для верхнерудных горизонтов порфировых месторождений.

Полученные к настоящему времени минералого-геохимические данные и полевые наблюдения о пространственно-временных взаимоотношениях минеральных парагенезисов позволяют представить модель формирования Cu-Mo-оруденения порфирового типа на месторождении Лора в следующем виде (см. рисунок):

I этап – внедрение интрузий диоритов I фазы; контактовый метасоматоз – окварцевание (см. рисунок, А).

II этап – внедрение интрузии гранодиоритов с постепенным подъемом вверх; формирование купольной структуры; пневматолиз с образованием мощной оболочки турмалин-мусковитовых грейзенов вокруг интрузива, а также пегматоидных тел и жил с турмалином; автометасоматоз – альбитизация, окварцевание, гидрослюдизация, пиритизация; привнос B, Bi, Au, Mo Te?связан с интрузивным расплавом, Cu с ксенолитами колчеданных залежей и активизированными метеорными водами; формирование околоинтрузивного золото-висмутового оруденения [3] (см. рисунок, Б).

III этап – внедрение интрузиии диоритов II фазы (большой интрузивной силы) с образованием эруптивных брекчий; автометасоматоз – биотитизация, эпидотизация, хлоритизация, калишпатизация, сульфидизация; мощный привнос Cu, Mo с отложением основной массы рудных минералов – халькопирита, молибденита и формированием поздних кварц-полевошпат-молибденитовых жил (см. рисунок,В).

Литература

1. *Парфенов Л.М.* Континентальные окраины и островные дуги мезозоид Северо-Востока Азии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. 192 с.

2. *Радченко Ю.И., Шубин С.А., Ртищева Л.И., Савва Н.Е.* Геологическая позиция и этапы формирования Cu-Mo месторождения Лора // Проблемы геологии и металлогении Северо-Востока Азии на рубеже тысячелетий. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2001. Т. 2. С. 70–73.
3. *Савва Н.Е., Колова Е.Е.* Минералого-геохимические типы золотого оруденения на п-ове Кони-Пьягина (Кони-Мургальская металлогеническая зона) // Наука Северо-Востока России – начало века: Материалы Всерос. науч. конф., посвященной памяти К.В. Симакова и в честь его 70-летия (Магадан, 26–28 апр. 2005 г.). Магадан: СВНЦ ДВО РАН, 2005. С. 210–214.

ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОНАЦИТА КАК ИНДИКАТОРА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ

Г.Р. Колонин[1], М.А. Федорин[1], Г.П. Широносова[1], В.А. Бобров[1], Ю.П. Колмогоров[1], С.В. Палесский[1], В.В. Кривенцов[2]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
kolon@uiggm.nsc.ru
[2]Институт катализа СО РАН, г. Новосибирск, Россия

В настоящее время для решения кардинальных проблем петрологии и рудообразования широко привлекаются данные по распределению РЗЭ и других редких элементов в магматических и метаморфических породах. Представляется, что эффективность такого подхода существенно возрастет в случае перехода на систематическое изучение спектров распределения редких земель и других рассеянных элементов *на минеральном уровне*. Одним из первых претендентов на подобную роль является монацит – самый распространенный собственно редкоземельный минерал, отличающийся к тому же исключительно разнообразными условиями образования. Прежде всего это магматические породы гранитоидного и щелочного рядов, включая пегматиты и карбонатиты, а также разнообразные типы гидротермальных жил от высокотемпературных редкометалльных до альпийского типа. Кроме того, это и метаморфические породы; в частности гнейсы, амфиболиты, зеленые и черные сланцы. Полигенный характер монацита и предопределяет существенные различия в спектрах распределения РЗЭ и других компонентов.

Другой предпосылкой, обостряющей интерес к изучению состава монацита, служит впервые сделанное еще Билибиным обобщение о разделении гранитов на монацито- и ортитоносные типы, отличающихся друг от друга величиной отношения (Ca+Na+K)/4Al: если в первом случае оно близко к единице, то во втором гораздо выше. С тех же позиций выступили Тугаринов и Вайнштейн (1959), предложившие несколько иную формулу разделения двух типов Р-содержащих гранитов:

апатит, сфен, ортит $\leftarrow 1 < \Sigma(Na + K + 2Ca)/2Al < 1 \rightarrow$ монацит, ксенотим.

Кроме того, нами принимались во внимание выводы Ляховича (1962) об особенностях состава монацита из гранитов разных типов, известные данные об отличии состава РЗЭ в монацитах из гранитов и карбонатитов (Ганзеев, 1996), результаты изучения монацитов Приазовья (Лазаренко и др., 1982), а также наиболее полные сводки Семенова (1963, 2000).

Материалом для исследования послужила собранная коллекция примерно из 50 образцов монацита не только месторождений России, но и зарубежных, которые были получены благодаря содействию Минералогического музея РАН им. А.Е. Ферсмана, Музея истории Земли им. В.И. Вернадского, а также ряда московских коллег (А.А Кременецкий, ИМГРЭ; И.И. Куприянова и С.В. Соколов, ВИМС и др.). Для изучения состава катионной части примерно сорока образцов монацита были использованы как возможности Аналитического центра ОИГГМ СО РАН, так и методы ИНАА (реактор в Томске) и РФА-СИ (Центр синхротронного излучения при ИЯФ СО РАН).

Основной задачей на данном этапе работы было выявление типохимических особенностей распределения РЗЭ для основных генетических разновидностей монацитов собранной коллекции – "желтых" из гранитов и пегматитов, "серых" их разновидностей из метаморфогенных пород и оранжевого монацита во флюорите месторождения Яури-Йоки, Кольский полуостров. В качестве примера представлена выборка пяти РФА-СИ анализов генетически различных монацитов, иллюстрирующая возможности и характер проделанной работы (см. таблицу).

Важным новым аспектом наших исследований стало прямое измерение валентности Eu в аномально обогащенном этим элементом "сером" монаците из Испании, проведенное с помощью метода XANES

Результаты РФА-СИ анализа монацитов из ИМГРЭ и ВИМСа (ppm)

№ п/п	Y	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Yb	Lu
1	1331	24658	63490	10476	39478	7214	1772	4332	151	642	8	59	0	76
2	2838	87097	194471	29964	109715	17112	3272	6563	321	1263	26	151	0	0
3	1465	80788	171357	20180	50801	7429	348	2510	0	675	20	35	0	85
4	12000	87279	137529	22733	63444	10171	348	7764	685	4918	369	2850	1830	0
5	21333	71497	172844	18210	75892	11114	655	7662	870	3457	885	938	175	75

Примечание: 1 и 2 – "серые" монациты из Испании и Заира; 3 – включения оранжевого монацита в фиолетовом флюорите с месторождения Яури-Йоки, Кольский полуостров; 4 и 5 – "желтые" монациты с Мадагаскара и из Вьетнама.

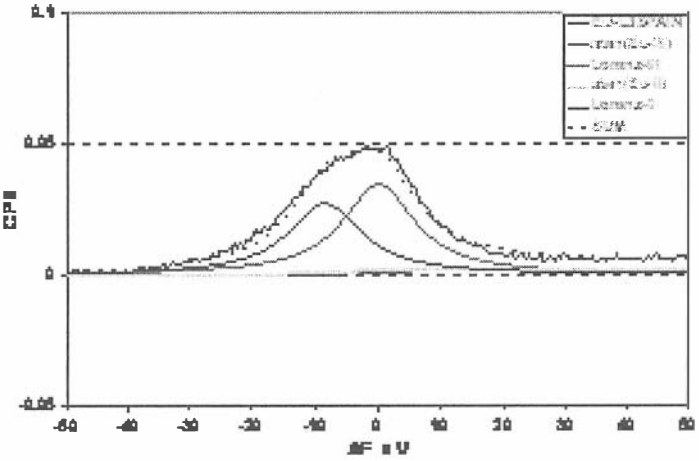


Рис. 1. XANES-спектры вблизи L3-края поглощения Eu образца серого монацита из Испании (коллекция А.А. Кременецкого). Показаны аппроксимации скачка поглощения (тангенциальная) и резонансного пика (лоренциан).

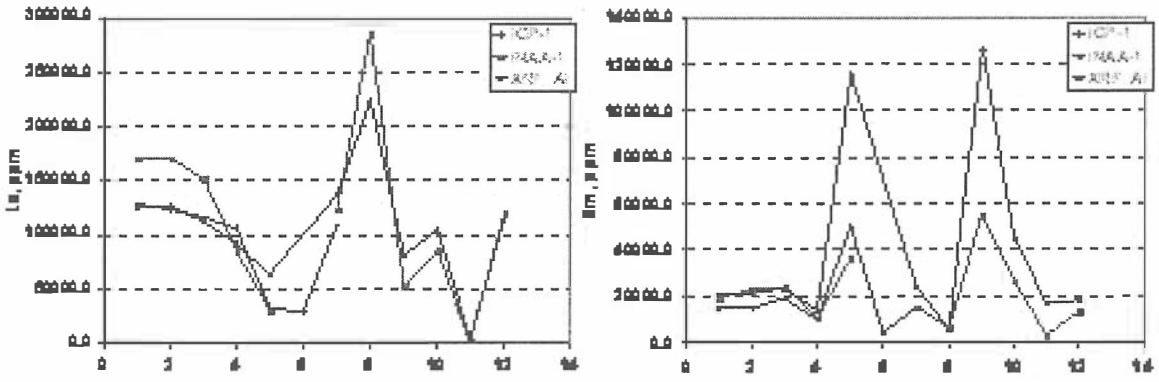


Рис. 2. Сопоставление концентраций La и Sm, определенных в 12 образцах монацитов методами ICP-MS, ИНАА и РФА-СИ.

(рентгеновская абсорбционная спектроскопия в ближней области). Его спектр, представленный на рис. 1, показывает присутствие Eu^{2+}, подтверждая результаты двух предыдущих измерений валентности Eu в другом РЗЭ-содержащем минерале – апатите (Rakowan et al.2001; Takahashi, Kolonin et al., 2005).

В рамках проведенного исследования была также выполнена оценка соответствия результатов наиболее доступного и достаточно полного (28 элементов) метода РФА-СИ анализа на РЗЭ и другие редкие элементы с данными методов ИНАА и ICP-MS. В целом его можно считать удовлетворительным, исключая определенные проблемы, связанные с завышенными концентрациями La в образцах 1–3 по методу ИНАА и с еще более значительным завышением концентраций Sm по результатам РФА-СИ измерений образцов 5 и 9 по сравнению с двумя другими методами.

Работа выполнена при поддержке гранта УР.09.01.217 программы "Университеты России – Фундаментальные исследования".

ФОРМИРОВАНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПЛЮМОТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

П.В. Комаров

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
rubin@igem.ru

При рассмотрении актуальных проблем магматизма, рудообразования и металлогении в связи с проявлением мантийных плюмов [2, 4–6] получены новые интересные данные. Среди них такие, как особенности проявления производных мантийных плюмов, оценка их роли в процессах магматизма, минерализации и формировании структур. Установление периодичности и полихронности закономерных минеральных сообществ (ЗМС) и рудно-магматических систем (РМС), а также длительности и многоэтапности проявления гидротермальной деятельности в рудных узлах и отдельных сложных, совмещенных месторождениях. В плане решения поставленных вопросов на территории России использовались изотопные даты большого количества магматических пород и минералов эндогенных месторождений. Для установления определенного времени, последовательного формирования геологических образований в пространстве, использовались только данные, относящиеся к наиболее поздним фазам магматизма и минерализации. Анализ полученных материалов позволил выявить ряд важных закономерностей. Так, на территории от Кольского полуострова до Тихоокеанского пояса (Тп) путем возрастного оконтуривания установлены: 1) зоны одновозрастных и одно периодических РМС и магматических образований; 2) масштабы зон, измеряемые тысячами километров, указывают на грандиозность магматических процессов и, вероятно, они связаны с мантийными плюмами; 3) зоны РМС, оконтуренные по времени, соответствуют периодам геохронологической шкалы; 4) эти зоны, установленные от Кольского полуострова до Тихоокеанского пояса, последовательно и периодически омолаживались в восточном направлении от девона до неогена; 5) магматические образования и РМС каждого периода прослеживались и по всей планете, образуя прерывистые попериодические ярусы.

В случаях эффузивов и синхронных с ними осадков по всей планете формировались ярусы наращивания земной коры. В случаях проявления интрузивов и пневмогидротермальных образований формировались также прерывистые глубинные ярусы РМС, распространявшиеся по вертикале в интервалах кристаллизации магматических пород и минеральных залежей. Каждую зону периодического, зонального ряда можно рассматривать, как бы, началом яруса РМС данного периода, распространяющегося по всей планете. РМС одних периодов в виде отдельных выходов также отмечаются в зонах других периодов. Одно периодические магматические образования и РМС, формирующие ярус, проявлялись там, где производные плюмов приближались к земной коре и тектоническая обстановка благоприятствовала для их прорыва в область кристаллизации. Таким образом, периодическая зональность, зафиксированная на территории от Кольского полуострова до Тп, состоит из одновозрастных зон, которые формировались здесь в течение двух последних галактических лет. Геологические образования рассматриваемых зон последовательно изменялись на различных площадях данной территории от девона до неогена. Каждая из этих одновозрастных и одно периодических зон РМС и магматических образований, представляет собой самостоятельную плюмотектоническую структуру с повышенными перспективами в отношении обнаружения в ней новых месторождений данного периода. Эти зоны так и будем именовать периодическими плюмотектоническими. Устанавливаемые в них РМС и магматические образования других периодов именуем, как плюмотектонические выходы того или иного яруса. В таксономии тектонических структур периодические плюмотектонические зоны находятся после таких геодинамических структур, как континенты, океаны, а также глобальных разломов типа САХ или Евроазиатской зоны Тетиса. Как металлогенические зоны они являются самыми крупными единицами, которые могут включать в себя зоны одновозрастных РМС различных эпох этого периода, а также рудные узлы и рудные районы, определяемые более мелкими структурами. Таков полученный фактический материал, интерпретировать который непросто, если исходить из того, что зональность, периодичность, омоложение в восточном направлении и т. д. связаны только с эндогенными процессами земных недр. Разрабатываемая галактоплюмовая концепция (ГПК), позволяет дать рациональные объяснения полученным данным. Она рассматривает нашу планету как космическое тело, которое испытывает воздействие Галактики, обусловливающее плюмообразование и связанные этим геологические процессы [4–6]. Согласно ГПК, Солнечная система, перемещаясь по галактической орбите вокруг галактического центра, на своем пути пересекает струйные потоки и рукава Галактики [1]. В

зависимости от положения на галактической орбите изменяются скорости движения Солнца и Земли и физические параметры планеты, такие как ее фигура, центр тяжести, магнитное поле и т. д. [3, 7]. Интервалы, на которых происходит пересечение струйных потоков и рукавов Галактики, или интервалы галактической орбиты, где происходили изменения физических параметров планеты, были названы галактическими барьерами (ГБ) [4–6]. При пересечении Землей галактических барьеров планета подвергалась импактным, гравитационным и электромагнитным воздействиям, что, по нашим представлениям, и обусловливало возникновение и развитие плюмов по всей планете, а их периодичность возникала в связи с перемещением Солнечной системы на пути от одного ГБ к другому в течение каждого галактического года (ГГ) [5, 6]. Распространение РМС, относящихся к одному периоду и ярусу, по всему земному шару происходило потому, что Земля в течение длительного времени (геохронологического и галактического периода) вращалась вокруг своей оси в поле влияния конкретного галактического барьера. Омоложение периодических плюмотектонических зон РМС, связано с движением Солнечной системы по галактической орбите от более ранних галактических барьеров к более поздним в каждом галактическом году. В целом устанавливаемые по изотопным датам зоны РМС и магматических образований фиксируют плюмотектонические структуры четко определенного типа. Они представляют собой впервые выделенные в конкретном пространстве, закономерно сформировавшиеся зоны РМС и магматических образований, соответствующие периодам геохронологической шкалы и отражающие во времени (в течение двух последних галактических лет) перемещение Солнца и Земли вокруг центра Галактики.

Литература

1. *Баренбаум А.А., Гладенков Ю.Б., Ясаманов Н.А.* // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2002. Т. 10, № 2. С. 3–14.
2. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г., Кирдяшкин А.А.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "Гео", 2001. 407 с.
3. *Ефимов А.А., Заколдаев Ю.А., Шпитальная А.А.* Проблемы исследования Вселенной. Л., 1985. Вып. 10. С. 185–201.
4. *Комаров П.В.* О периодическом, прерывисто-послойном распространении магматических образований и месторождений в земной коре: Материалы 11-й Междунар. конф. Сыктывкар, 2005. С. 146–147.
5. *Система* "Планета Земля". М., 2003. С. 56–70.
6. *Комаров П.В.* Об организации минерального вещества в месторождениях, его периодичности и распространении в свете галактоплюмовой концепции // Система "Планета Земля". М., 2005.
7. *Хаин В.Е., Ясаманов Н.А.* Крупнейшие тектонические события и галактическая орбита // Докл. РАН. 1993. Т. 331, № 3. С. 594–596.

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА УЗБЕКИСТАНА

Р.И. Конеев

Национальный университет Узбекистана, г. Ташкент, Республика Узбекистан
rkoneev @ ya hoo.com

Рассматривая проблемы рудообразования с точки зрения системного подхода, самоорганизующихся систем и синергетики, месторождение полезных ископаемых можно определить как минеральное (вещественное) отражение эмерджентного свойства рудообразования, возникающего у самоорганизующейся металлогенической системы в результате ее длительной эволюции и кооперации различных геодинамических процессов – магматизма, метаморфизма, тектоники, геохимической миграции элементов, естественных нанотехнологий и т.д. Последние особенно характерны при формировании золотых руд, в которых золото и сопутствующие элементы образуют типичные объекты микро- (менее 100 мкм) и наноминералогии (invisible gold). Под естественными нанотехнологиями понимаются физико-химические природные процессы, происходящие в микро- и нанометровом диапазоне размеров с образованием минеральных наноансамблей и микропарагенезисов [2].

Анализируя с этих позиций металлогению золота на территории Республики Узбекистан, являющейся одной из крупнейших в мире золотоносных провинций, мы приходим к следующим выводам:

1. Все промышленные месторождения золота Узбекистана приурочены к Бельтау-Кураминскому вулканоплутоническому поясу (БКВПП), протягивающемуся дугообразно от Валерьяновской зоны Урала

на Западе до Чаткальского хребта на Востоке. Ширина пояса 150–200 км, протяженность 1300–1350 км. БКВПП сформировался в результате субдукции коры Туркестанского палеоокеанического бассейна под Северный Казахстано-Киргизский микроконтинент, последующих процессов коллизии, внутриплитного развития и т. д. Характеризуется развитием верхнекаменноугольного гранитоидного и пермского габбро-монцонит-сиенитового магматизма [1].

2. Золоторудные месторождения образуют на территории Узбекистана три узла, сформировавшихся в результате пересечения БКВПП с субмеридиональными трансформными разломами: Кызылкумский с месторождениями Мурунтау, Даугызтау, Амантайтау и др.; Нуратинский – Чармитан, Гужумсай, Маржанбулак; Кураминский – Кочбулак, Кызылалмасай, Кайрагач. Возраст основного этапа рудообразования на всех месторождений единый C_3–P_1 [4].

3. Месторождения Кызылкумского рудного узла размещаются в "черных сланцах", карбонатно-терригенных породах; Нуратинского – интрузивных и сланцах; Кураминского – вулканитах, интрузивных, карбонатных породах. На всех месторождениях золотоносные кварцевые жилы сопровождаются пропилитизацией, березитизацией, аргиллизацией. Метасоматоз создает благоприятную для отложения физико-химическую среду, нивелируя состав и свойства различных пород. Метасоматиты обогащаются золотом, и сами становятся предметом добычи.

4. На всех золоторудных месторождениях проявлен стандартный ряд геохимических парагенезисов: /Au–W/Au –As/Au–Te/Au–Ag/Ag–Sb/Au–Hg/, характерный для большинства регионов мира и являющийся закономерным [5], но промышленный ресурс отдельных месторождений определяют 2–3 парагенезиса. Причем с запада на восток БКВПП возрастает роль поздних: Мурунтау – /Au–W/Au–As/Au–Te/; Чармитан – /Au–As/Au–Te/Au-Ag/; Кочбулак – /Au–Te/Au–As/; Кызылалмасай – /Au–Ag/Au–As/. Восточнее, на территории Киргизии и Таджикистана проявлены Au–Sb–Hg-парагенезисы. В целом же, чем крупнее и менее эродировано месторождение (рудное поле), тем полнее проявлен стандартный ряд парагенезисов [3].

5. Основные рудослагающие минералы на всех месторождениях повторяются: кварц, карбонат, пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, сфалерит и т. д. Состав руд отчетливо различается по набору наноминералов и микропарагенезисам золота, закономерно отражающим геохимию руд. Если рассматривать интенсивность накопления элементов в рудах относительно их кларков, то оказывается, что геохимию золота и серебра на всех месторождениях Узбекистана определяют триады Te–Se–S, Bi–Sb–As и Hg.Очевидно, эти элементы имеют единый источник, обеспечивая транспортировку и отложение закономерных микро- и наноансамблей золота и серебра в конкретных геологических обстановках.

Современная металлогения золота на территории Узбекистана обусловлена необратимой эволюцией единой геодинамической, самоорганизующейся системы, латеральной зональностью и уровнем эрозионного среза различных рудных узлов, полей и месторождений внутри БКВПП.

Литература

1. *Далимов Т.Н., Гашиев И.Н., Ишбаев Х.Д.* Магматизм северной окраины Туркестанского палеоокеанического бассейна // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент, 2002. № 3. С. 33–41.

2. *Koneev R.I.* Natural nanotechnology in mineralogy-geochemistry systems // 32-IGC: Abstracts. Florens, 2004. V.1. 273 p.

3. *Конеев Р.И.* Систематизация золоторудных месторождений Узбекистана на основе микроминеральных парагенезисов // Руды и металлы. 2003. № 3. С. 20–28.

4. *Рудные* месторождения Узбекистана / Гл. ред. Н.А. Ахмедов. Ташкент: ИМР, 2001. 661 с.

5. *Рундквист Д.В.* Фактор времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, эпохи и стадии рудообразования // ГРМ.1997. № 1. С. 11–24.

МАНТИЙНО-КОРОВЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ КОМПЛЕКСНЫХ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А.Ф. Коробейников

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия
lev@tpu.ru

Нетрадиционные комплексные руды золота, платиновых и редких металлов выявлены в золоторудных, скарново-железорудных, медно-молибден-порфировых, рудкометалльно-карбонатитовых, редкометалльно-альбитито-грейзеновых, золото-сульфидно-черносланцевых, колчеданно-полиметаллических, океанских железо-марганцевых и сульфидных образованиях. Они относятся к осадочно-гидротермальным и полигенным генетическим группам. Наиболее крупные скопления таких руд возникали на участках активного проявления плюмтектоники, рифтогенеза, палеодиапиризма и метасоматизма. Такие рудные поля и месторождения фиксируются дистанционными, наземными глубинными геофизическими, геохимическими аномалиями по границам нижнекоровых, верхнемантийных неоднородностей блоков разуплотненных пород, ореолов перераспределения, мобилизации, обмена и накопления металлов во флюидных системах. Комплексные месторождения размещаются по границам таких полей и окружены отрицательными и пониженными значениями их напряженности и находятся над гравитационными ступенями глубинных сейсмических, палеомагнитных зон, отражающих следы воздействия былых термофлюидопотоков.

Энергетической основой глубинной тектоники, рифтогенеза, палеодиапиризма могли служить периодически повторяющиеся объемные деформации и их упругие последействия (по Е.Д. Глухманчуку), если принять их солитонную природу. Именно импульсная дегазация ядра и мантии Земли в условиях сверхвысоких давлений и температур обеспечивала появление плюмов как солитонных образований или самоорганизующихся систем (по И.Р. Пригожину). Фиксируемые глубинным геофизическим зондированием блоки отрицательных и пониженных магнитных и гравитационных зон, вероятно, подтверждают структурные ловушки для глубинных металлоносных флюидов как продуктов внутримантийных магмофлюидодинамических систем. Возникавшие волновые-силовые поля, энергетически обусловленные тепловым воздействием этих систем в земной коре и верхней мантии, трансформировались в объемные минералого-геохимические поля благодаря явлениям перераспределения вещества и его "стягивания" в благоприятные структуры.

По пути продвижения флюидов в верхние слои мантии и земной коры они взаимодействовали с боковыми породами, обменивались компонентами и заимствовали металлы, а затем отлагали их в структурах рудолокализации на глубинах 10–1 км.

Мантийные металлоносные магмотермофлюидодинамические системы возникали благодаря процессам метасоматического преобразования глубинного вещества нагретыми флюидами, проникавшими из зон внешнего ядра–нижней мантии. Известно, что в глубинах Земли происходят процессы преобразования консолидированного вещества путем внутримантийного диапиризма и высокотемпературного метасоматизма. Глубинный метасоматизм приводил к возникновению в верхней мантии слоя амфиболизированных ультрабазитов. Внутримантийная амфиболизация перидотитов, дунитов, эклогитов с перекристаллизацией гранатов перидотитов сопровождалась перераспределением и выносом золота флюидами до 50 % от общего количества в исходных породах мантии (Коробейников, 1981, 1988).

Этим, вероятно, объясняется крайне неоднородное распределение Au в магматитах глубинных слоев Земли (определено по включениям ультрамафитов в кимберлитах, лампроитах, щелочных базальтах – от 0.5 до 43 мг/т) и крайне низкое содержание Au в кимберлитах, лампроитах (2–2.6 мг/т).

Процессы глубинной гранитизации нижнекоровых блоков пород под воздействием термофлюидопотоков могут служить дополнительными доказательствами заложения глубинных магмофлюидных систем как продуктов плюмтектоники.

Внутрикоровые магмофлюидометасоматические рудообразующие системы развивались благодаря локальным магматическим процессам и взаимодействию с глубинными термофлюидными потоками при распаде глубинной флюидной системы над мантийными палеодиапирами. В результате формировались рудно-метасоматические колонны протяженностью 1.8–3.8 км и более. В нижних частях таких колонн размещены щелочные метасоматиты (амфиболовые, альбит-калишпат-биотитовые); в средних – грейзены, березиты-лиственниты, гумбеиты; в верхних – пропилиты, аргиллизиты (с разноминеральными золотыми, золото-платиноидно-редкометалльными рудами).

Длительно существовавшие флюидопотоки обеспечивали привнос, перераспределение, обмен и вынос рудных элементов из боковых пород, с формированием положительных и отрицательных ореолов и

минералого-геохимических полей. При раннем щелочном метасоматозе (калишпатизации, альбитизации) вынос благородных металлов достигал 30–50 % из замещаемых пород, а насыщение ими флюидов достигало до 21–410 раз ($K_{Н}^{Au.ЭПГ}$ = 21–410). Последующие процессы грейзенизации, березитизации, аргиллизации сопровождались накоплением металлов в зонах локального метасоматоза до $K_{Н}$ 10–410. Максимальные концентрации их до $K_{Н}$ ≥1000 возникали в зонах окварцевания и сульфидизации.

Эксперименты по перекристаллизации пирита методом температурного градиента в 2М растворе NH_4Cl при 404 и 498 °С выявили в оставшемся растворе Au в количестве 40–80 % при 500 °С и 30–40 % при 400 °С. Тем самым подтверждена возможность мобилизации Au при метасоматозе сульфидосодержащих пород до 20–30 % от общего его количества в формировавшихся рудах.

Совмещенность оруденения с поздними дифференциатами гранитоидных интрузий обусловлено насыщением остаточных расплавов золота до $K_{Н}$ 2–7.5 и особенно флюидов области субсолидуса до $K_{Н}$ 190–300. Коэффициенты распределения Au между жидкой, твердой и флюидной фазами кристаллизовавшихся расплавов составили 1.3: 1:3 в начальную и 2.5:1:21 в конечную стадии кристаллизации для толеитовых магм и 2:1:5 и 5.5:1:(53–114) для гранитоидных магм (Коробейников, 1981).

Именно совмещение внутрикоровых и мантийных рудообразующих магмотермофлюидодинамических систем и обеспечивало формирование крупных и сверхкрупных рудных месторождений в специфических структурах земной коры благодаря длительным процессам "стягивания" рудного вещества в единые эндогенные, эндогенно-экзогенные ореолы – рудные тела. Для таких месторождений свойственны магнитно-гравитационные аномалии основания и проявления рудно-метасоматической и геохимической зональности.

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СОПУТСТВУЮЩЕЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ АНГАРО-ИЛИМСКОГО ТИПА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА)

А.Ф. Коробейников[1], М.П. Мазуров[2]

[1]Томский политехнический университет, г. Томск, Россия
lev@tpu.ru
[2]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
mik@uiggm.nsc.ru

Рудообразующие системы ангаро-илимского типа функционировали на рубеже перми и триаса в областях рассеянного спрединга южной части Сибирской платформы. Они связаны со становлением трапповой формации среди неметаморфизованных толщ чехла, сопровождаемым разными по масштабам и местам локализации рудно-метасоматическими процессами. Главный промышленный интерес представляют месторождения железных руд, приуроченные к сложным вулканотектоническим постройкам. На эксплуатируемых в настоящее время Коршуновском, Рудногорском и других месторождениях преобладает скарново-магнетитовый тип руд, отрабатываемый и обогащаемый по традиционной технологической схеме, с получением только железорудного концентрата. Вместе с тем обычно скарновые месторождения, в том числе и скарновые железорудные, являются комплексными, содержат руды разных металлов, химическое сырье и неметаллические полезные ископаемые. Особый интерес представляет сопутствующая золотая минерализация, причем при обзоре мировой литературы отмечено [5], что по качеству она предпочтительнее рассеянным рудам типа Карлин.

Рассматривая ранее поведение золота в контактово-метасоматических процессах [1, 2], намечена этапность, стадийность формирования скарнов и руд, выделены продуктивные золоторудные ассоциации в месторождениях складчатых областей, в том числе и южного обрамления Сибирской платформы. Что касается золотоносности контактов трапповых интрузивов внутриконтинентальных ее частей, то на основании единичных определений сложилось представление об их меньшей перспективности. Для уточнения этого положения, выявления и определения генетической позиции золотоносных минеральных ассоциаций, связанных с взаимодействием толеит-базальтовых магм с карбонатно-эвапоритовыми и карбонатно-терригенными отложениями чехла, предпринято исследование распределения золота в рудах и породах в пределах отрабатываемого пространства, глубоких горизонтов и флангов Коршуновского и Рудногорского месторождений. Полярографическим анализом с накоплением на графитовом электроде, инструментальным нейтронно-активационным и радиохимическим анализами определены содержания золота в 150 пробах.

Главное внимание уделено выявлению отличий разных генераций магнетита и сульфидов, а также распределению золота в долеритах как возможного источника эпигенетических руд и составной части рудоносных флюидов.

Долериты в пределах рудоносной вулканотектонической постройки входят в состав промежуточной магматической камеры, центрального магмовода и интрарудных даек. В габбро-долеритах лакколитоподобного тела промежуточной магматической камеры наблюдаются рассеянная вкрапленность и гнезда позднемагматических сульфидных и оксидных твердых растворов. Содержание золота в таких частях может достигать $1.2–10^{-6}$ % при среднем содержании, близком $7.5 \cdot 10^{-7}$ %. В метасоматически измененных эндоконтактовых долеритах содержание золота уменьшается на порядок. В долеритах жерловой фации и некков, представленных чаще всего крупноглыбовой брекчией с ветвящейся сетью рудных прожилков, сульфидная вкрапленность во внутренних зонах обломков сохраняется. Содержание золота в этих породах одинаково с неизмененными долеритами промежуточной камеры. В дайках долеритовых порфиритов, пронизывающих рудные залежи, содержание золота местами на порядок больше, чем в полнокристаллических породах.

В минералах известковых и преобразованных магнезиальных скарнов – в гранатах, пироксенах, хлоритах, эпидотах, актинолитах – золото содержится в количестве $(1.6–4.6) \cdot 10^{-7}$ %. Самые низкие концентрации установлены в кварце и кальците – 1.6 и $1 \cdot 10^{-7}$ % соответственно. Иное количество золота содержится в минералах магнезиальных скарнов магматической стадии, образованных преимущественно в контактах долеритов с доломитами литвинцевской свиты [3, 4]. В шпинелях из кальцифиров и форстерит-шпинель-магнетитовой зоны оно превышает $25 \cdot 10^{-7}$ %. Существенны различия в концентрациях золота в магнетитах разных парагенетических ассоциаций руд. Наиболее высокое содержание золота (до $27 \cdot 10^{-7}$ %) установлено в магнетитах из высокотемпературных апатит-форстерит-магнетитовых руд, которые встречаются в виде жил как среди магнезиальных скарнов магматической стадии, так и среди долеритов. В магнетитах, образующих каймы регенерации и кокардовые текстуры в контакте даек долеритовых порфиритов с брекчиевидными рудами, содержание золота составляет $(15–23) \cdot 10^{-7}$ %.

Магнетиты в ассоциации с кальцитом, хлоритом, серпентином, составляющие среднетемпературную генерацию, содержат от 3 до $5 \cdot 10^{-7}$ % золота. Такие же содержания установлены нами в рудных телах галитсодержащих магнетитовых руд, содержащих редкую вкрапленность сульфидов. Наряду с этим, в удаленных от главной рудной зоны залежах галит-магнетитовых руд, вскрытых на глубоких горизонтах участка III Гора, где имеется богатая сульфидная минерализация, в магнетитах и сульфидах содержание золота значительно выше. Аналогичная картина устанавливается в местах выклинивания послойных тел магнетитовых руд, замещающих карбонатные пачки среди среднекембрийских терригенных толщ, где также наблюдается переход в обогащенные сульфидами руды. Среди сульфидов самые высокие содержания золота установлены в халькопирите, далее в пирите и пирротине.

Обобщая полученные данные, можно утверждать, что в рудообразующих системах ангаро-илимского типа, также как и в плутоногенных системах складчатых зон, формировалась сопутствующая золотоносная минерализация. Золото в повышенном количестве содержится в позднемагматических сульфидных сегрегатах в долеритах, в магнетитах и шпинелях магнезиальных скарнов магматической стадии, в магнетитах из жил апатит-форстерит-магнетитового состава, в реакционных магнетитах на контактах с интрарудными дайками, в сульфидно-магнетитовых рудах на выклинивании карбонатно-магнетитовых и галит-магнетитовых послойных залежей. Относительно пониженная золотоносность вертикальных залежей связана с тем, что они являлись транзитными путями флюидных потоков, многостадийной перекристаллизации рудных масс, обогащения их оксидами железа, разложения сульфидов и перераспределения золотоносной гидротермальной минерализации в дистальные зоны оперяющих послойных залежей.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-64262.

Литература

1. *Вахрушев В.А.* Минералогия, геохимия и образование месторождений скарново-золоторудной формации. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972. 238 с.
2. *Коробейников А.Ф.* Поведение золота в контактово-метасоматических процессах интрузий. // Минералогия, геохимия и полезные ископаемые Сибири. Вып.1. Томск, 1990. С. 111–125.
3. *Мазуров М.П., Титов А.Т.* Магнезиальные скарны из участков послойных инъекций базитовой магмы в эвапориты платформенного чехла // Геология и геофизика. 1997. Т. 38, № 10. С. 1584–1593.
4. *Мазуров М.П., Титов А.Т.* Состав, особенности кристаллизации и преобразования шпинелей в контактах долеритов с доломитами и каменной солью // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 7. С. 1100–1109.
5. *Theodore T.G., Orris G.J., Hammarstrom J.M., Bliss J.D.* Gold-bearing skarns. (U.S. Geological Survey bulletin:1930). Washington, 1991. 61 p.

ТРАНСМАНТИЙНЫЕ ФЛЮИДЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ

Ф.Я. Корытов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия

Главным источником энергии и вещества в жизни Земли, включая ее магмо- и рудогенез, являются трансмантийные флюиды. Они постоянно выделяются из ядра Земли в виде струй плазмы, которые взаимодействуют с веществом мантии и коры. Выброс из ядра Земли больших количеств плазмы сопровождается изменением магнитного и гравитационного полей планеты и усилением ее сейсмичности и вулканизма. При этом в фанерозое существовала связь между интенсивностью магмогенеза и эволюцией напряженности, склонения и других особенностей геомагнетизма. Миграция флюидов происходит по единой трансглобальной системе разломов. Последние на дне океанов и на континентах обычно являются частями одних и тех же линейных, дуговых, кольцевых и вихревых структур. Например, Северо-Атлантический хребет продолжается в Южной Америке, а Южно-Атлантический – в Западной Африке. Многие трансформные разломы представляют собой звенья единой спиралевидной системы рифтов, секущих континенты и дно океанов. Большое развитие в коре, мантии и ядре Земли имеют вращающиеся и мигрирующие сферические и трубообразные структуры разных размеров, строения и состава. Ядро Земли, состоящее в основном из водорода, гелия, углерода, хлора, фтора, железа и других элементов, представляет собой громадный и неоднородный плазмотрон, где происходят ядерный синтез и плазмохимические реакции. Эти процессы характерны также для мантии и коры, где создаются очаги жидкокристаллических полимерных расплавов, при миграции и дифференциации которых формируются магмы различного состава (силикатные, рудные, хлоридные, карбонатные, углеводородные и др.), с которыми генетически связаны месторождения полезных ископаемых.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ

Р.Г. Кравцова

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия
krg@igc.irk.ru

Изучены региональные (рудно-магматические) и локальные (месторождения) золото-серебряные (Au-Ag) рудообразующие системы, сформировавшиеся в условиях типичной активной континентальной окраины (Северное Приохотье). В структурном отношении – это центральная часть Охотско-Чукотского вулканогенного пояса (ОЧВП). Установлено два генетических типа Au-Ag рудно-магматических систем (РМС) – вулканогенный (ВГ) и вулканоплутоногенный (ВП).

Основная особенность ВГ Au-Ag РМС – монохронность и биметалльность. Формировались такие системы в один магматогенный этап. Промышленные концентрации образуют только два элемента – Au и Ag. Руды и геохимические поля концентрирования (ГПК) отличает моностадийный характер развития, простота минерального и бедность компонентного составов. Собственно Au–Ag минерализация тесно связана с развитием андезит-гранодиоритовой вулканоплутонической ассоциации, входящей в состав "протяженной" (полной) субдукционной известково-щелочной серии магматических пород ОЧВП.

Основная особенность ВП Au-Ag РМС – полихронность и многометалльность. Такие системы характеризуются длительным и сложным характером формирования. Руды и ГПК отличает полихронное (многостадийное и(или) многоэтапное) развитие, сложный минеральный и компонентный состав. Наиболее яркий пример – Дукатская РМС, с которой связано крупнейшее по запасам серебра Дукатское Au-Ag-месторождение. Здесь, как минимум, проявлены два этапа магматической и гидротермальной деятельности. Периоды магматической активности фиксируются двумя потенциально рудоносными вулканоплутоническими ассоциациями пород: андезит-гранодиоритовой и более поздней, преобладающей, риодацит-лейкогранитной.

Формирование разнообразной рудной минерализации в рамках ВП РМС обусловлено в основном процессами развития постсубдукционного кислого магматизма, проявленного в ряду контрастной

трахириолит-базальтовой серии. Кислые члены этой серии образуют на площадях ВП РМС самостоятельную риодацит-лейкогранитную вулканоплутоническую ассоциацию пород, металлогенически специализированную на серебро, олово и редкие металлы.

Предполагается, что оруденение на Дукатском месторождении было сформировано под воздействием глубинного рудоносного флюида. Источником такого флюида явился длительно существовавший локальный очаг базальтоидной магмы, залегающий на удалении, под гранитоидной интрузией. Под влиянием последней интенсивность процессов ремобилизации и реювенации в рудоносной системе значительно усилилась, что явилось определяющим фактором в формировании окончательного облика полихронных Au-Ag-руд Дукатского месторождения.

Сделанные выводы подтверждаются исследованиями по изучению распределения редких земель в ряду порода-руда. Показано, что РЗЭ являются чувствительным геохимическим индикатором, прямо указывающим на источники рудного вещества и последовательность происходящих процессов. Полученные данные о распределении РЗЭ в породах и рудах являются убедительным доказательством, подтверждающим предположение о мантийных базальтоидных магмах как о первоисточнике Au и Ag.

При изучении длительности формирования различных по типу Au-Ag РМС были выявлены значительные отличия. Время существования наиболее продуктивной в отношении рудной минерализации Дукатской ВП Au-Ag РМС оценивается примерно в 55–60 млн лет. По сравнению с ней, период формирования наиболее бедной по запасам руд Туромчинской ВГ Au-Ag РМС был относительно коротким, не более 16–20 млн лет.

Для каждого рассмотренного типа руд характерна своя геохимическая модель, отличающаяся определенным составом, строением и масштабами развития ГПК. Вертикальная геохимическая зональность является неотъемлемым свойством всех изученных РМС и месторождений. Повторение и сохранение позиций основных элементов-индикаторов оруденения в рядах зональности не зависят от масштабов геологических образований. Это общее свойство всех локальных и региональных Au-Ag-рудообразующих систем.

Для изученных Au-Ag региональных (РМС) и локальных (месторождения) рудообразующих систем, кроме зональности, характерен еще общий сценарий развития. Только в случае ВГ РМС он более простой, а ВП – более сложный. Рудная минерализация и связанные с ней ГПК в рамках РМС и месторождений имеют однонаправленный вектор развития и отчетливо иерархическое строение. Локальные ГПК месторождений развиваются на фоне суммарного геохимического поля РМС и являются предельным выражением процесса привноса и перераспределения вещества.

В последние годы на основе физико-химического моделирования природных процессов, экспериментальных исследований и термодинамических расчетов получены новые данные, освещающие вопросы миграции Au в гидротермальных растворах. Показано, что в серосодержащих растворах важную роль играют гидросудьфидные комплексы Au и Ag. Одним из определяющих факторов поведения Au и Ag в таких системах являются уровни концентрирования серы и калия, снижение которых при образования сульфидов приводит к осаждению этих элементов.

Формирование Au-Ag руд, несмотря на различия между полихронными многометалльными ВП Au-Ag РМС (Дукатской и Пестринской) и монохронными, относительно простыми по составу ВГ Au-Ag РМС (Туромчинской, Ирбычанской и Арманской), происходило в близких физико-химических (состав растворов, уровень концентрации солей) и термодинамических (*P–T*-режим, глубина формирования) условиях: при сходном температурном режиме – 355–205 °С (вулканогенные месторождения) и 375–175 °С (вулканоплутоногенные); давлении – 170–20 и 135–70 бар; из близких по солевому составу (NaCl, KCl и $MgCl_2$) флюидов низкой концентрации (3.9–0.4 и 6.4–0.4 мас. % соответственно); на глубине до 1000 м при общей протяженности гидротермальной постройки не более 1.5 км.

Основными факторами, отвечающими за возникновение крупных и уникальных Au-Ag-месторождений, являются геологическое пространство, геологическое время и особенности проявленных магматических процессов. Этими параметрами изначально определяется вся сумма длительных и сложных процессов развития разрозненных во времени, но объединенных в пространстве, различных по типу рудообразующих систем. Уникальное Au-Ag месторождение Дукат – это результат наложения двух разобщенных во времени, но совмещенных в пространстве, длительно существовавших региональных РМС: вулканогенной золото-серебряной в ранний период и вулканоплутоногенной преимущественно серебряной (с оловом) в поздний. Масштабы развития и металлогенический облик различных по типу Au-Ag РМС прямо зависят от длительности и сложности магматических процессов. Они изначально заложены в качественных и количественных характеристиках рудоносных флюидов, источниками которых являются отличающиеся по составу и по глубине формирования промежуточные магматические очаги, производные мантийной базальтоидной (андезитовой) магмы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64201.

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

Р.Г. Кравцова, К.В. Чудненко

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия
krg@igc.irk.ru

При изучении процессов формирования Au-Ag-рудообразующих систем Северо-Востока России важная роль принадлежит физико-химическому моделированию [1, 4, 6]. В качестве модельных объектов были выбраны две рудообразуюшие системы – вулканогенная Туромчинская (Au-Ag месторождения Эвенской группы) и вулканоплутоногенная Дукатская (Au-Ag месторождение Дукат), которые по масштабам развития, по особенностям геологического строения и металлогении, по минеральным и геохимическим парагенезисам в значительной степени отличаются друг от друга. Эти системы являются крайними членами в ряду объектов, относимых к единой жильной убогосульфидной эпитермальной Au-Ag-формации, сформировавшейся в условиях окраинно-континентальных подвижных поясов и зон Тихоокеанского сегмента.

С помощью имитационных экспериментов были изучены вероятные и наиболее простые сценарии прохождения флюидов по проницаемым зонам и каналам в гидротермальной системе. Моделировались идеализированные предельные варианты физико-химического взаимодействия в многорезервуарной динамической мегасистеме: потоки гидротермальных растворов–вмещающие породы. Хотя каждый сценарий рассматривался в чистом виде, отдельно от других, все они имеют существенное значение для ответа на вопросы: что является источником Au и Ag при формировании эпитермальных вулканогенных и вулканоплутоногенных Au-Ag-месторождений и каким образом происходит их накопление в рудных зонах.

Предложена общая многорезервуарная термодинамическая модель вулканогенно-гидротермальной рудообразующей системы эпитермальных Au-Ag месторождений в условиях, типичных для активной континентальной окраины. Глубинный очаг андезитовой магмы объёмом 50–100 км^3 с первоначальным содержанием H_2O в 3.5 %, всплывающий в верхние горизонты рудоносных структур (3–6 км от поверхности), может обеспечить зарождение и развитие гидротермальной постройки протяженностью 1.5 км по глубине в надочаговой призме дезинтеграции, дробления и трещиноватости во вмещающих породах. Теряя в процессе всплывания 1 % воды, очаг андезитовой магмы формирует поток флюидов, восходящий по проницаемым каналам от корневой зоны стягивания гидротерм в приповерхностную зону их растекания и разгрузки. Потенциальные ресурсы этого потока достаточны, чтобы в благоприятных геолого-геохимических условиях образовать Au-Ag месторождения с запасами Au 10–100 т.

По рассматриваемой модели водосодержащие флюиды образуются в результате термодинамически равновесного взаимодействия системы андезит–вода в зоне аккумуляции гидротермальных растворов периферических магматических очагов. По этой же модели золото отлагалось в резервуарах, на глубине примерно 500–1000 м от поверхности в диапазоне температур 300–150 °С. Полученные расчетные данные хорошо согласуются с геолого-геохимическими наблюдениями [2–4, 7]. Согласно этим данным, важнейшими факторами образования эпитермальных Au-Ag рудообразующих систем являются глубинный источник флюидов и тепла, андезитовый состав родоначальной магмы и наличие промежуточных (периферических) магматических камер, играющих важную роль в процессах дифференциации родоначальной магмы. При таком сценарии в результате взаимодействия в системе порода–вода Au и Ag, содержащиеся в андезитах и риолитах на кларковом уровне, мобилизуются во флюидную фазу с фактором обогащенности Au в 200–500 раз, Ag в 100–200 раз.

Очевидно, что метеорные воды, инфильтрующиеся по андезитам и риолитам к корневой зоне гидротермальной колонны и восходящие затем по трещинным каналам к поверхности, не являются самостоятельным источником Au и Ag эпитермальных месторождений. Но “пустые” по этим элементам гидротермы метеорного происхождения могут участвовать в процессах перераспределения (ремобилизации и реювенации) ранее осажденного Au и Ag с выносом их к поверхности на заключительном этапе функционирования гидротермальной системы, когда поток глубинных флюидов начинает иссякать. В приповерхностной зоне разгрузки происходит разбавление гидротермальных растворов метеорными водами, насыщенными атмосферным кислородом. Смешение метеорных вод с эндогенным потоком в пропорции 10:1 – 60:1 приводит к окислению сульфидной серы в комплексе $Au(HS)_2^-$, повышению Eh, понижению pH и выпадению чистого Au (более 96 % Au в твердом растворе Au-Ag) в виде одной фазы без кварца и сульфидов.

Основной расчетной формой переноса золота гидротермальными растворами является гидросульфидная – $Au(HS)_2^-$. Хлоридные комплексы имеют подчинённое значение. Серебро находится в виде

гидросульфидов и хлоридов. По расчетным данным, хлориды серебра преобладают во флюиде, равновесном с породой риолитового состава. Этим, по всей вероятности, и объясняется существенно серебряный состав руд на Дукатском месторождении.

По результатам имитационного моделирования и изучения флюидных включений, с учетом полученных геохимических данных [1–7], рудообразующие флюиды имеют преимущественно хлоридно-натровый состав, постоянно присутствует K. При формировании Au-Ag-руд, по мере продвижения рудоносных флюидов вверх, разнонаправленный характер в поведении K и Na сохраняется. По сравнению с метасоматитами он имеет обратную зависимость: доля Na в общей концентрации солей во флюидных включениях увеличивается, K – снижается, растет окислительный потенциал. Увеличение натровой составляющей в растворах коррелируется с увеличением интенсивности выноса Na из внутренних зон околорудных метасоматитов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64201.

Литература

1. *Карпов И.К., Чудненко К.В., Кравцова Р.Г., Бычинский В.А.* Имитационное моделирование физико-химических процессов растворения, переноса и отложения золота в эпитермальных золото-серебряных месторождениях // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 3. С. 393–408.
2. *Кравцова Р.Г.* Минералого-геохимическая зональность и особенности формирования золото-серебряных месторождений (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 1998. Т. 39, № 6. С. 763–777.
3. *Кравцова Р.Г., Боровиков А.А., Борисенко А.С., Прокофьев В.Ю.* Условия формирования золото-серебряных месторождений Северного Приохотья, Россия // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45, № 5. С. 452–473.
4. *Кравцова Р.Г., Карпов И.К.* Минеральные и геохимические парагенезисы как показатели условий формирования эпитермальных серебряных месторождений // Геология и минерагения Северо-Востока Азии: Тез. докл. X сессии СВО ВМО ДВО РАН (г. Магадан, ноябрь 1999 г.). Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 1999. С. 52–54.
5. *Borovikov A.A., Kravtsova R.G.* Ore-forming of Dykat Silver Deposit (North-East Russion) // ECROFI XVII. European Current Research On Fluid Inclusions (Portugal, Porto, 2–4 may, 2001). Porto: Departamento de Geologia, 2001. Mem. 7. P. 65–68.
6. *Karpov I.K., Kravtsova R.G., Chudnenko K.V., Artimenko M.V.* A physicochemical model for the Volcanic hydrothermal ore-forming system of epithermal gold-silver deposits, Northeastern Russia // J. Geochem. Exsp. 2000. V. 69–70. P. 322–325.
7. *Kravtsova R.G.* Gold-silver ore-magmatic systems in Northeastern Russia: Formation of Large and Unique Deposits // Proceedings for the 5th Internat. Symp. of Geological and Mineragenic Correlation in Contiguous Regions of China, Russia and Mongolia (Changchun, China. Oct. 8–11, 2003). Changchun: Internat. Centre for Geoscientific Research and Education in Northeast Asia, Jilin University, 2003. P. 65–70.

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ВЫСОКОПРОДУКТИВНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМ. ПИНИГИНА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ)

А.А. Кравченко[1], В.И. Березкин[1], Н.В. Попов[2], М.Н. Шапорина[2]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
mr.kravtchenko@mail.ru
[2]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
popov@uiggm.nsc.ru,

Месторождение находится в зоне сочленения двух частей Нимнырского блока, расположенной в центральной части Алданского щита, в пределах Амгинской коллизионной зоны [6]. Структура месторождения согласна с простиранием зоны и представлена линейной межкупольной синформной складкой пород курумканской (нимнырской) и федоровской толщ. Синформа субсогласно пересечена телами субщелочных гранитов и основных пород (рис.1) и осложнена складками более высокого порядка, опрокинутыми на юго-запад под углами от 50 до 60°.

Рудные тела на месторождении представлены согласными протяженными зонами золотосульфидной вкрапленности в основных породах и приуроченными к ним зонами такситовых пегматоидных габброидов, кварц-плагиоклазовых обособлений.

Рудовмещающие базиты встречаются во всех приведенных породах месторождения (отношения с федоровской толщей пока не ясны). Исследование условий образования показало, что они являются

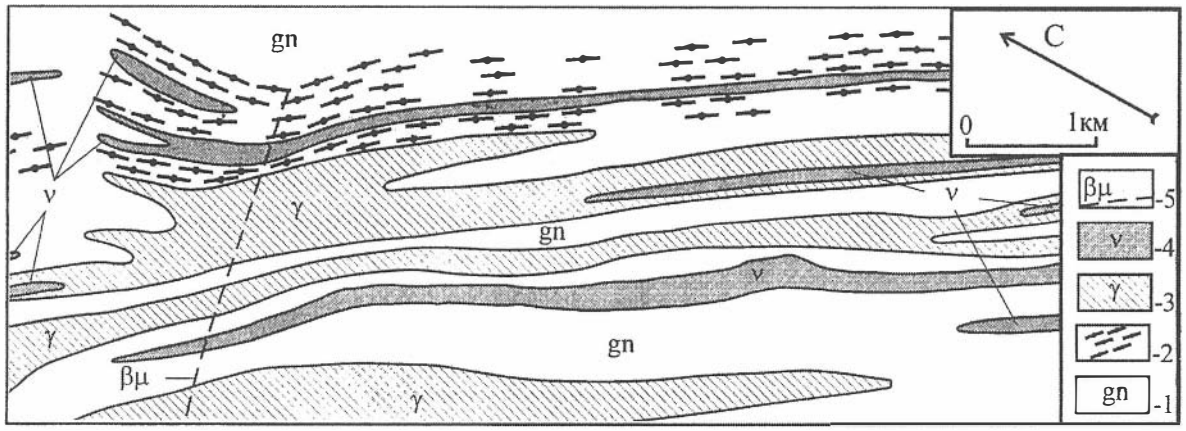


Рис. 1. Схематическая геологическая карта месторождения Пинигина. Составлена В.Г. Амарским. *1* – двупироксеновые и роговообманковые плагиогнейсы; *2* – гранат-биотитовые гнейсы; *3* – субщелочные граниты; *4* – двупироксеновые кристаллические сланцы медведевского комплекса; *5* – дайка постметаморфических диабазов.

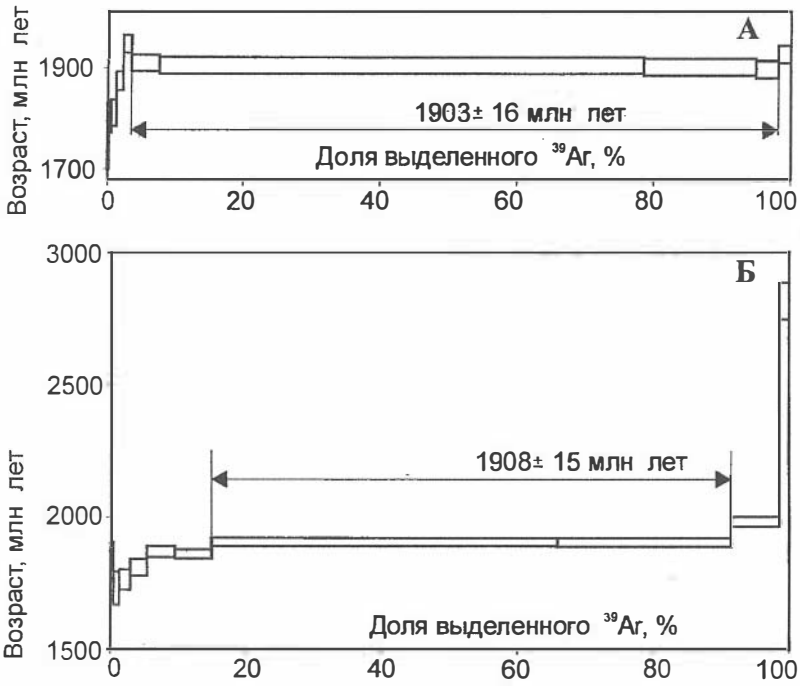


Рис. 2. Геохронологические данные по амфиболам пород медведевского комплекса (более полно изложены в [7]).

типичными кристаллосланцами гранулитовой фации. По петрогеохимическим особенностям их можно отнести к породам медведевского комплекса, до метаморфизма представленным, вероятнее всего, сериями даек долеритов и пикродолеритов.

В настоящее время возраст осадконакопления и среднекислого вулканизма курумканской (нимнырской) свиты ограничен интервалом 2.4–2.6 млрд лет, а федоровской толщи – 1.99–2.01 млрд лет [1]. Гранулитовый метаморфизм этих образований проявился в интервале 1.9–2.1 млрд лет [5]. Изохронный возраст гранитов составляет 1.9 млрд лет [4]. С 1.9 по 1.8 млрд лет назад все приведенные породы подверглись диафторезу с сопровождающими его метасоматическими изменениями [2].

Полученные нами данные по Ar-Ar-возрасту амфиболов из метабазитов показывают значения близкие к 1.9 млрд. лет (рис. 2).

Сравнение с вышеприведенными данными подсказывает, что получен возраст метаморфической кристаллизации амфиболов соответствующий верхнему пределу высокотемпературного метаморфизма [4]. По результатам изучения текстурно-структурных особенностей руд и составов слагающих их минералов руды принадлежат нескольким генетическим типам [3]: магматические медно-никелевые в базитах (реликты?); метасоматические сульфидно-магнетитовые скарновые алданского типа; метаморфогенные сульфидно-арсенидные с золотом; гидротермальные Co-Ni-As с висмутом, золотом, молибденитом и другими сульфидами.

Следовательно, внедрение рудовмещающих тел, вероятнее всего, происходило, во время окончания кульминационного гранулитового метаморфизма, но после становления синколлизионных гранитов с

возрастом около 1.9 млрд лет; верхний рубеж высокопродуктивного рудообразования равен 1.8 млрд. лет и связан с окончанием диафтореза и сопровождающих его метасоматических изменений.

Литература

1. *Ковач В.П., Котов А.Б., Салникова Е.Б. и др.* Возрастные границы формирования высокометаморфизованных супракрустальных комплексов Алданского щита: первые Sm-Nd данные // РФФИ в Сибирском регионе: (Земная кора и мантия): Тез. докл. Иркутск: ИЗК СО РАН, 1995. Т. 2. С. 56–57.
2. *Михайлов Д.А., Левченков О.В.* О возрастных взаимоотношениях процессов Fe-Mg-Ca метасоматоза и регионального метаморфизма в докембрии Алдана // Метаморфические пояса СССР. Л.: Наука, 1971. С. 92–103.
3. *Попов Н.В., Шапорина М.В., Кравченко А.А.* Особенности состава и последовательность образования руд месторождения им. Пинигина (Алданский щит) // Региональная конференция "Геология, минералогия и геохимия месторождений благородных металлов Востока России, новые технологии переработки благороднометалльного сырья" Благовещенск. (В печати).
4. *Салникова Е.Б.* Тектономагматическая эволюция северного фланга зоны сочленения Олекминской гранит-зеленокаменной и Алданской гранулито-гнейсовой областей Алданского щита: Автореф. дис. … канд. геол.-мин. наук. СПб., 1993. 16 с.
5. *Смелов А.П., Березкин В.И.* Главные периоды кульминационного метаморфизма на Алданском щите // Отеч. геология. 1997. № 8. С. 37–40.
6. *Смелов А.П., Зедгенизов А.Н., Тимофеев В.Ф.* Алдано-Становой щит // Тектоника, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия).– М.: Наука; Интерпериодика, 2001. С. 81–104.
7. *Смелов А.П., Берёзкин В.И., Попов Н.В. и др.* Первые данные о синколлизионных базитах и ультрабазитах палеопротерозоя Алдано-Станового щита // Геология и геофизизка. 2006. Т. 47, № 1. С. 151–163.

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ОЛИВИНОВ РУДОНОСНЫХ И БЕЗРУДНЫХ МАССИВОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА

Н.А. Криволуцкая[1], А.В. Соболев[1], Д.В. Кузьмин[2]

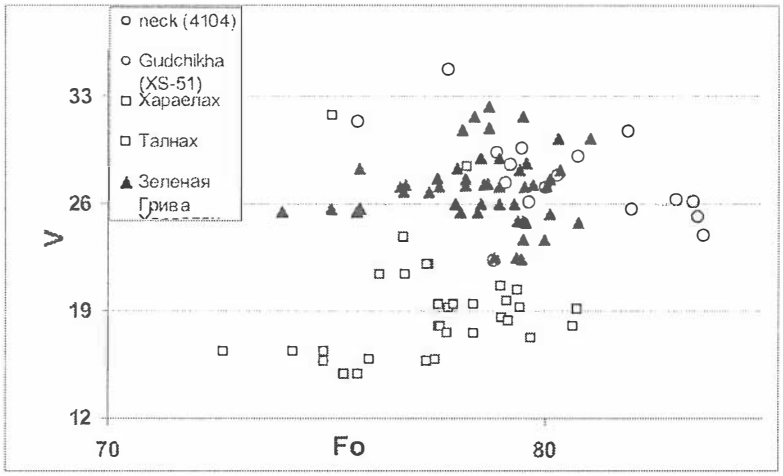
[1]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, Россия
[2]Институт химии им. Макса Планка, г. Майнц, Германия

Проблема формирования уникальных Pt-Cu-Ni-месторождений Норильского района является чрезвычайно многогранной. Особое значение при этом приобретает вопрос о составах исходных магм рудоносных комплексов. Главной целью работы была попытка оценить прямыми методами составы исходных расплавов для интрузивов разной степени рудоносности, основываясь на изучении расплавных включений в оливинах и состав самих оливинов.

Работы по использованию типоморфных особенностей оливинов магматических пород Норильского района широко известны [1, 2], однако они основаны на традиционном изучении главных компонентов системы, а также на распределении основных элементов-примесей – Mn, Ni, Ca. Благодаря использованию современных локальных методов исследования вещества (наряду с традиционным микрозондовым анализом – JXA 8200, г. Майнц, аналитик Н.А. Криволуцкая), в частности, применения вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS, ИМ РАН г. Ярославль, аналитик С.Г. Симакин) и лазерной абляции (LA ICP-MS, Институт химии им. Макса Планка, г. Майнц, аналитик Д.В. Кузьмин) получены данные по содержаниям в оливинах ряда редких элементов, в частности, Ti, V, Cr, Al, Li, Dy, Y, Yb, Er, Sr.

В качестве объектов исследования были взяты массивы разной степени рудоносности: Талнахского рудного узла – Талнахский, Хараелахский с богатыми рудами, Нижне-Талнахский с убогой сульфидной минерализацией и Южно-Норильского рудного узла – Зеленогривский и условно названный Фокинским (вскрытый скв. 230 и отнесенный к норильскому типу интрузивов), также слабо оруденелые.

В результате изучения оливинов из разных массивов выявлено, что безрудные или слабооруденелые интрузивы содержат в целом более магнезиальный оливин (Fo_{79-83}) по сравнению с рудоносными (Fo_{53-81}), который характеризуется низкими концентрациями никеля (менее 0.1 мас.%, что отмечалось и ранее). Впервые установлено, что для оливинов безрудных массивов типичны пониженные содержания Ti (до 200 г/т) по сравнению с рудоносными, где концентрации этого элемента в среднем составляют около 300 г/т. Кроме этого, оливины



Распределение V в высокомагнезиальных оливинах магматических пород Норильского района.

безрудных массивов (и близкие им пикритовые базальты гудчихинской свиты и штока в долине р. Микчангды) обладают повышенными содержаниями V (22–34 г/т), в то время как в в рудоносных эти значения колеблются в пределах 14–20 г/т (при одной и той же магнезиальности оливина, см. рисунок). По содержаниям таких компонентов, как Li, Na, Sr, Al, не отмечается четкого разделения оливинов на отдельные группы.

Наибольший интерес вызывает распределение тяжелых редких земель и иттрия в оливинах, которые были определены методами SIMS LA и ICP-MS, показавшими хорошую сходимость полученных результатов. Установлено, что уровень концентраций этих элементов существенно варьирует, однако во всех случаях выявляется отрицательная корреляционная зависимость между ними и форстеритовым миналом в оливине. Этот факт свидетельствует о нахождении HREE и Y в виде изоморфной примеси, что было подтверждено исследованием оливинов с высокими концентрациями редких земель с помощью просвечивающего электронного микроскопа высокого разрешения (г. Потсдам).

Интересен факт образования характерных трендов зависимости Fo-REE для высокомагнезиальных оливинов для каждого массива в отдельности. При этом устанавливается зависимость степени накопления HREE в процессе фракционирования от степени рудоносности интрузива. Наиболее пологими являются тренды массивов Зеленогривского и Нижне-Талнахского, наиболее крутыми – Талнахского и Хараелахского. Первый из названных трендов очень близок к таковому для пикритовых базальтов гудчихинской свиты и может быть объяснен накоплением HREE и Y в результате простой фракционной кристаллизации. Особенности более крутых трендов, типичных для оливинов рудоносных массивов, требуют иной интерпретации. Вероятно, высокие концентрации HREE и Y в них возможны за счет накопления этих элементов в минерале при просачивании сильно фракционированного расплава через плотные кумулусные горизонты оливина либо в интрузивной камере, либо на пути к ней.

Изученные расплавные включения в оливинах указанных выше массивов разбиваются на два типа: обычные, близкие к составу пород (Зеленогривский массив) и аномальные, отличающиеся от состава пород повышенными концентрациями кремния и пониженными кальция (массивы Талнахского рудного узла). Последнее свидетельствуют о том, что оливины этих массивов являются интрателлурическими вкрапленниками и образовались из расплава, отличного от такового, сформировавшего основной объем интрузива. По содержаниям летучих компонентов (H_2O, Cl) расплавные включения в оливинах изученных массивов идентичны.

Таким образом, массивы Талнахского рудного узла имеют много общего в своем развитии, а степень рудоносности их коррелируется с количеством примесей в оливинах, особенно тяжелых редких земель.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 03-05-64578.

Литература

1. *Рябов В.В.* Оливины магматических пород Норильского района как показатели петрогенезиса. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1988. 100 с.
2. *Li C., Riplay E., Naldrett A.* Compositional variations of olivine and sulfur isotopes in the Norilsk and Talnakh intrusions, Siberia: implication for ore-forming processes in dynamic magma conduits // Econ. Geol. 2003. V. 98. P. 69–86.

НЕСУЛЬФИДНАЯ ЦИНКОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТУВЫ

А.И. Кудрявцева[1], В.В. Зайков[2], И.В. Кудрявцев[3]

[1]ТувИКОПР СО РАН, Россия
ptichka@tuva..ru
[2]Институт минералогии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
[3]Тувинская ГРЭ, Россия

В настоящее время проявляется экономический интерес к несульфидным рудам цинка, который обусловлен развитием новых методов их обогащения. Это вызвало новую волну научных исследований цинк-окисных руд (Бельгия, Ирландия, Сардиния, Польша) с указанием их особенностей генетических гипотез происхождения и, где возможно, показателей производительности.

Установлено, что в Европе несульфидные месторождения цинка принадлежат преимущественно к "каламиновой" группе, являются вторичными, образовались при супергенном окислении первичной сульфидной минерализации в карбонатных породах. Месторождения с преобладанием силикатов, которые в других регионах мира приурочены к протерозойскому фундаменту, в Европе не обнаружены. Однако специфическая минерализация (преобладание виллемита) некоторых "каламиновых" руд (в частности на месторождении La Calamin в Бельгии) заслуживает внимания как месторождения, содержащие гидратированные силикаты цинка, а также карбонаты, формирующиеся на остаточных поверхностях зон окисления сульфидных месторождений и сохранившихся под осадочным покровом, по-видимому, проявились только на месторождении Тайна (Ирландия) [7].

Виллемит – ортосиликат цинка $Zn_2(SiO_4)$ – считается редко встречающимся минералом, но иногда он дает промышленные скопления в зонах окисления сульфидных месторождений. Еще реже он встречается в рудах эндогенного происхождения – в контактово-метасоматических и гидротермальных [1, 3, 6]. На территории Тувы он установлен в четырех разновозрастных рудных полях с полиметаллической минерализацией разного генезиса.

1.В Белатр-Сарыгиматейском докембрийском рудном поле установлены две разновозрастные ассоциации виллемита [2]. В первичных стратиформных полиметаллических рудах на Белатрском рудопроявлении в терригенной толще баратальской свиты верхнего протерозоя проявлена метаморфическая генерация виллемита. Зона минерализации находится в северном крыле антиклинальной структуры и имеет протяженность 600 м при ширине 50–100 м. В ней присутствуют полосчато-вкрапленные руды, представленные пирротином, галенитом, сфалеритом, виллемитом и халькопиритом. Пирротин и пирит образуют в пределах полос зерна неправильной формы, иногда пластинчатые гранобластовые агрегаты размером менее 1 мм. Нерудная масса кварц-полевошпатового состава пронизана иголочками виллемита, имеющими линейно-полосчатое распределение, они подчеркивают кристаллизационную сланцеватость вмещающей породы. Размер тонкопризматического виллемита составляет 0.05–0.003 мм при соотношении длины и толщины сечений кристаллов 5:1.

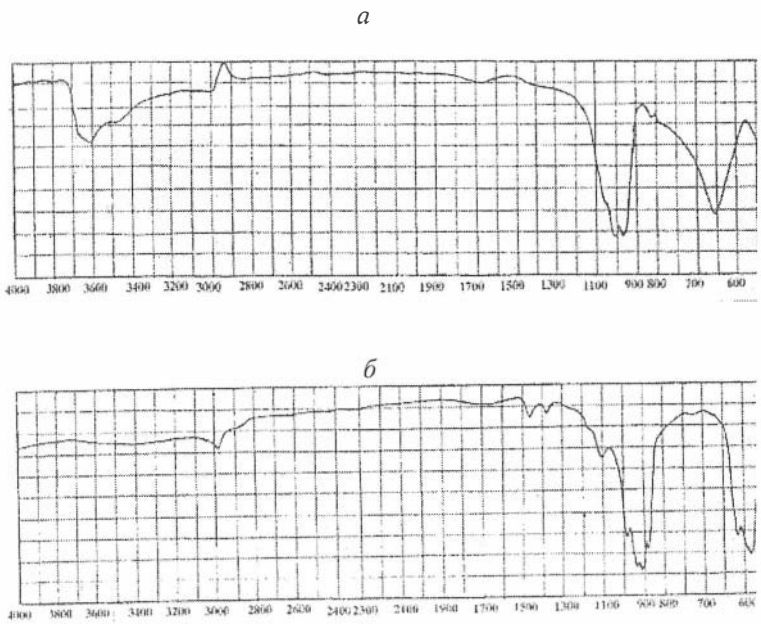
Вторая генерация виллемита здесь формирует окисленные и регенерационно-переотложенные руды. Они приурочены к зонам просадок шириной 10–40 м с продуктами зон окисления сульфидных руд: полосчатыми бурыми железняками, натечными кальцит-гетит-лимонит-марганцевыми стяжениями. Глыбы существенно виллемитовых руд имеют поперечник до 2 м и сложены белыми, светлыми, светло-зеленовато-серыми радиально-лучистыми округлыми красивыми агрегатами виллемита, имеющими беспорядочное и полосовое распределение. Диаметр агрегатов 3–8 мм, реже – 15–20 мм. Твердость виллемита 5–5.5, в катодных лучах светится характерным ярким салатным цветом. Показатели преломления: Ne = 1.726, No = 1.695, минерал одноосный, положительный. Рентгенограммы его соответствуют эталонным. Параметры решетки рассчитаны в гексагональной установке: $a_0 = 13.96 \pm 0.02$, $c_0 - 9.31 \pm 0.02$ (?).

2. На вулканогенно-осадочном рудном поле Солчур [1] в Тувинском прогибе, приуроченном к девон-карбоновой вулканотектонической структуре, несульфидная с виллемитом цинковая минерализация проявлена в двух позициях: а) в осадочных кварц-цинк-карбонатных рудах со сфалеритом, галенитом, баритом, флюоритом; б) в силикатно-окисных переотложенных палеоповерхностных рудах. Первые подсечены скважинами на разных глубинах (скв. 1, инт. 30.5–33.3 м; скв. 5, инт. 3–8 м; скв. 8, инт. 251.5–253.1 м), с содержанием цинка до 5–8 % и более, представлены брекчиями зеленоватых и вишнёвых девонских алевролитов, в которых светлый, белый агрегатно-зернистый виллемит, с размером индивидов менее 0,5 мм, является цементом. Здесь же есть гнезда и прожилки желтого (No = 1.700) и розового (No = 1.718) Zn-содержащих карбонатов (кутнагоритов), белого кварца, бесцветного флюорита. Предполагается

Состав виллемита поверхностных зон рудного поля Солчур

Канава	ZnO	MgO	MnO	PbO	SiO_2	Сумма	Ng	Np
К-54	72.85	0.04	0.02	0.73	25.63	99.29	1.723	1.694
К-6-36	73.43	0.05	–	0.36	26.25	100.09	1.719	1.691
К-14	73.40	0.04	–	0.06	26.40	99.90	1.720	1.692

Примечание. Анализы выполнены в ОИГГМ СО РАН.



Инфракрасные спектры поглощения: марганцевый виллемит (троостита) (*а*) и виллемита (*б*). Съемка образцов проводилась на спектрофотометре UR-10 в ЗабНИИ, лаборатория А.А. Казаченко.

вулканогенно-осадочный генезис данного типа руд с флюидно-эксгаляционным режимом функционирования.

Второй тип минерализации проявлен в приповерхностных силикатно-окисных омарганцованных свинцово-цинковых рудах, имеющих мощность до 30–40 м, виллемит и его марганцевая разновидность троостит (см.таблицу), составляют до 80 общ. % [5]. Он имеет короткостолбчатый или бочонковидный облик с преобладанием призматического типа габитусов с развитием граней призмы, а базопинакоид и скаленоэдр образуют головки кристаллов. Размер кристаллов колеблется от десятых долей до первых миллиметров. Цвет светло-серый, зеленоватый, прозрачный. По данным полуколичественного спектрального анализа в нем отмечаются примеси Pb, Mn, B до 1 % и тяготеющая к нему ассоциация Ba, Sr, B, F, Ag.

Особенности полос поглощения в ИК-спектре виллемита из поверхностных силикатно-окисных руд (см. рисунок) в сопоставлении со спектрами природных и синтетических виллемитов [6] показывают их несомненное сходство с аналогичными характеристиками.

3. На Улатай-Чозском редкоземельном железорудном месторождении, сформировавшемся в процессе мезозойской тектоно-магматической активизации в южном борту Тувинского прогиба, виллемит локально встречен в окисленных брекчиевых рудах в количестве до 1–2 %. Он хорошо улавливается благодаря своей сильной люминесценции ярко-салатного цвета в катодных и ультрафиолетовых лучах. Здесь он образует удлиненно-призматические и пластинчатые кристаллы и их агрегаты, сферолиты, массивно-зернистые скопления. Цвет серый, зеленоватый, прозрачен, часто бесцветен. Показатели преломления No = 1.719, Ne = 1.691.

В Ондумском рудном поле слабая минерализация виллемита отмечена на рудопроявлении Медное, которое сложено жерловыми фациями и вулканитами ондумской свиты нижнекембрийского возраста. Рудоносная зона характеризуется развитием комплексного по составу оруденения, находящаяся в палеогидротермальном поле. Полученные данные свидетельствуют о возможности выделения несульфидной цинковой с виллемитом минерализации и возможных руд в полиметаллических рудных районах Алтае-Саянской области.

Глыбовый и штуфной материал, сложенный красивыми сферолитами и агрегатами кристаллов виллемита (Сары-Гиматейское и Солчурское рудные поля), являются прекрасным демонстрационным учебным и музейным коллекционным материалом.

Литература

1. *Бартьев А.С., Боброва И.В., Ковалев К.Г., Мельгунов С.В.* Стратиформное свинцово-цинковое месторождение Солчур Тувинского прогиба // Геология и геофизика. 1990. № 6. С. 93–95.
2. *Зайков В.В., Лебедев В.И., Тюлькин В.Г. и др.* Рудные формации Тувы. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние. С. 75–85
3. *Марченко Е.Я.* Виллемит приразломных метасоматитов // Минер. журн. 1987. Т. 9, № 1. С. 86–89.
4. *Минералы.* Т. III, вып.1. М., 1972. С. 153–159.
5. *Михеев В.И.* Рентгенометрический определитель минералов. М.: Госгеолтехиздат, 1957. С. 868.
6. *Шлюкова З.В., Власова Е.В., Цепин А.И.* Виллемит из щелочных пород // Минер. журн. 1980. № 1. С. 100–102.
7. *Windhoek*: Geol. Surv. Namibia, 2002. P. 470–476.

ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ РАННЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ФЕННОСКАНДИИ

В.С. Куликов[1], В.В. Куликова[2], Я.В. Бычкова[3]

[1]Карельский научный центр РАН, г. Петрозаводск, Россия,
kulikov@krc.karelia.ru
[2]Институт геологии КарНЦ РАН, г. Петрозаводск, Россия,
kulikova@onego.ru
[3]Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, г. Москва, Россия
yanab@geol.msu.ru

"Первичная" гравитационная дифференциация протопланетного вещества Земли в состоянии движения обусловила его расслоение с одновременным закручиванием в спираль, или структуру типа "осиного гнезда", внутри которой происходило "сепарирование" на разные по свойствам и составу слои. Уплотнение вещества в глубине планеты, разрывы и частичное плавление на границах разных по составу и плотности "первичных" слоев, в том числе на границе ядро–мантия, обусловлены совокупностью влияния центробежных и центростремительных сил, разных реологических свойств вещества, раскачиванием твердого ядра. Они создают непрерывную эскалацию максимальных порций разных по составу расплавов к поверхности по сложному и *непредсказуемому* пути, особенно для глубинных зон. Плюмы как первоисточники рудно-магматических систем не являются однородными по своему составу, что обусловлено как глубиной зарождения, так и строением резервуаров, участвующих в их формировании. Известно, что многие современные идеи возникновения плюмов предполагают их зарождение на границе ядро–мантия при эволюции состава ядра. Вероятно, последнее может служить объяснением отличия докембрийских плюмов от фанерозойских, в том числе современных. Установлена цикличность в проявлении плюмового магматизма.

Авторами проанализированы следы раннепалеопротерозойского мантийного суперплюма [4, 6 и др.] с возрастом около 2.5–2.4 Ga. На современном эрозионном срезе Фенноскандинавского щита отчетливо выделяются три ареала распространения эффузивно-интрузивного магматизма основного – ультраосновного состава раннего палеопротерозоя: Центрально-Кольский, Южно-Лапландский и Восточно-Карельский. Предполагается, что каждый из них представляет собой следы соответствующих мантийных плюмов или составных частей (ветвей) единого суперплюма.

Центрально-Кольский по геохронологическим данным [3] проявился в двух главных фазах: ранней – 2507–2470 Ма (интрузивы горы Генеральской, Мончеплутон, Панские – Федоровы тундры) и поздний – 2441–2437 Ма (например, Имандровский лополит, внедрение которого произошло после формирования сумийских кислых и основных лав).

Южно-Лапландский является ответственным за формирование расслоенных мафит-ультрамафитовых интрузивов пояса Санта Клаус в Северной Карелии (Кивакка, Луккалайсваара, Ципринга и др.) [1 и др.] и Северной Финляндии (Наранкаваара, Пеникат, Куусиярви и др.) [5 и др.], а также вулканитов основного и кислого состава с возрастом 2440–2430 Ма.

Восточно-Карельский, или Виндибелт [2 и др.] наиболее отчетлив в Восточной Карелии и на западе Архангельской области, и его следы установлны в пределах палеорифта Ветреный Пояс в виде одноименной вулканоплутонической ассоциации (лавовые покровы, лавовые озера, субвулканические силлы и подвулканные интрузивы) палеопротерозойского возраста (2450–2410 Ма) и в зонах прототрансформных

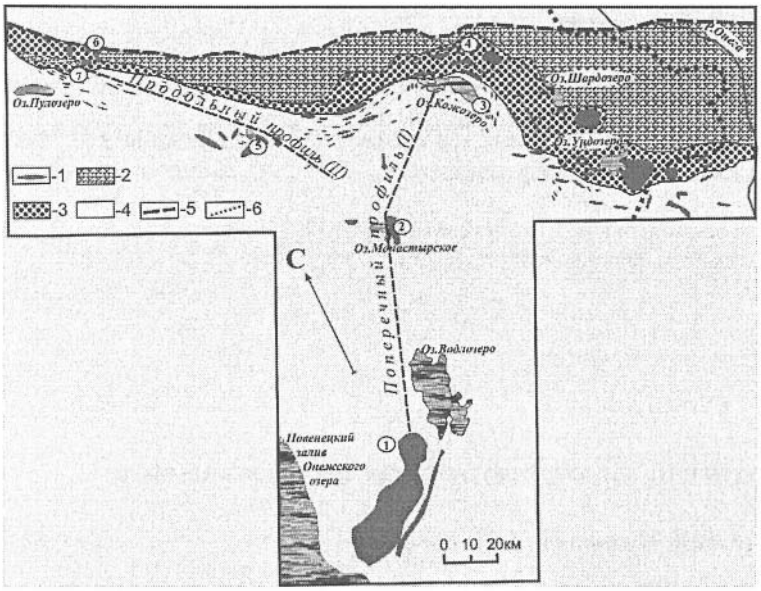


Схема палеопротерозойской вулканоплутонической ассоциации Ветреного пояса (составили В.С.Куликов, В.В.Куликова, Я.В.Бычкова, 2005 г.):

1 – мафит-ультрамафитовые интрузивы (1 – Бураковский; 2 – Монастырский; 3 – Щелейный Бор; 4 – Колозерский; 5 – Оловозерский; 6 – Нюхчереченский; 7 – Руйга); *2* – коматиитовые базальты свиты Ветреный Пояс; *3* – осадки виленгской свиты; *4* – дорифтовые нерасчлененные палеопротерозойские и архейские образования; *5* – свекофеннский надвиг; *6* – граница платформенного чехла Русской плиты.

разломов, контролируемых глубинными расслоенными массивами (Бураковский и Монастырский) в пределах палеоархейского Водлозерского блока (см. рисунок).

Впервые изучены полные разрезы лав свиты Ветреный Пояс на базовых участках (г. Голец, Бол. Левгора, р. Кожа и район Синегорья) с выделением от 30 до 70 лавовых покровов коматиитовых базальтов мощностью до 100 м и более, а также достоверно установлены и изучены подвулканные камеры (Руйга и др.). Это позволило оценить объем магмопроявления более 30 тыс. км^3. Формирование подобных высокомагнезиальных и высокотемпературных (1370–1400 °С) расплавов при интенсивной магмопродуктивности не может быть обеспечено плавлением на уровне литосферы, а требует привнесения материала из глубоких мантийных горизонтов. В качестве его источника по аналогии с современными крупномасштабными вулканическими полями (Исландия, Онтон-Джава и др.) рассматривается плюм Виндибелт с диаметром головы порядка 300–400 км. Центральная наиболее высокотемпературная часть головы плюма стала источником "горячих" высокомагнезиальных коматиитовых базальтов свиты Ветреный Пояс, а также их интрузивных комагматов. Об этом свидетельствуют: их пространственная связь, близость изотопных возрастов, а также сопоставимость рассчитанного для лавового плато исходного расплава и средневзвешенного состава Бураковского интрузива. По периферической части "головы" плюма в пределах мелких рифтогенных структур Красная Речка и Кумса в Центральной Карелии в ограниченном объеме изливались более "холодные" базальтовые и андезибазальтовые лавы.

Рассмотренные плюмы имеют определенное сходство по времени проявления и составам мафит-ультрамафитов с промышленными концентрациями рудных компонентов (никель, медь, платина – палладий, хром, титан и др.). В то же время они отличаются составами материнских расплавов бонинитовой и коматиитовой серий, степенью контаминации коровым материалом и другими индивидуальными геохимическими чертами и металлогеническими особенностями отдельных интрузивов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, инициативный проект № 05-05-64788.

Литература

1. *Коптев-Дворников Е.В.* Формационные подтипы гипербазит-базитовых расслоенных интрузивов Карело-Кольского региона и математическое моделирование динамики их затвердевания // Благородные металлы и алмазы севера европейской части России: Тез. докл. 1995. С. 54–56.
2. *Куликов В.С., Бычкова Я.В., Куликова В.В. и др.* Роль глубинной дифференциации в формировании палеопротерозойского лавового плато коматиитовых базальтов Синегорья (ЮВ Фенноскандии) // Петрология. 2005. № 5. С. 516–537.
3. *Смолькин В.Ф.* Расслоенные интрузии базит-ультрабазитов раннего протерозоя Балтийского щита: достижения и проблемы // Петрология и рудоносность регионов СНГ и Балтийского щита. Т. 3. Апатиты, 2005. С. 251–253.
4. *Шарков Е.В., Смолькин В.В., Красивская И.С.* Раннепротерозойская магматическая провинция высокомагнезиальных бонинитоподбных пород в восточной части Балтийского щита // Петрология. 1997. Т. 5, № 5. С. 503–522.
5. *Alapieti T.* The Koillismaa layered igneous komplex, Finland // GSF Bul. 1982. V. 319. P. 102.
6. *Puchtel I.S., Haase K.M., Hofmann A.W. et al.* Petrology and geochemistry of crustally contaminated komatiitic basalts from the Vetreny Belt, southeastern Baltic Shield: Evidence for an early Proterozoic mantle plume beneath rifted Archean continental lithosphere // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 1205–1222.

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ ОРДОВИКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ)

А.В. Купцова, С.В. Петров, Ю.С. Полеховский

Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург, Россия

Наличие жильной сульфидной минерализации в ордовикских отложениях юго-запада Ленинградской области, свидетельствующей о тектономагматической активизации Русской платформы, является важной и актуальной проблемой. Интерес к ней определяется в первую очередь возможностью обнаружения на территории области новых минеральных проявлений (железа, полиметаллов, золота, алмазов и др.), связанных с этим этапом активизационных процессов. Кроме того, образцы с макрокристаллами рудных минералов или их эффектное срастание являются минералогической редкостью для нашего региона и могут занять достойное место в частной минералогической коллекции или музее.

Проявления сульфидных минералов приурочено к системе тектонических дислокаций дизъюнктивного характера северо-восточного простирания, образование которых относят к каледонской эпохе складчатости. Жильная и вкрапленная минерализация (пирит, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит) сопровождается доломитизацией вмещающих известняков и проявлена в широком гипсометрическом интервале от низов среднего отдела ордовика (Алексеевский карьер, шахты Ленинградсланец) до известняков Ракверского горизонта верхнего ордовика (известковый карьер Печурки), т.е. на интервале более 100 м.

Изучение взаимоотношений минералов позволило установить основные стадии их формирования: 1) пирит и скаленоэдрический кальцит – диагенетическая стадия изменения осадков; 2) вкрапленный сфалерит и доломит – стадия метасоматического изменения вмещающих известняков; 3) пирит, марказит, сфалерит, галенит, халькопирит – главная стадия рудного эпигенеза; 4) ромбоэдрический доломит, призматический кальцит – пострудная стадия; 5) малахит, гидроксиды железа – гипергенная.

Ранний пирит представлен тонкими пленками, зернами, стяжениями, реже сферолитами. Вторая разновидность пирита встречается в зальбандах жил и зонах брекчий в виде кристаллических индивидов кубооктаэдрического габитуса. Марказит образует ромбо-дипирамидальные и копьевидные кристаллы размером до 10 мм в ассоциации с пиритом и сфалеритом. Метасоматический сфалерит образует мелкую вкрапленность (≤ 5 мм) в доломитах на расстоянии до 20–30 см от жил. Сфалерит и галенит встречаются в зонах брекчирования в виде отдельных, довольно крупных (до 30 мм), иногда с формами частичного растворения поверхности кристаллов. Кроме того, сфалерит (или одна из его политипных модификаций) обнаружен в виде натечных образований. Скаленоэдрический кальцит заполняет первичные пустоты и органические остатки в известняках. Призматический кальцит и ромбический доломит слагают большую часть зальбандов жил.

Изучение химического состава образцов вмещающих пород, сульфидных и карбонатных минералов показало, что процесс минералообразования сопровождался перераспределением химических элементов, привносом новых элементов, отсутствовавших в исходной минеральной матрице. К таким элементам относятся Ga, Ni, Co, Zr, Bi, Cd.

Все отмеченные особенности залегания, морфологии, минерального и химического состава рудных ассоциаций позволяют отнести их к разряду гидротермалитов.

ПРИЗНАКИ ЗАРОЖДЕНИЯ И ХАРАКТЕР ЭВОЛЮЦИИ СИНВУЛКАНИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ РИФТОВОЙ ЩЕЛОЧНО-ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВОЙ АССОЦИАЦИИ

А.А. Кустарникова, А.И. Усманов

Институт геологии и геофизики АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
ahusm@mail.ru

Названный И.Х. Хамрабаевым "Трансазиатский линеамент" – это протяженная, долгоживущая многофункциональная дизъюнктивная структура, прослеженная от Султанувайса на западе Узбекистана до Таласско-Ферганского сдвига в Южной Фергане и далее на восток по системе разломов в Атбаши-Иныльчекском хребте на территории Кыргызстана, к востоку от последнего в пределах (КНР) складчатой системы Тянь-Шаня между массивами Тарим и Турфан до меридиана восточной части Тарима, пересекая, таким образом, более двух третей Азиатского континента. На всем протяжении линеамент трассируется выходами основных и ультраосновных пород интрузивной и вулканогенной фаций.

В девонском периоде на территории Узбекистана упомянутый линеамент представлял собой рифтовую систему, обозначавшую границу литосферных плит с континентальной (Срединный Тянь-Шань) и океанической (Южный Тянь-Шань) корами. В центральной зоне рифта сосредоточены магматиты пикрит-габбро-базальтовой ассоциации, с которыми в Южной Фергане ассоциируются железорудное месторождение Надир, а в предгорьях Северного Нуратау также железорудное месторождение Темиркан. Объектом исследования послужил сохранившийся фрагмент вулканического жерла в центральной части рифта в Северо-Нуратинском хребте (Османсай).

В удаленной от жерла фациальной зоне базальты, как правило, лишены миндалин. Околожерловая зона наоборот изобилует ими как в потоках лав, так и в шаровых и крученых формах базальтов. Миндалины в них представлены преимущественно карбонатом. Вулканическое жерло выполнено туфами и гиалокластитами. Последние состоят из обломков стекловатых лав и стекла основного состава, а также редких кристаллов пироксена и плагиоклаза, связанных стеклом сферолитового гиаломелана без вышеуказанных обломков. Под микроскопом вулканическое стекло гомогенно, тогда как на растровых снимках, полученных с помощью микроанализатора JXA-8800R (фирма "Jeol", Япония), отчетливо видны участки сопряжения Ca, Mg и Fe при доминировании железа, а также участки Si, Al и Na, в которых превалирует силиций. Калий образует изометричные обособления и вытянутые формы, не ассоциирующиеся с другими элементами. Титан дает слабую рассеянность либо небольшую концентрацию в участках скопления Fe и Mg. Сферолитовый гиаломелан под микроскопом изобилует концентрически- зональными сферолитами, состав колец в которых характеризуется той же сопряженностью элементов, что и в стекле, только титан явно тяготеет к первой (Ca, Mg и Fe) группе, а калий – ко второй (Si, Al и Na). Отмечаются также сферолиты, ядерная часть которых представлена кристаллитами монокварца, анкеритом, хлоритом и магнетитом. Развитые здесь же миндалины также имеют зональное строение и состоят из карбоната в центре, хлорита и магнетита по периферии. Аналогичные миндалины изобилуют в жерловой зоне базальтов, но здесь они больше по размеру и имеют тенденцию к слиянию. В шлифах отмечаются микроминдалины, которые по периферии оконтурены зоной вулканического стекла с редкими включениями лейст плагиоклаза и зернышками сфена. Во внутренних частях миндалин находится карбонат, на контакте с которым стекло приобретает микросферолитовую структуру. Интересны миндалины неправильной формы, с расходящимся от них тонкими и короткими прожилками карбоната, затухающими в базальте. В тонких миндалинах наблюдается грубая зональность карбоната, обусловленная полосчатым расположением зерен определенного размера. Кроме того, в центре миндалин сосредоточивается бесформенный рудный минерал, который по периферии миндалины приобретает правильные кристаллографические формы, свойственные магнетиту. Такие прожилки карбоната, отходящие от миндалин, сопрягаются с рудными прожилками такой же мощности (0.1–0.5 мм), но более короткими. В околожерловой зоне базальтов карбонат развивается по спайности пироксенов и трещинам в оливине, образуют гроздья мельчайших ромбоэдров, как бы нанизанных на трещину. С ними часто ассоциируются мельчайшие кристаллики магнетита. Более крупные из них не всегда приурочены к трещинам, но тогда они оконтуриваются криптокристаллическим или микрокристаллическим карбонатом.

Одновременное присутствие в вулканическом стекле неоднородностей разных форм и состава допускает их спонтанное возникновение и одновременное развитие, направленное на образование синвулканической рудной системы, которая осложняется в околожерловой зоне наложенной пропилитизации с рассеянной вкрапленностью пирита.

РУДНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ПЛАТИНОИДОВ В ХРОМИТАХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ

В.А. Кутолин, В.А. Широких

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
lab02@uiggm.nsc.ru

Минералами-концентраторами хрома и платиноидов в верхней мантии являются шпинели и клинопироксены [13], которые образуют низкоплавкую котектику, содержащую 22 % шпинели и 78 % диопсида [14], поэтому эти минералы будут выплавляться в первую очередь при частичном плавлении мантии. В этот расплав перейдут те платиноиды, которые содержались в шпинели и клинопироксене вещества верхней мантии. Содержание Cr_2O_3 в таком расплаве составит 3–4 %, так как в шпинелях из глубинных мантийных ксенолитов количество этого окисла составляет в среднем 10–15 %, а в хромдиопсидах – 0.5–1.5 % [4]. Хромсодержащие силикатные расплавы очень склонны к ликвации, причем один из ликватов приобретает ультраосновной состав, а второй – сильно обогащается оксидом хрома [8]. Сосуществование ультраосновного и хромититового расплавов хорошо объясняет те геологические особенности, которые были описаны для многих ультраосновных массивов с хромитовым оруденением [5]. Платиноиды сконцентрируются в хромититовом расплаве.

Многочисленные данные свидетельствуют, что хромититовый расплав обогатится летучими компонентами. При подъеме или остывании такого расплава будет осуществляться его дегазация, причем пузырьки флюидов будут зарождаться на кристалликах хромита, который лучше смачивается летучими компонентами, чем силикатные минералы [12], а гетерогенная нуклеация пузырьков происходит легче, чем гомогенная. В результате коалесценции пузырьков может осуществляться накопление зерен хромита и их флотация, что приведет к дополнительному разделению расплава на обогащенную хромитом и обогащенную оливином фракции [12].

После затвердевания этих фракций расплава и формирования ими интрузивного тела осуществляется дальнейшее перераспределение выделений хромититов и содержащихся в них платиноидов путем синмагматической рекристаллизации [7, 9], которая вызывается пластическим течением пород при одновременном действии на них высокого гидростатического давления и сдвига. В таких условиях коэффициенты диффузии увеличиваются на 10–14 порядков, а скорости химических реакций возрастают на 3–8 порядков [6]. Это приведет к сильному ускорению диффузионного перемещения наночастиц платиноидов в зернах хромитов. Платиноиды будут накапливаться в дефектах кристаллических решеток этих зерен и двигаться вместе с дислокациями до тех пор, пока не выйдут на границы зерен. При перемещении границ зерен во время рекристаллизации хромититов связанные с ними наночастицы платиноидов будут увлекаться вместе с движущейся границей, налетать на другие частицы и сливаться с ними, что приведет к увеличению размеров этих частиц и их локализации между зернами хромититов [2]. Из-за сильного увеличения скоростей химических реакций [6] здесь могут образоваться собственные минералы платиноидов. Приведенные соображения, основанные на теоретических положениях химии твердого тела [2], хорошо согласуются с петрографическими данными А.Г. Мочалова с соавторами [7] о роли рекристаллизации дунитов в образовании таких минералов платиноидов, которые способны образовывать россыпи, так как они имеют достаточно большие размеры.

После завершения магматической стадии формирования ультраосновных массивов с платиноидно-хромитовым оруденением может произойти перераспределение платиноидов с помощью постмагматических флюидов, которые будут находиться в сверхкритическом состоянии и потому отличаться особенно высокой химической активностью [1]. По мнению В.В. Дистлера с сотрудниками [3], флюидный перенос и газотранспортные реакции являются одним из основных механизмов концентрирования платиноидов. Как показали эксперименты М.Е. Флита и Т.У. Ву [11], позднемагматические флюиды, содержащие серу или хлор, способны эффективно транспортировать платиноиды при температуре 1000 °С. В условиях повышенного давления, обусловленного большой глубиной становления ультраосновных массивов, будет эффективно действовать механизм растворения под давлением (pressure solution), что будет способствовать перераспределению платиноидов с их концентрацией в участках с меньшим давлением.

По-видимому, именно постмагматической стадии обязано своим появлением то большое разнообразие минералов платиноидов, которое описывается для многих гипербазитовых массивов с платиноидно-хромитовым оруденением, так как только на этой стадии возможен флюидный привнос таких элементов, как медь, сера, сурьма, мышьяк и ртуть, обнаруженных в составе платиноидных минералов. В соответствии

с известным законом геохимии о пропорциональности приращений элементов уже имеющимся концентрациям [10], можно ожидать, что процессы перераспределения платиноидов будут действовать симбатно на стадиях постмагматического флюидного переноса и синмагматической рекристаллизации и приводить к образованию немногих повышенных скоплений платиноидов за счет извлечения их из больших объемов хромититов, которые будут обедняться платиноидами.

Как следует из изложенных соображений, формирование повышенных концентраций платиноидов в хромитовых рудах ультраосновных массивов является многостадийным процессом. Каждую стадию этого процесса можно рассматривать как независимое событие с небольшой вероятностью его осуществления. Тогда вероятность накопления повышенных концентраций платиноидов будет равна произведению вероятностей этих событий, что составит очень малую величину. Это объяснение хорошо согласуется с редкостью повышенных концентраций платиноидов в хромитовых рудах ультраосновных массивов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-64504, а также Интеграционного проекта 6.4.1.

Литература

1. *Галкин А.В., Лунин В.В.* Успехи химии. 2005. Т.74, № 1. С. 24–40.
2. *Гегузин Я.Е., Кривоглаз М.А.* Движение макроскопических включений в твердых телах. М.: Металлургия, 1971.
3. *Дистлер В.В., Юдовская М.А., Крячко В.В.* Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: Изд-во ИГЕМ РАН, 2002. С. 34–36.
4. *Добрецов Н.Л., Кочкин Ю.Н., Кривенко А.П., Кутолин В.А.* Породообразующие пироксены. М.: Наука, 1971.
5. *Додин Д.Л., Ланда Э.А., Лазаренко В.Г.* Платиносодержащие хромитовые и титаномагнетитовые месторождения. М.: ООО "Геоинформцентр", 2003.
6. *Еникопопян Н.С., Мхитарян А.А., Карагезян А.С.* // Докл. АН СССР. 1986. Т. 288, № 3. С. 657–660.
7. *Мочалов А.Г., Зайцев В.П., Перцев А.В. и др.* Геология, генезис и вопросы освоения комплексных месторождений благородных металлов. М.: Изд-ИГЕМ РАН, 2002. С. 60–65.
8. *Округин А.В.* Тихоокеан. геология. 2004. Т.23, № 2. С 63–75.
9. *Щербаков С.А.* Пластические деформации ультрабазитов офиолитовой ассоциации Урала. М.: Наука. 1990.
10. *Ahrens L.H.* Nature. 1953. V.172, N 4390.
11. *Fleet M.E., Wu T.W.* Geochim. Cosmochim. Acta. 1995. V. 59, N 3. P. 487–495.
12. *Matweev S., Ballhaus C.* Earth Planet.Sci. Let. 2002.V.203, N1. P. 235–243.
13. *Mitchell R.H., Keays R.R.* Geochim. Cosmochim. Acta. 1981. V. 45, N 12. P. 2425–2442.
14. *Schairer J.F., Yoder H.S.* Carn. nst. Wash.Year Book. 1969. V. 68.

К ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКОВ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ В ПРОЦЕССАХ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЗОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА: ФАКТЫ И АРГУМЕНТЫ

И.В. Кучеренко

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия
lev@tpu.ru

Дискуссия по проблеме источников флюидов и главным образом золота и сопутствующих металлов в них, – ключевой в теории образования мезотермальных золотых месторождений, преодолела столетний рубеж, но проблема по-прежнему далека от решения. Причина заключается в том, что прямых критериев связей металлов с генерирующими источниками до сих пор не найдено, а привлечение косвенных данных, как показало время, оказалось недостаточно эффективным в силу объективных и субъективных обстоятельств. К числу последних, в частности, относится замечаемое в литературе последних десятилетий избирательное использование данных, "работающих" на тот или иной вариант противостоящих магматогенной или метаморфогенной гидротермальной концепций без разностороннего анализа накопленных фактов. Длительное время, например, при всей противоречивости опубликованных геохимических материалов предпринимаются попытки обосновать взгляд на вмещающие и окружающие рудные поля породы как доноры в процессах рудообразования, и это представление остается единственным аргументом метаморфогенно-гидротермальной концепции. Не получила должной поддержки и развития предложенная ранее в форме организации Всесоюзного совещания (1983 г.) идея сравнительного исследования

месторождений для поисков критериев сходства и различий между ними как рационального средства и одного из эффективных путей раскрытия генетической сущности и геологической обусловленности процессов рудообразования в кристаллическом, с одной стороны, и сланцевом – с другой, субстрате.

Учитывая высокую теоретическую и прикладную значимость проблемы, в докладе в очередной раз в сравнительном аспекте акцентируется внимание на накопленных до сего времени фактах и возможностях извлечения из анализа их выводов, которые могли бы составить основу геолого-генетической концепции рудообразования. Вопрос формулируется так: мезотермальные золотые месторождения в кристаллических породах и углеродистых терригенных сланцевых толщах – это однородные по геолого-генетической сущности объекты или разные, обязанные своим образованием отличным геологическим процессам? Объектами сравнительного анализа служат разновозрастные золоторудные месторождения Ленского и Северо-Забайкальского (поздний палеозой), Окино-Китойского (средний палеозой), Мартайгинского (ранний палеозой), Енисейского (поздний рифей) районов.

Трудами многих исследователей (Ю.В. Ляхова, И.В. Попивняка, В.А. Ехиванова, В.В. Левицкого, А.М. Сазонова и др.) показано участие в составе руд месторождений сланцевого и несланцевого типов, различающихся лишь в деталях минеральных ассоциаций пяти минеральных комплексов, образованных в температурном интервале 550–50 °С и при давлениях, не превышающих 2.7 кбар. В веществе руд и реконструированных режимах их образования обнаружены признаки пульсационного функционирования рудообразующих систем независимо от состава рудовмещающего субстрата. Порядок минеральной зональности и минералого-петрохимические черты всегда крупнообъемных околорудных метасоматических ореолов стандартны и отвечают березитовой метасоматической формации, физико-химические и термодинамические условия образования которых согласуются с режимами образования руд. В обрамлении рудоконтролирующих глубинных разломов метасоматиты тыловых зон и руды ряда месторождений (Сухоложского, Каралонского, Богодиканского, Кедровского, Советского и др.) обогащены, помимо прочих, фемическими элементами, – фосфором, титаном, магнием, ртутью; в некоторых объектах обнаружены металлы платиновой группы в концентрациях, достигающих промышленных значений. Изотопные отношения углерода карбонатов и серы сульфидов метасоматитов и руд близки метеоритному стандарту, а изотопно легкий углерод керогена и изотопно тяжелая сера пирита (пирротина) рудовмещающих углеродистых сланцев по мере приближения к рудоконтролирующим зонам глубинных разломов соответственно утяжеляется и облегчается в своем стремлении к мантийным меткам.

Противоречивые до сего времени представления о степени дорудной металлоносности, прежде всего, золотоносности сланцевых толщ в золоторудных районах, охватывающие интервал от кларковых (1–2 мг/т) до промышленных (первые г/т) значений, есть следствие использования не адекватных ситуации методик, ориентированных на решение задач поисковой геохимии, но не обеспечивающих раскрытия геологической истории металлов в околорудном пространстве рудных полей и на прилегающих территориях. Выполненные по альтернативной методике исследования с формированием многоуровневой системы выборок, представляющих виды и разновидности исходных пород, те же породы в минеральных зонах ареалов регионального метаморфизма и на высшем уровне – околорудного метасоматизма показали синрудное накопление дополнительных масс металлов в породах с кларковыми для них содержаниями, в том числе в углеродистых терригенных сланцевых толщах. Околорудные геохимические ореолы вписываются в околорудные метасоматические, обрамляя рудные тела и обнаруживая прямую зависимость от последних, – высокую контрастность аномалий благородных и некоторых сопутствующих металлов около руд с высокой продуктивностью, низкую контрастность или отсутствие аномалий в обрамлении безрудных интервалов рудовмещающих структур, усиление в направлении к рудным телам положительной корреляционной связи золота с серебром, увеличение золото-серебряного отношения до значений, свойственных рудам.

Контроль месторождений глубинными разломами сочетается с тесными пространственно-временными соотношениями оруденения в сланцевом и несланцевом субстрате с производными плутонического магматизма – гранитоидного на дорудном этапе и основного умеренно щелочного – на предрудном и рудном этапах. Обычное участие во внутрирудных дайках долеритов высокотемпературных сравнительно с околорудными метасоматическими ореолами эпигенетических минеральных ассоциаций согласуется с представлением о проводящей металлоносные растворы функции горячих даек–флюидопроводников. Околорудным метасоматитам от внутридайковых свойственны черты минералого-петрохимической и геохимической преемственности.

Перечисленные факты в их совокупности интерпретируются как признаки магматогенно-гидротермального происхождения месторождений, образованных в составе антидромных флюидно-магматических комплексов в результате функционирования на позднем базальтоидном этапе их становления металлоносных растворов мантийных уровней генерации в режимах внутриконтинентального и окраинно-континентального рифтогенеза.

КУМУЛЯЦИОННО-КОМПАКЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ НА ПРИМЕРЕ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА

А.В. Лавренчук

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
alavr@uiggm.nsc.ru

В основе конвекционно-кумуляционной модели [4] становления базитовых интрузий лежит предположение о том, что геохимический облик кумулятивной породы формируется в момент образования кумулятивного осадка, т.е. сколько-нибудь значительные перераспределения вещества в кумулусе отсутствуют. Такое предположение вполне справедливо для маломощных силлов, что и показало успешное тестирование модели на норильских траппах [4]. Однако для интрузий с мощностью разреза более 1–2 км. посткумулятивные процессы оказывают существенное влияние на состав пород и геохимическую структуру разреза. В качестве такого процесса рассматривается уплотнение кумулуса (компакция) за счет литостатического давления вышележащих кумулятивных горизонтов на фоне аддкумулятивного дорастания первичных минералов и миграции интеркумулусного расплава вверх [1]. Эффект компакции наиболее полно проявлен в нижних горизонтах расслоенной серии за счет мощности вышележащих кумулятов. Другим посткумулусным процессом, изменяющим первичную геохимическую структуру разреза массива, является эффект вторичного "подплавления" вышележащих кумулятов более высокотемпературными нижележащими [5] с образованием локальных зон ожижения. Еще одним, хотя и менее эффективным, процессом является диффузия компонентов в интеркумулятивной жидкости. Такие процессы, наложенные на первичную кумулятивную геохимическую структуру массива, приводят к мобилизации несовместимых и в первую очередь летучих компонентов и переносу их в центральные и верхние части разреза. Кумуляционно-компакционная модель рассматривается на примере Йоко-Довыренского массива Северного Прибайкалья.

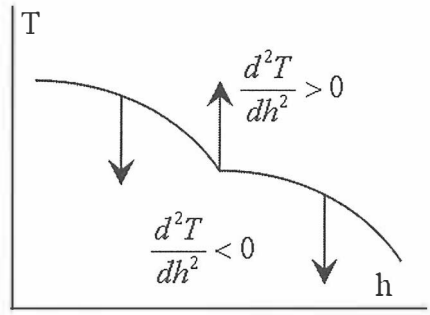
Йоко-Довыренский дунит-троктолит-габбро-норитовый массив – крупнейший интрузив довыренского комплекса Северного Прибайкалья - представляет собой силлоподобное тело мощностью до 3.5 км. Субвертикальное современное положение массива, практически 100 %-я обнаженность, отчетливо выраженная расслоенность сделали Йоко-Довыренский интрузив прекрасным объектом для изучения внутренней структуры дифференцированных массивов и верификации гипотез и моделей формирования расслоенных интрузий. Геологическая структура, особенности состава пород и минералов и их изменения по разрезу массива исследовались неоднократно, результаты этих исследований отражены в огромном количестве публикаций [2, 3 и др.].

Значительные и закономерные изменения как фазового, так и химического состава пород в разрезе массива позволяют предположить, что ведущим механизмом формирования расслоенности является фракционная кристаллизация как модель наиболее эффективной дифференциации базитовых интрузий. Для моделирования расслоенности была использована конвекционно-кумуляционная гипотеза [4, 5], в качестве состава исходной магмы принят интегральный состав интрузии, давление 0.5 кбар, активность кислорода на уровне буфера WM. Построенная модель фракционирования Йоко-Довыренского массива качественно отражает изменения химического состава пород и порядок смены кумулятивных парагенезисов. Однако систематическое отклонение состава модельных пород в дунитовой части разреза может свидетельствовать о влиянии посткумулусных процессов на окончательное формирование состава пород. Оценки плотности кумулуса в дунитовой и троктолитовой частях разреза методом геохимической термометрии [1] показали, что эти породы содержат 90–97 % кумулятивных минералов. Образование столь низкопористых пород невозможно при свободном падении кристаллов. Для корректного моделирования геохимической структуры разреза массива необходимо привлекать механизмы уплотнения кумулуса, такие как компакция [1].

Для моделирования процесса формирования разреза Йоко-Довыренского массива использована двухслойная кумуляционно-компакционная модель. В верхней части массива в условиях свободно конвектирующей магмы образование кумулятивных пород происходит в соответствии с конвекционно-кумуляционной моделью. В нижней кумулятивной части движение тепла и вещества описывается уравнениями компакции и диффузии тепла и вещества и аддкумулятивного дорастания кристаллов. Построенная модель адекватно объясняет формирование низкопористых пород, образование плагиоперидотитов и плагиодунитов в нижней части разреза. При моделировании выяснилось, что на границах смены кумулятивных парагенезисов формируются зоны локального подплавления пород за счет смены знака второй производной температуры по вертикальной координате (см. рисунок), т.е. на фоне общего остывания и кристаллизации пород массива на границах смены парагенезисов происходит нагревание и плавления пород. Возможность

Образование зоны подплавления на границе смены парагенезисов.

Стрелками показано направление изменения температуры.



образования таких зон было показано в [5]. Эти зоны являются геохимическими ловушками для несовместимых элементов и главным образом летучих. В разрезе Йоко-Довыренского массива положение зон подплавления отвечает положению пегматоидных горизонтов, в которых отмечается малосульфидная платонометалльная минерализация (нижний и верхний платитоносные рифы).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект №05-05-64504, ВМТК ОИГГМ, №1732 и Президентской программы по поддержке ведущих научных школ РФ, НШ-1573.2003.5.

Литература

1. *Арискин А.А., Конников Э.Г., Кислов Е.В.* Моделирование равновесной кристаллизации ультрамафитов в приложении к проблемам формирования фазовой расслоенности Довыренского плутона (Северное Прибайкалье, Россия) // Геохимия. 2003. № 2. С. 131–155.
2. *Кислов Е.В.* Йоко-Довыренский расслоенный массив. Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 1998. 265 с.
3. *Конников Э.Г.* Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья: петрология и рудообразование. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. 223 с.
4. *Френкель М.Я., Ярошевский А.А., Арискин А.А. и др.* Динамика внутрикамерной дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1988. 216 с.
5. *Френкель М.Я.* Тепловая и химическая динамика дифференциации базитовых магм. М.: Наука, 1995. 239 с.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭПГ, Ni, Co В РУДАХ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА ИНТРУЗИИ ДЖАЛТУЛ, НОРИЛЬСКИЙ РАЙОН

А.А. Лапковский

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
trapp@uiggm.nsc.ru

Руды самородного железа в дифференцированных базитовых интрузивах являются не только важным источником информации о специфике развития флюидно-магматических систем, сопровождающих становление таких массивов, но и вызывают пристальный интерес исследователей как новый перспективный тип промышленных концентраций ЭПГ. На основе детального изучения руд самородного железа интрузии Джалтул с применением комплекса современных аналитических методов (сканирующая электронная микроскопия, атомно-абсорбционный анализ, электронно-зондовые микроаналитические исследования) получена новая информация о минералого-геохимических особенностях этих руд и факторах их образования.

Джалтульский массив залегает среди угленосных терригенных отложений (C_2–P) на северо-западе Сибирской платформы в виде вытянутого в северном направлении пластообразного тела площадью около 1800 км² при мощности от 30 до 600 м и более [1]. В разрезе массива наблюдается расслоенность от троктолитовых габбро-долеритов в основании до безоливиновых разностей в средних участках, которые сменяются кварцсодержащими габбро-долеритами, габбро-диоритами и монцодиоритами пегматоидного облика в прикровельных участках интрузива. По структурно-петрологическим особенностям пород и характеру проявления руд самородного железа Джальтульский массив сходен с интрузиями Хунгтукун, Хининда и Маймечинская Маймеча-Котуйской провинции [2].

Руды самородного железа интрузии Джалтул приурочены только к верхней эндоконтактовой зоне массива и локализованы в оливин-плагиофировых габбро-долеритах и пироксен-плагиоклазовых афанитах. Самородное железо в габбро-долеритах формирует интерстициальную вкрапленность, крупные округлые

капли, при слипании которых образуются губчатые и сливные руды. Желваки сплошных руд достигают размеров 5×50 мм. В тонкозернистых афанитах самородное железо равномерно распределено в виде тонкой сыпи капель (размером менее 1 мкм) в центральных участках порфировых выделений плагиоклаза и пироксена, а также в виде мелких шариков в интерстициях силикатов.

Главными минералами руд самородного железа являются феррит (Ni 0.1–0.5, Co 0.1–0.5 мас. %) в афанитах и камасит (Ni 1–7, Co 0.5–2.3 мас. %) в габбро-долеритах. В виде эмульсионной вкрапленности в камасите наблюдается самородная медь, в составе которой зафиксированы примеси (мас. %): Ni (от 0.99–2.34 до 7.71), Co (0.008–0.8), Fe (1.25–5.18). В ассоциации с камаситом диагностированы интерметаллические соединения, представленные FeNi, NiFe, FeCo, SnNi(Pd), образующие эмульсионную вкрапленность или полиминеральные медь-магнетит-сульфид-FeNi графические срастания по периферии выделений камасита. На границах обособлений феррита и камасита с силикатной матрицей постоянно наблюдаются минералы углерода (графит псевдокубического и псевдооктаэдрического габитуса, аморфное углеродистое вещество антраксолит), карбиды и фосфиды железа и кремния, представленные когенитом (Fe_3C), муассанитом (SiC), шрейберзитом (Fe_3P). Сравнительно редкими минералами руд самородного железа являются сульфиды, образующие срастания на границах выделений камасита и силикатной матрицы. Среди сульфидов установлены пирротин, пентландит, халькопирит, борнит, в ассоциации с которыми обнаружена самородная медь. Вюстит и магнетит, наблюдаемые в краевых зонах обособлений камасита, содержат примеси Ni (1.5–2.07 мас. %) и Cu (до 0.13 мас. %). Образование этих минералов связано с окислением камасита на границе с силикатной матрицей, в процессе чего оксиды железа наследуют примеси, содержащиеся в самородном железе.

По данным атомной абсорбции в самородном железе установлены значимые концентрации платиноидов, золота и серебра (ppm): Pt (0.25), Pd (0.99), Rh (0.04), Ru (0.1), Au (0.21), Ag (0.24). Многомерная статистическая обработка аналитических данных с применением кластерного и факторного анализов позволила выявить контрастные различия в содержаниях этих металлов в желваках самородного железа, в зависимости от содержания в железе Ni и As. Для самородного железа с повышенным содержанием Ni (3.3 мас. %) и As характерны самые высокие концентрации благородных металлов (ppm): Pt (2.88), Pd (3.73), Rh (0.49), Ru (0.32), Au (1.05), Ag (0.88). Это железо характеризуется положительными значимыми коэффициентами корреляции в ряду Pt-Pd-Ru-Ag. В желваках самородного железа с повышенными концентрациями Pd (7.89 ppm) установлена отрицательная корреляционная зависимость между Pt и Pd, но прямая связь между Pt и Cr, а также между Pd и Ni. Следует отметить, что содержания благородных и цветных металлов в самородном железе значительно превышают таковые в габбро-долеритах и афанитах, несомненно свидетельствуя о концентрировании этих металлов в фазе самородного железа.

Учитывая информацию о составе флюидов траппов Сибирской платформы [3] и данные по термометрии расплавных включений в стеклах из самородного железа интрузии Хунгктукун [4], можно предположить, что важнейшим фактором формирования руд самородного железа Джалтульского массива является специфический флюидный режим кристаллизации базитового расплава этой интрузии. Высокая флюидонасыщенность остаточного расплава, внедрившегося в верхнюю эндоконтактовую зону магматической камеры, способствовала ликвационному расщеплению расплава на силикатную, железную и сульфидную жидкости. Анализ взаимоотношений минеральных фаз, слагающих руды самородного железа, свидетельствует о том, что магматогенные флюиды, участвовавшие в формировании этих минеральных ассоциаций, были восстановленными и гетерофазными, с обособленными газовыми фазами C-H и S состава. Резкая гетерофазность газовых составляющих этих флюидов привела к разделению металлической жидкости Fe-C-Ni-Co-Cu-S состава на две независимые жидкости Fe-Cu-S и Fe-C-N-Co с обогащением последней платиноидами. Одной из возможных причин резко восстановленного состава флюидов может быть ассимиляция углеводородов из вмещающих углистых пород в промежуточной магматической камере.

Литература

1. *Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.* Магматические образования Норильского района. Т.1. Петрология траппов. Новосибирск: Нонпарель, 2000. 408 с.
2. *Рябов В.В., Аношин Г.Н.* Платино-железометалльное оруденение в интрузивных траппах Сибирской платформы // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 2. С. 162–174.
3. *Рябов В.В.* Флюидный режим траппового магматизма и рудообразования (петрологический аспект) // Геология и геофизика. 1999. Т. 40, № 10. С. 1457–1473.
4. *Краснов Н.В., Рябов В.В., Коненко В.Ф.* Ликвация природных расплавов по данным термобарогеохимии. Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов // Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. Львов, 1985. С. 110–111.

РОЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ СУЛЬФИД–РАСТВОР В МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ "НЕВИДИМОГО" ЗОЛОТА

Ю.В. Лаптев[1], К.Б. Розов[2]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
laptev@uiggm.nsc.ru
[2]Новосибирский государственный университет, г. Новосибирск, Россия
kor87@bk.ru

Для решения известной проблемы нахождения золота в скрытых "невидимых" формах в последнее время все более активно развиваются исследования по физико-химическому изучению возможностей концентрирования Au в целом ряде сульфидных минералов. В цепочке взаимодействий раствор - поверхность - кристалл образование поверхностных комплексов золота служит промежуточным звеном для реализации последующего процесса его концентрирования в твердой фазе, в том числе и во внеструктурных позициях кристаллической решетки [3]. Имеется большая подборка фактов, свидетельствующих о реакциях экстрагирования золота из его растворов по механизму адсорбции на поверхности сульфидов, в частности, применительно к месторождениям типа Карлин и для современных объектов в океанических бассейнах. Обоснованием механизма адсорбции в концентрировании золота служит его выявленное состояние в сульфидах не только в форме Au°, но и Au(I) как признака унаследованности состава поверхностного соединения.

Цель настоящего исследования – выявление и изучение эффекта распределения Au(I) между слабокислым хлоридно-сульфидным раствором и поверхностью сульфида (на примере пирита) в условиях повышенных температур (200 °C, P = 150–200 бар) как фактора, определяющего возможность последующей консервации золота в скрытых формах при росте кристаллов сульфидов. Был применен метод конкурирующих реакций, когда общий расход золота при введении его избыточных количеств в форме Au(met) определялся интенсивностью процессов по схеме: Au(met) – Au(p-p) – Au(=FeS_2). Для достижения максимальной растворимости золота в слабокислых сульфидно-хлоридных растворах создавались условия, отвечающие промежуточным значениям окислительно-восстановительного потенциала (ОВП) между пирит-пирротиновым и пирит-гематитовым минеральным буферам (рис.1). Суть методики заключалась в частичном окислении сульфидно-хлоридного раствора состава 0.1m H_2S + 0.17mNaCl строго дозированными количествами окислителя – азотной кислоты (0.00156m HNO_3) с созданием pH = 2.9. Регулируемое окисление сероводорода до S_8°(p-p) позволило провести процессы растворения и переосаждения золота в жестко заданных red-ox условиях по равновесию $8H_2$(p-p) + S_8°(p-p) = $8H_2S$(p-p).

При проведении опытов по растворению золота в присутствии пирита обнаружен четкий эффект возрастания общего расхода Au(met) с увеличением количеств FeS_2 (рис. 2). Расчет кажущегося коэффициента распределения K_D = $Au_{=FeS_2,\ ppm}$ / $Au_{p\text{-}p,\ ppm}$ отвечает интервалу величин 5–25. Наибольшие значения K_D

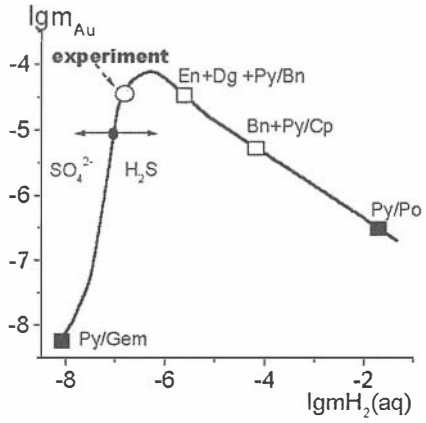


Рис. 1. Расчетная растворимость Au для t = 200 °C (P = 150 бар) в зависимости от равновесных содержаний H_2(aq).

На кривую вынесены точки буферных минеральных ассоциаций: Py/Gem – пирит/гематитовый; En+Dg+Py/Bn – энаргит+дигенит+пирит/борнит; Bn+Py/Cp – борнит+пирит/халькопирит; Py/Po – пирит/пирротин.

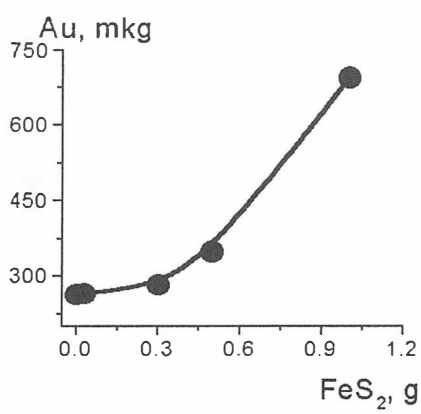


Рис. 2. Зависимость общего расхода Au от количества FeS_2 в условиях опытов.

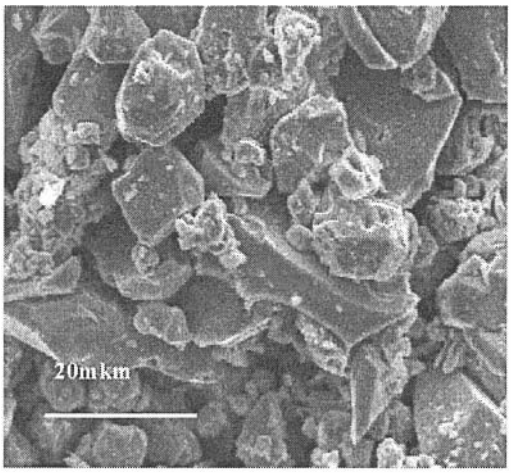


Рис. 3. Электронная микрофотография (SEM) пирита из опыта по осаждению золота.

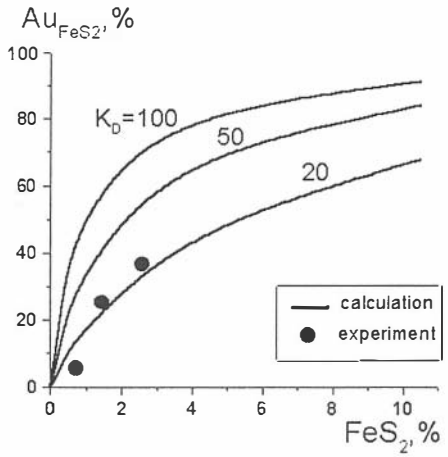


Рис. 4. Доля "пиритового" золота в зависимости от отношения FeS_2 / раствор при разных величинах K_D.

соответствуют наиболее измельченной фракции (до 20 – 40 мкм). При исследовании образцов методом SEM не было обнаружено каких-либо золотосодержащих фаз даже при содержании Au до 250 ppm (рис. 3). Для исследования состояния золота на поверхности пирита дополнительно был привлечен метод фотоэлектронной спектроскопии (XPS). С учетом чувствительности метода по отношению к Au (на уровне 1000 ppm) при 200 °C были получены образцы с содержанием золота в тонкодисперсной пиритовой фазе до 3000 ppm. Спектр XPS, отвечающий состоянию золота на поверхности пирита, показал полное соответствие поверхностным соединениям золота в неметаллическом состоянии Au(I) – 84.8 – 85.1eV [1]. В параллельном опыте без пирита осаждение золота в кислом сульфидсодержащем растворе привело к образованию его сульфида Au_2S (по данным рентгеновской дифрактометрии). Следуя теории о возможности существования на поверхности минералов "неавтономных" образований [2] можно предположить, что и на поверхности пирита золото присутствовало в форме "закрепленных" серосодержащих форм вероятного состава = Au_2S=.

Геохимическая значимость эффекта поверхностного взаимодействия золота с пиритом определена расчетом материального баланса в системе FeS_2 – раствор через заданные коэффициенты K_D. Видно (рис. 4), что доля адсорбированного золота может достигать высоких значений (вплоть до 90 %) при росте величин K_D и повышения количеств сульфида (>10 % относительно массы раствора). Таким образом рассмотренный механизм концентрирования золота в первую очередь должен быть характерен для очень тонких пористых структур (высокие величины кажущихся коэффициентов распределения), в частности, при гидротермальном рудообразовании на дне океанических бассейнов. Этот же эффект может проявляться и в условиях существования наименее "восстановительных" сульфидных ассоциаций, в частности, энаргит + дигенит +пирит + борнитовой (см. рис. 1), когда при экстремально высокой растворимости золота осаждение золота в форме Au(met) затруднено.

Литература

1. *Лаптев Ю.В., Мазалов Л.Н., Оглезнева И.М., Розов К.Б.* XV Российское совещание по экспериментальной минералогии: Материалы совещ. Сыктывкар, 2005. С. 269–272.
2. *Таусон В.Л., Бабкин Д.Н., Пархоменко И.Ю., Меньшиков В.И.* Кристаллография. 2004. Т. 49, № 2. С.199–207.
3. *Урусов В.С., Таусон В.Л., Акимов В.В.* Геохимия твердого тела. М.: ГЕОС, 1997. 500 с.

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО КОБАЛЬТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

В.И. Лебедев[1], И.Г. Третьякова[2], Г.Г. Павлова[2]

[1]Тувинский институт комплексного освоения природных ресурсов СО РАН, г. Кызыл, Республика Тыва
[2]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск
itret@uiggm.nsc.ru

Алтае-Саянская орогенная область является одной из кобальтоносных провинций, в которой широко развито гидротермальное и гидротермально метасоматическое кобальтовое оруденение. В этом регионе выделены три главных формационных типа гидротермальных кобальтовых месторождений: кобальт-сульфоарсенидные (Co-As), никель-кобальт-арсенидные (Ni-Co-As±Bi±Ag), медно-кобальт-сульфоарсенидные-сульфосольные (Cu-Co). К кобальт-сульфоарсенидным месторождениям относятся такие объекты, как Владимировское (Северо-Восточный Алтай), Каракульское, Караоюкское, Юстыдское и другие (Юго-Восточный Алтай), ранние кобальтоносные скарны месторождения Хову-Аксы (Тува) и др. Они представлены зонами с сульфидно-арсенидной минерализацией, проявленными среди скарнов, скарнированных пород и роговиков в экзоконтактовых зонах гранитоидных интрузий.

Никель-кобальт-арсенидные месторождения гораздо шире распространены на территории АСОО. Они известны в Тыве (Хову-Аксынское, Асхатин-Гол, Хурен-Тайга, Кызыл-Оюк), Горном Алтае, Хакасии и Северо-Западной М Монголии. Медно-кобальт-сульфоарсенидные-сульфосольные месторождения проявлены в Туве (Узунойское, Могенбуреньское, Кааттайгинское), Хакасии (Хараджульское, Бутрахтинское), в Северо-Западной Монголии (Сергеевское и др.), Горной Шории и других районах АСОО.

Существуют различные представления относительно времени формирования кобальтовых месторождений. Разные авторы относили их к трем возрастным этапам: позднемезозойскому (J–K), среднепалеозойскому (D–C) и раннепалеозойскому. За последнее время накоплен большой объем новых геологических, геохимических и геохронологических данных, анализ которых позволяет выделить по крайней мере три рубежа формирования кобальтового оруденения: позднемезозойский (J_3–K_1), раннемезозойский (P_2–T_1) и среднепалеозойский (D–C_1).

Позднемезозойский этап (J_3–K_1) формирования Co-оруденения выделяется на основе имеющихся геологических данных о локализации никель-кобальтового арсенидного и медно-кобальтового сульфоарсенидно-сульфосольного оруденения среди юрских (J_{1-2}) терригенных, гипсоносных отложений Каргинского грабена (Юго-Западная Тува, Северо-Западная М Монголия). Кобальтовое и ассоциирующее с ним полиметаллическое (Cu, Pb, Zn) и баритовое оруденения наложены на юрские конгломераты, чем обозначается нижняя граница его формирования. В то же время среди меловых терригенных отложений, несогласно перекрывающих нижне-среднеюрские отложения в восточной части Каргинского грабена, кобальтовая минерализация отсутствует, но отмечаются проявления медистых песчаников. Осадочно-диагенетическая минерализации такого типа более широко развита в югу в пределах локальных меловых прогибов Хархиринского хребта (Цаган-Шибетинская зона). В медистых песчаниках установлены повышенные содержания As, Sb, Ni, Co, Ag, Bi – элементов, весьма характерных для кобальтового оруденения Каргинского грабена. К востоку от рассматриваемого района никель-кобальтовая арсенидная минерализация пространственно ассоциирует со щелочными интрузиями с карбонатитами (Улатай-Чозский район), возраст которых составляет 118–120 млн лет.

С *раннемезозойским этапом (P_2–T_1)* связано образование никель-кобальт-арсенидного оруденения Юстыдского рудного узла (Юго-Восточный Алтай, Юго-Западная Тува, Северо-Западная Монголия), а также Cu-Co-сульфоарсенидно-сульфосольного в Южно-Чуйском хребте на Алтае. Оно наложено на все образования палеозойского возраста, включая магматические и осадочные породы девона и дайки долеритов P–T возраста. При этом рудные тела с кобальтовой минерализацией пересекаются дайками лампрофиров Чуйского комплекса, возраст которых составляет 246–240 млн лет, Ar-Ar-метод [1, 2]. В Юстыдском рудном узле установлено наложение серебро-сурьмяной минерализации (238 млн лет, Ar-Ar-метод) на никель-кобальт-арсенидную. В Северо-Западной Монголии на Сагсайском месторождении – наложение ртутного оруденения на никель-кобальт-арсенидное. Возраст ртутного оруденения этого региона составляет 231–234 млн лет [1]. Таким образом, верхняя граница раннемезозойского этапа находится в интервале 246–238 млн лет, а нижняя определяется возрастом долеритов (P_2–T_1), на которые накладывается кобальтовое оруденение. Изотопно-геохронологические исследования [3] показали, что время формирования такого оруденения составляет 258–250 млн лет (U-Pb-метод), что соответствует рубежу перми и триаса.

Со *среднепалеозойским этапом ($D–C_1$)* связано образование кобальт-сульфоарсенидных скарновых месторождений: Хову-Аксы (ранние кобальтоносные скарны), Владимировское (Северо-Восточный Алтай), медно-кобальт-вольфрамовое Каракульское месторождение (Юго-Восточный Алтай), а также, вероятно, кобальтовое оруденение Абаканского рудного узла (Хакасия). По данным Н.Г. Прокопцева и др. [4], кобальтоносные скарны Владимировского месторождения генетически связаны с габбро-диоритами Чарышского комплекса ($D_3–C_1$). Среднепалеозойский возраст кобальтового оруденения (Каракульское, Юстыдское, Караоюкское и др.) определен изотопно-геохронологическими исследованиями в Юстыдском рудном узле (Юго-Восточный Алтай). Возраст гранитов составляет 355.7±8.6 млн лет (U-Pb-метод), а связанного с ним Sn-W(Ni), Cu-Co-W и Co-As-оруденения – 352±6 млн лет (Ar-Ar-метод).

Предполагается, что в АСОО проявлено и раннепалеозойское ($Є–O$) кобальтовое оруденение (Западный Саян, Горная Шория, Западная Монголия и другие районы). Все это свидетельствует о разновозрастности кобальтового оруденения Алтае-Саянской орогенной области и необходимость проведения детальных изотопно-геохронологических исследований по определению основных рубежей его формирования.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64485 и гранта Министерства образования и науки РФ РНП.2.1.1.702.

Литература

1. *Борисенко А.С., Говердовский В.А., Пономарчук В.А. и др.* Возраст золото-ртутной минерализации Алтае-Саянской орогенной области // Вестн. Томск. гос. ун-та. 2003. № 3 (III). С. 216–217.
2. *Врублевский В.В., Гертнер И.Ф., Поляков Г.В. и др.* Ar-Ar изотопный возраст лампроитовых даек Чуйского комплекса, Горный Алтай // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 4. С. 516–519.
3. *Митропольский А.С., Кулик Н.А.* Висмут-никель-кобальтовое оруденение в зонах мезозойской активизации Горного Алтая и Западной Тувы // Закономерности размещения полезных ископаемых. М.: Наука, 1975. Т. 11. С. 306–313.
4. *Прокопцев Н.Г.* О малых интрузивах междуречья Кумира и Коргона и связанном с ними оруденении (Горный Алтай) // Геология руд. месторождений. 1960. № 6.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И ПРОБЛЕМЫ РУДОГЕНЕЗА

Ф.А. Летников

Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия
letnikov@crust.irk.ru

Дискретность проявления металлогенических циклов во времени и длительные временные перерывы между ними дают основание для предложения о различной природе эндогенных рудообразующих флюидных систем, на базе которых формируются рудоносные магматические комплексы и сами месторождения. Более того, даже внутри единых тектонических структур, например, плит, платформ, срединных массивов или постскладчатых орогенных областей существуют ареалы проявления того или иного рудообразующего цикла, когда за пределами ареала месторождения данного типа не встречаются. В еще большей мере это относится к протяженным линейным зонам глубинных разломов и зонам активизации. Все это дает основание для ряда однозначных выводов в рамках существующей парадигмы о ведущей роли эндогенных флюидных систем в формировании эндогенных рудных месторождений. Составляющими компонентами такого природного явления, как формирование рудных месторождений являются: предыстория данного геологического блока, иными словами – степень зрелости литосферы; глубина залегания подстилающего флюидизированного астеносферного слоя, масштабы наложенной флюидизации литосферы связанные с термальным воздействием сверхглубинных плюмов, геохимической и флюидной специализацией самих плюмов.

Специфической особенностью многих эндогенных рудных месторождений является одно – концентрация промышленно-ценных рудных элементов в рудах весьма низка: в одних случаях это граммы на тонну руды – Au, Pt, Pd, десятки и первые сотни грамм Ag, Ta, Nb, Be, W, U, Mo, Li, Bi и т.д. Иными словами, их суммарное содержание в руде или "пустой" породе не превышает 1 %. Оставшиеся 99 % представлены совсем другими

"нерудными" минералами, хотя именно эти минералы ввиду своей преобладающей массоемкости и определяют физико-химическую направленность процесса и его флюидный режим. Во многом загадочной остается природа кварца, слагающего золотоносные кварцевые жилы в массивах габбро и габбро-диоритов (Степняк, Бестюбе и др.), когда во вмещающей породе (магме), с которой мы связываем образование этих жил, кварц как таковой отсутствует. Парадокс заключается в том, что, согласно теории в, постмагматическую флюидную фазу уходят компоненты насыщающие материнскую магму. В отношении гранитоидных магм все ясно – это кварц, но в габброидных магмах такого быть не может, а протяженных золотоносных кварцевых жил в габброидных массивах великое множество и природа их до сих пор остается дискуссионной.

На основании многочисленных фактов и понимания физико-химической направленности эволюции сверхглубинных флюидных плюмовых систем мы приходим к выводу о выносе восстановленными сверхглубинными флюидами из мантии кремния, на базе которого в коре и формируются кварцевые жилы подобного типа, когда в них наличие Fe, Au, S, Ag, Bi, As, Pt, Pd, Se. Te и других халькофильных и самородных элементов указывает на их плюмовую природу.

Аналогичные парадоксальные ситуации возникают и в других типах месторождений, которые, якобы, связаны с определенными так называемыми "редкометалльными гранитами". Например, W-Be-Mo грейзеновое месторождение Акчатау в центральном Казахстане, где вольфрамит рассеян в массе пирита, который слагает жилы выполнения в грейзенах. Если учесть, что суммарное содержание Fe в так называемых материнских гранитах акчатауского типа не превышает 1 %, а серы менее 0.2 %, и исходя из концепции, что в постмагматический флюид "сбрасываются" избыточные компоненты магматического расплава, то возникает законный вопрос о природе протяженных пиритовых жил, в которых содержание WO_3 колеблется от 0.1 до 0.5 %. В равной мере это относится и к флюорит-марказитовым жилам Калангуйского месторождения в Забайкалье и к протяженным флюоритовым жилам в ультракислых гранитах Монголии, когда в гранитах содержание CaO не превышает 0.6 %.

Иными словами, парадигма о тесной генетической связи определенного типа эндогенных рудных месторождений с вмещающими их магматическими массивами требует в некоторых случаях пересмотра старых и создания новых альтернативных генетических схем.

На основании анализа многочисленных данных мы еще раз приходим к выводу, что именно анионный состав флюидных систем во многом определяет сам флюидный режим процесса, явления массопереноса и состав будущих минеральных фаз на стадии отмирания таких флюидных систем.

Исключительно высокую, во многом до конца не понятую, роль составляют элементы, которые в малой степени входят в состав минералов рудообразующего процесса – в первую очередь это Cl, N, Br, I.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-64243 и программы поддержки научных школ, грант НШ-767.2003.5.

ЭПОХИ МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ СИБИРИ

Н.С. Лидин, Э.Г. Кассандров, Е.В. Кассандрова, Н.Н. Баженова

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия
kassandrov@sniiggims.ru

Большинство известных марганцевых месторождений и рудопроявлений в складчатых областях Сибири являются вулканогенно-осадочными образованиями и их метаморфизованными аналогами. Вулканогенно-осадочные марганценосные формации и марганцевые месторождения формируются в подвижных зонах на участках развития субмаринного и отчасти субаэрального вулканизма. Выделяются следующие марганценосные формации: вулканогенно-карбонатная, вулканогенно-кремнисто-карбонатная, терригенно-карбонатно-вулканогенная, карбонатно-вулканогенно-терригенная, гондитовая, вулканогенно-карбонатно-кремнистая джеспилитовая. Вулканогенная часть формаций может быть представлена различными породами от спилитов и диабазов до риолитов и липаритов.

Для складчатых областей Сибири выделяются следующие эпохи марганцевого рудогенеза: нижнепротерозойская, рифейская, венд-нижнекембрийская, нижне-среднедевонская, мел-палеогеновая.

Нижнепротерозойская эпоха. В эту эпоху сформировались месторождения Восточного Саяна гондитовой и итабиритовой (джеспилитовой) формаций. Гондитовая формация представлена Агульским и Утхумским месторождениями (Дербинская зона) и Андотским рудопроявлением (Онотская зона). В Дербинской зоне наиболее перспективны первая пачка нижней подсвиты утхумской свиты и нижняя подсвита гольцовской свиты. Итабиритовая (джеспилитовая) формация представлена Мугурским месторождением железисто-кремнистой субформации. Прогнозные ресурсы и запасы марганцевых руд этой эпохи оцениваются в 150 млн т. Нижнепротерозойская эпоха накопления марганца в мире одна из наиболее продуктивных. Для складчатых областей Сибири она мало изучена.

Рифейская эпоха. В эту эпоху образовались терригенно-карбонатно-вулканогенные, вулканогенно-карбонатные и вулканогенно-кремнисто-карбонатные марганценосные формации. С первой формацией связано небольшое по ресурсам Аршанское рудопроявление оксидных марганцевых руд Присаянского прогиба, со второй – Олдакитское месторождение (Республика Бурятия) и ряд проявлений Байкало-Муйской структурно-формационной зоны. Прогнозные ресурсы марганцевых руд этой эпохи оцениваются в 400 млн т.

Венд-нижнекембрийская эпоха. Это одна из самых продуктивных марганцевых эпох складчатых областей Сибири. С ней связаны марганцеворудные районы – Енисейский кряж, Кузнецкий Алатау, Салаир, Еравнинский (Западное Забайкалье). В Кузнецком Алатау в вулканогенно-карбонатной толще локализовано крупное (запасы – 98.2 млн т) Усинское месторождение карбонатных, частично оксидных (окисленных) руд. В Забайкалье с вулканогенно-карбонатной формацией связаны небольшие по ресурсам Талойское и Икатское месторождения. На Салаире в вулканогенно-кремнисто-карбонатных толщах залегают незначительные по запасам, но хорошие по качеству оксидные марганцевые руды Дурновского и Мазульского месторождений, а также многочисленные рудопроявления. В Забайкалье получили распространение комплексные железо-марганцевые руды: магнетит-якобситовые, карбонатные, сидерит-доломит-манганокальцитовые. Запасы и прогнозные ресурсы марганцевых руд этой эпохи оцениваются в 1.2 млрд т.

Нижне-среднедевонская эпоха. В эту эпоху образовались терригенно-карбонатно-вулканогенные марганценосные отложения коргонской свиты в пределах Горного и Рудного Алтая – Прозрачное месторождение оксидных руд, многочисленные рудопроявления Белорецко-Холзунской рудной зоны и других районов Горного Алтая, а также рудопроявления в прибортовых частях Кузнецкого, Южно- и Северо-Минусинских и других рифтогенных наложенных прогибов. Руды в основном браунитовые, браунит-псиломелан-пиролюзитовые, реже карбонатные, силикатные и смешанного состава. Запасы и прогнозные ресурсы марганцевых руд этой эпохи оцениваются в 800 млн т.

Мел-палеогеновая эпоха. В эту эпоху образовались марганценосные формации кор выветривания на известных марганцевых месторождениях и рудопроявлениях, а также в различных породах, в основном кремнисто-карбонатных, отличающихся достаточно высоким содержанием марганца. Наиболее существенные месторождения и рудопроявления этой эпохи: Усинское, Мазульское, Сунгайское, Николаевское, Октябрьское, Большеерминская зона и др. Запасы и прогнозные ресурсы оцениваются в 95 млн т преимущественно легкообогатимых марганцевых и железомарганцевых руд. Более качественные и значительные концентрации марганцевых руд этого уровня формируются по первичным карбонатным и карбонатно-окисным вулканогенно-осадочным рудам.

Таким образом, максимально продуктивными эпохами марганцевого оруденения являются венд-нижнекембрийская и нижне-среднедевонская. Они соответствуют эпохам растяжения земной коры и отличаются интенсивным магматизмом в вулканической форме. Для Алтае-Саянской складчатой области марганцевые месторождения и рудопроявления этих эпох образуют две крупные металлогенические зоны: Алтай – Салаир-Кузнецкую с венд-нижнекембрийскими марганценосными вулканогенно-осадочными толщами и Алтайскую с марганценосными вулканогенно-осадочными толщами эмса–эйфеля.

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ТЕКЕЛИЙСКОГО ПОЯСА КОЛЧЕДАННОГО МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДЖУНГАРСКОМ АЛАТАУ (КАЗАХСТАН)

В.Н. Любецкий[1], С.А. Истекова[2]

[1]Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан
[2]Казахский Национальный технический университет им. К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан

На востоке и юго-востоке Казахстана развиты два пояса богатых колчеданно-полиметаллических руд: Рудноалтайский и Текелийский. Рудноалтайский пояс по суммарному количеству полезных компонентов в рудах занимает одно из ведущих мест в мире [1]. Большим рудным потенциалом обладает и Текелийский пояс, расположенный на границе Центральной и Южной Джунгарии. Протяженность его в пределах Казахстана составляет порядка 200 км, ширина – 18–25 км, далее пояс на значительном расстоянии продолжается в КНР.

Глубинные части разреза Рудного Алтая вскрыты слабо, среди среднепалеозойских структурно-вещественных комплексов на эрозионный срез местами выведены фрагменты нижнепалеозойских комплексов, не охарактеризованных фаунистически и структурно. Поэтому геодинамические условия формирования богатейшего Рудноалтайского пояса остаются во-многом дискуссионными. Текелийский рудный пояс, подобно Рудноалтайскому, на всем протяжении фиксируется положительной гравитационной аномалией высокой интенсивности. Вместе с тем он глубоко вскрыт: на дневную поверхность выведены метаморфические образования сарычабынской (PR_{1-2}), метаморфизованные сууктюбинской (R?), карасуской (V?), текелийской, солдатсайской (V– Є?), майликольской (Є– O_1) свит, полные разрезы ордовика и несколько редуцированные – силура–девона. Глубокие горизонты Текелийского пояса доступны для изучения не только геофизическими, но и геологическими методами.

Текелийский рудный пояс в открытой восточной части совпадает с одноименным антиклинорием. С севера он ограничен кулисно-сопрягающимися Текели-Усекским, Сатылинским и другими разломами, с юга – Западно-Джунгарским и Южно-Джунгарским. Многие из этих разломов являются сейсмоактивными.

Докембрийские метаморфические комплексы формировались в условиях мелководного окраинного палеобассейна. В современной структуре пояса они слагают ряд мелких линейно вытянутых гранито-гнейсовых куполов (Сарычабынский, Усекский, Малоусекский и др.) и частично перекрыты комплексом слюдистых сланцев косагашской свиты. Сланцевые толщи в свою очередь частично перекрыты и обрамляются рифейскими карбонатными образованиями. В эпицентрах куполов развиты штоки габбро-перидотитового состава, базифицирующие их глубинные части. В связи с этим купола отмечаются изометричными гравитационными максимумами, группирующимися в единую Текелийскую аномальную зону. Западная часть этой зоны в пределах долины р. Каратал интерпретируется как погребенное продолжение рудного пояса.

Деструктивный этаж сложен двумя трансгрессивными комплексами пород верхнего рифея и нижнего палеозоя, отражающими этапы деструкции эпикарельской платформы. С верхнерифейским циклом связано заложение троговой структуры на фоне прибрежно-шельфовой мелководной обстановки, заполнение ее терригенными осадками (бурханская свита), последующее излияние вулканитов базальт-риолитовой формации (тышкантауская свита) и накопление известняково-доломитовых толщ.

Нижнепалеозойский деструктивный комплекс включает тиллитовую (захаровская свита), кремнисто-вуканогенную (керимбекская свита) и известняковую (жиландинская свита) формации. В состав этого комплекса входит также рудовмещающая (верхнетекелийская свита) углеродисто-кремнисто-карбонатно-сланцевая формация. Такая ассоциация пород присуща особому типу разрезов застойных иловых впадин с восстановительными условиями осадконакопления. Формирование подобного глубоководного разреза характерно для внутриконтинентальных рифтов и пассивных континентальных окраин и сопровождается обычно своеобразным основным вулканизмом. В частности, вулканиты керимбекской свиты по петрохимическим характеристикам приближены к трендам континентальных рифтов.

Каледонский орогенез, сопровождаемый гранитоидным магматизмом и региональным метаморфизмом, а также альпийский орогенез обусловили сложный блоково-складчатый рисунок Текелийской зоны. Породы залегают под крутыми углами, местами запрокинуты, образуют сжатые складки; широко развиты зоны пластического течения пород, дробления, рассланцевания, кливажа.

В Текелийском поясе на разных стратиграфических уровнях известны стратиформные свинцово-цинковые месторождения: Текели, Западное Текели, Яблоновое (текелийская свита); Сууктобе, Коксу-

Куелы, Солдатсай, Суек (солдатсайская свита); Сууксу, Захаровское, рудные поля Текели-Яблоновое, Коксу-Суктобе (майликольская свита). Изотопный состав свинца разнотипных гидротермально-осадочных, метаморфогенных и регенерированных месторождений соответствует возрасту 885 ± 15 млн лет (R_2). Главный рудовмещающий уровень отвечает текелийской свите, представленной филлитами, графитизированными сланцами, шунгитами, фтанитами, доломитами. Из вторичных изменений характерны окварцевание, серицитизация, хлоритизация, альбитизация.

Месторождение Текели представляет собой линзообразную залежь, состоящую из горизонтов и слоев существенно колчеданных, колчеданно-полиметаллических и свинцово-цинковых руд. В разрезе это плитообразное крутопадающее тело, субсогласное с вмещающими породами. Выделены руды двух этапов: I – гидротермально-осадочные, основные продуктивные, которые накапливались при поступлении гидротермальных растворов в условиях морского бассейна; II – регенерированные, несущие следы дислокационного метаморфизма (рудные тектониты) с высокими концентрациями металлов, брекчиевидными текстурами, структурами течения сульфидов. Вещественный состав руд обоих этапов одинаков. Генетическая общность руд подтверждается идентичностью изотопного состава свинца и данными по распределению кларковых концентраций радиоактивных элементов.

Таким образом, Текелийский рудный пояс сформировался в два этапа: I в PR_{1-2}–O – на пассивной континентальной окраине, характеризовавшейся рифтогенным возвратно-поступательным режимом развития и гидротермально-осадочным рудообразованием; II – в силуре–позднем палеозое в условиях тектоно-магматической активизации и регенерации руд первого этапа.

Приведенная модель формирования Текелийского рудного пояса может быть успешно использована для подтверждения вывода об анологичном двухэтапном формировании месторождений Рудного Алтая в начале в условиях пассивной Горно-Алтайской окраины Сибирского континента, затем в островодужной обстановке активной окраины и коллизии [1].

Литература

1. *Атлас* моделей месторождений полезных ископаемых Казахстана. Алматы, 2004. С. 8–13; 50–53.

ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В МАНТИЙНО-КОРОВЫХ СИСТЕМАХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ОБЛАСТЕЙ РАССЕЯННОГО СПРЕДИНГА

М.П. Мазуров

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
mik@uiggm.nsc.ru

Характерным примером континентальных мантийно-коровых систем являются рудообразующие системы, существовавшие на рубеже перми и триаса в связи со становлением траппового комплекса среди отложений чехла Сибирской платформы. Вторжение крупных объемов базитовой магмы в химически активные неметаморфизованные карбонатно-соленосные и карбонатно-терригенные отложения, насыщенные рассолами, растворами и нефтегазоносными флюидами, вызвало большое разнообразие метасоматических процессов и привело к появлению разных по масштабу месторождений черных, цветных и благородных металлов, бора, стронция, фосфора, графита, исландского шпата и коллекционного сырья. В северных районах платформы в связи с ультрабазит-базитовыми комплексами в структурах сосредоточенного рифтогенеза развиты Pt-Cu-Ni месторождения норильского типа. В южных районах главный интерес представляют объекты ангаро-илимского промышленного типа, содержащие железные руды и сопутствующую минерализацию. Они обладают рядом особенностей состава, строения, размещения и формирования руд, вызванных спецификой развития рудно-магматических систем в геодинамических условиях рассеянного спрединга.

Область рудоотложения в этих системах приурочена к верхним частям сложных вулканотектонических построек. На профилях глубинного сейсмического зондирования эти районы выделяются как аномалии повышенной скорости продольных волн. По-видимому, рудоносные вулканотектонические постройки, пронизывающие платформенный чехол, на глубине переходят в эшелонированную по вертикали группу

промежуточных магматических камер базитовой магмы. Одна из таких камер вскрыта разведочным бурением на Коршуновском месторождении. Породы траппового комплекса на разных уровнях рудоносных построек слагают тела, отличающиеся по форме, размеру, облику, степени механических и химических преобразований. По видовому набору здесь встречаются породы от долеритовых порфиритов до габбро-долеритов, что связано с отличиями термического режима затвердевания разных по форме и размеру тел базитовой магмы в неоднородных средах. В петрохимическом отношении все неизмененные разности пород относятся к толеит-базальтовой серии. По индикаторным характеристикам редкоземельных и несовместимых элементов они аналогичны высокотитанистым базальтам покровных траппов, первичная магма которых зарождалась в пределах неистощенной мантии. Следует отметить, что на химический состав пород повлияли процессы контаминации в промежуточных очагах, что отражено в торий-урановых отношениях. Влияние взаимодействия магм в местах затвердевания с разными по составу вмещающими толщами отразилось в повышении количества щелочей, особенно калия, и обогащении легкими редкоземельными элементами.

Метасоматическими процессами были охвачены переслаивающиеся пачки доломитов, мергелей, известняков, каменных солей, аргиллитов, песчаников, а также дезинтегрированные породы траппового комплекса и разнородные брекчии. Возрастной диапазон вмещающих пород – от нижнего кембрия до триаса. Более древние карбонатно-эвапоритовые свиты вверх по разрезу сменяются терригенно-карбонатными и терригенными. Именно этим определяется литолого-стратиграфический контроль метасоматизма и рудообразования, текстурный узор руд и механизм их отложения. В пределах доступного для изучения пространства автором обосновывается выделение четырех групп и десяти вещественно-морфологических разновидностей рудных залежей, образованных в связи с закономерной эволюцией развития рудно-магматической системы в благоприятных структурно-литологических сочетаниях. Тесная сопряженность развития тектонической структуры с пульсационным поступлением магматических масс и реакцией с химически активной вмещающей средой – специфическая черта этой геодинамической обстановки.

Формирование рудно-магматических систем началось с вторжения базитовой магмы в слоистую толщу платформенного чехла, поднятия магмы по вертикальному каналу и образования трубчатых тел. Излияние базальтов на поверхность и проникновение их в виде силлов в обводненные верхнепалеозойские отложения приводило к фреатическим явлениям, эксплозиям в центре и на периферии магмовода. В этот этап могли появляться небольшие сегрегации магматических руд внутри потоков, покровов и апатит-магнетитовые жилы внутри трубчатых тел.

Второй этап отвечает времени формирования промежуточной камеры в пределах карбонатно-эвапоритовых толщ нижнего кембрия, экранированных терригенными свитами. При многократных инъекциях магмы в слоистые термически и химически неустойчивые породы происходило взаимодействие магмы с эвапоритами. Исходя из мощности перекрывающих толщ, рудогенерирующая камера находилась на глубине около 3.5 км. В контактах с доломитами формирование шпинель-форстеритовых магнезиальных скарнов и сопутствующих им магнетитовых руд магматической стадии осуществлялось при участии суперсоленых (до 70 %-экв. $CaCl_2$) флюидов в интервале 820–740 °С.

Третий (послемагматический) этап состоял в многостадийном формировании рудоносных трещинных зон и отложении главной массы руд. Он начинался с гравитационного обрушения надкупольных участков интрузивов, образования полостей отслоения и серий проницаемых участков среди всех типов пород. Руды были сформированы при сложном сочетании процессов замещения и выполнения пространства, переотложения и перекристаллизации. Телескопирование минеральных ассоциаций в связи с неоднократным подновлением путей движения рудоносных флюидов обусловило неповторимый облик руд. Широко представлены брекчиевые, брекчиевидные, полосчатые, штокверковые, кокардовые, крустификационные, друзовые, сферолитовые, и оолитовые текстуры, а структуры изменяются от грубозернистых до колломорфных. Магнетит образует большое число генераций, закономерно изменяется по составу примесей и микроструктуре, находится в парагенезисе с минералами известковых и магнезиальных скарнов и скарноидов.

На средне- и низкотемпературных стадиях значительную долю в составе флюидов составляли мобилизованные захороненные растворы, о чем свидетельствует большое число минералов бора и сложных кристаллогидратов. Многократная перекристаллизация в длительно существовавших проницаемых зонах обусловила формирование необычных форм минералов, составляющих ценное коллекционное сырье. Большая вертикальная протяженность оксидного оруденения, разнообразие состава и строения рудных залежей вместе с минеральным и формационным богатством рудоносных метасоматических пород отличает рудно-магматические системы областей внутриплитного рассеянного спрединга от систем иной геодинамической позиции.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-64262, гранта Министерства образования и науки России РНП.2.1.1.702.

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ОКСИДНЫХ И СУЛЬФИДНЫХ РУД В ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППАХ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

М.П. Мазуров, Ю.Р. Васильев, А.Т. Титов, М.П. Гора, С.Н. Прусская

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
mik@uiggm.nsc.ru

В юго-западной части Сибирской платформы скважинами нефтепоискового бурения вскрыты многочисленные интрузивы пермотриасовой трапповой формации. Наряду с единичными силлами встречаются сложнопостроенные крупнообъемные тела долеритов, достигающие в центральных лакколитоподобных частях мощности в несколько сотен метров, с протяженными послойными и секущими ответвлениями, с переходами их с одного стратиграфического уровня на другой [2]. Индивидуальные особенности их формирования остаются малоизученными, равно как и перспективы рудоносности. В предлагаемом сообщении излагаются первые результаты исследования оксидной и сульфидной минерализации, полученные с помощью оптической и сканирующей электронной микроскопии (сканирующий микроскоп LEO 1430VP, снабженный EDS-спектрометром OXFORD), электронного микрозондирования, рентгеноструктурного анализа и других физических и химических методов.

В петрохимическом отношении большинство пород этих комплексов относятся к толеит-базальтовой серии. По индикаторным характеристикам редкоземельных и несовместимых элементов они близки высокотитанистым базальтам покровных траппов. Отдельные прослои в крупных телах обогащены оливином, приближаясь по составу к пикритам. В крупнообъемных телах интрузивных траппов содержится все возможное для пород основного состава разнообразие оксидов железа и титана как в виде мономинеральных индивидов, так и в виде продуктов распада сложных твердых растворов. Форма, размер и состав индивидов отражают кинетику кристаллизации и остывания расплавов и могут служить индикаторами этих процессов. По микроструктурным взаимоотношениям минералов, строению границ зерен установлено, что магматические твердые растворы сложных оксидов железа и титана появляются в парагенезисе с основным плагиоклазом и более железистым пироксеном. Первым из оксидов кристаллизуется скелетный ильменит, в составе которого содержится до 2.4 мас. % MgO. По экспериментальным данным [7], такое происходит в ферробазальтовых системах при фугитивности кислорода ниже буфера QFM и температуре 1100 °С. Следом кристаллизуется монооксидный твердый раствор титаномагнетита. По расчетным данным [1], температура ликвидуса титаномагнетита тоже находится вблизи 1100 °С.

Морфология обособлений магматических твердых растворов оксидов наиболее контрастно отражает темп охлаждения разных частей кристаллизующейся магмы. В краевых частях долеритовых тел, в зонах закалки тонкая вкрапленность оксидов распылена в афанитовой основной массе. Тесные срастания изометричных выделений титаномагнетита с пироксеном и плагиоклазом сменяются на удалении от контакта зоной скелетной кристаллизации. Здесь преобладают ромбоэдрические дендриты ильменита и кубооктаэдрические агрегаты титаномагнетита. В глубь породы они сменяются каркасными и футлярными кристаллами, сочетающими ортогональные и неправильные крестообразные реберные пучки. В участках полнокристаллической равномерно-зернистой структуры размер вкрапленников оксидов увеличивается, облик приближается к изометричному. Места, обогащенные оксидами и сульфидами, приобретают сидеронитовое строение. Внутри тел долеритов магматический титаномагнетит не представляет экономического интереса. Микроструктура распада твердых растворов титаномагнетитов очень разнообразна [3], варьирует в разных частях тел и разных по составу породах.

Для пород интрузивных траппов характерно совмещение оксидных и сульфидных твердых растворов, т. е. минерализации магматической стадии. В закаленных краевых частях долеритов они образуют совместную вкрапленность. Количество сульфидов в ней значительно меньше. Часть ранних "капелек" моносульфидного твердого раствора включена внутри оксидов, а часть прилегает к более идиоморфным кристаллам титаномагнетита и силикатов. Внутри таких округлых обособлений почти повсеместно встречается менее титанистый магнетит. В этом отношении они подобны сульфидным глобулям, выделяющимся при кристаллизации остаточных порций толеит-базальтовой магмы на дне кратера Алаэ вулкана Килауэа ниже температуры 1065 °С [6]. По экспериментальным данным [4, 5], температура жидкостей никелистого пирротин-магнетитового состава находится в интервале 1040–980 °С.

Как и оксиды, высокотемпературные сульфиды в породах представлены распавшимися твердыми растворами. О совпадении времени распада оксидных и сульфидных твердых растворов свидетельствует наличие межзерновых выделений ильменита и пентландита на контакте ульвошпинели с пирротином. В

интрузивных траппах обнаружено все разнообразие форм продуктов распада моносульфидных и промежуточных твердых растворов, а также наложение на них новых генераций послемагматических стадий в связи с автометасоматическими преобразованиями.

В участках скаполитизации и альбитизации происходило растворение титаномагнетитов, причем ильменитовые частицы были замещены титанитом и рутилом, а на месте магнетита сформировался агрегат силикатных зерен, в том числе хлорита, серпентина, актинолита. Пентландит при этом замещается виоларитом и кобальтсодержащим пиритом, а пирротин в результате реакции дисульфидизации замещается графическим агрегатом пирита и магнетита. В этих же участках появляются прожилки марганцовистого ильменита вместе с ильваитом, бабингтонитом и эпидотом. В эту же стадию возникают гидротермальные генерации халькопирита и пирротина, а в участках серпентинизации оливинов можно наблюдать агрегатные псевдоморфозы серпентина, гистерогенного магнетита, халькопирита и валлериита по оливину.

Вблизи поздних проницаемых зон проявлена сульфуризация титаномагнетита: частицы магнетита псевдоморфно замещаются моноклинным пирротином, а титанит и рутил вместе с калишпатом и альбитом образуют агрегатные и контурные псевдоморфозы. В сопряженных с ними зонах окварцевания и карбонатизации встречаются мушкетовит и пирит, а также агрегатные псевдоморфозы рутила, кварца и кальцита по титаномагнетиту. Самыми поздними гидротермальными минералами в преобразованных долеритах являются жилки и гнезда халькопирита, галенита, кобальтсодержащего пирита, сфалерита и акантита в хлоритовой массе.

Послемагматические преобразования в интрузивах долеритов связаны с хлорным метасоматозом. Микрозондовым анализом хлор установлен в амфиболах и скаполитах, а также в апатите. Следует подчеркнуть, что апатит в рудах при наблюдении под оптическим микроскопом из-за мелких размеров часто пропускается. При изучении на сканирующем микроскопе он встречен во всех парагенезисах руд – от магматических до самых низкотемпературных гидротермальных. Проведенное исследование показывает, что в интрузивных траппах юго-запада Сибирской платформы встречаются все минеральные парагенетические ассоциации оксидов и сульфидов, характерные для рудоносных комплексов, закономерно эволюционирующие в ходе остывания магмы.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 04-05-64322 и № 05-05-64262.

Литература

1. *Арискин А.А.* Расчет устойчивости титаномагнетита на ликвидусе базальтов и андезитов в связи с проблемой дифференциации толеитовых магм // Геохимия. 1998. № 1. С. 18–27.
2. *Васильев Ю.Р., Золотухин В.В., Феоктистов Г.Д., Прусская С.Н.* К оценке объемов и проблема генезиса пермотриасового траппового магматизма Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2000. Т. 34, № 12. С. 1696–1705.
3. *Мазуров М.П., Васильев Ю.Р., Гора М.П., Титов А.Т.* Петрологическая интерпретация состава и микроструктуры оксидов железа и титана в интрузивных траппах (запад Сибирской платформы) // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4. Томск, 2004. С.152–156.
4. *Craig J.R., Kullerud G.* Phase relation in the Cu-Fe-Ni-S system and their application to magmatic ore depositions // Economic Geology Monograph. 1969. V.4. P. 44–358.
5. *Piraijno F.* Ore deposits and mantle plumes. Dordrecht: Kluwer Academic Publishers, 2000. 556 p.
6. *Skinner B.J., Peck D.L.* An immiscible sulphide melt from Hawaii // Economic Geology Monograph. 1969. V. 4. P. 310–322.
7. *Toplis M.R., Carroll M.R.* An experimental study of the influence of oxygen fugacity on Fe-Ti oxide stability, phase relations and mineral-melt equilibrium in ferrobasaltic systems // J. Petrol. 1995. V. 36, N 50. P. 1137–1169.

К ВОПРОСУ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ

В.Н. Майоров[1], Н.П. Майорова[2]

[1]Восточно-Казахстанский государственный университет им. С. Аманжолова, МО и НРК, г. Усть-Каменогорск, Казахстан
[2]Алтайский отдел Института геологических наук им. К.И. Сатпаева МО и НРК, г. Усть-Каменогорск, Казахстан

Горно-Алтайская металлогеническая провинция на границе с Большим Алтаем объединяет структуры Горного и Китайского Алтая, представляющие собой каледонское складчатое сооружение. В герцинское время их юго-западные части испытали интенсивную тектономагматическую активизацию и образовали северо-восточный борт Иртыш-Зайсанской складчатой системы. В бортовой части провинции выделяются три пограничные металлогенические зоны: Чарышская, Холзун-Чуйско-Сицихэская и Цунху-Чинхэская [1].

Чарышская медно-полиметаллическо-железорудная металлогеническая зона примыкает к Большому Алтаю своей юго-западной частью и характеризуется проявлением железорудных, медно-цинковых и свинцово-цинковых образований вулканогенного и пропилитового типа.

Наибольшее распространение имеют железорудные месторождения, масштабным представителем которых является Инское. Среди вмещающих пород преобладают вулканогенные образования нижне-верхнеэмсского возраста в зоне глубинного Северо-Тигирекского разлома. Генетическая модель формирования предполагается в три этапа. *Первый этап* связан со становлением краевого вулканического пояса горного Алтая (образование тонкозернистых однородных руд). *Второй этап* формирования железорудных тел – анатектическое выплавление и последующая кристаллизация плагиогранитов (образования кристаллических магнетитовых руд). *Третий этап* связан с внедрением Тигирекского массива (скарнирование, метаморфизм руд и образование роговиков) [2].

Холзун-Чуйско-Сицихэская металлогеническая зона расположена юго-восточнее Чарышской и характеризуется золото-медь-редкометалльным металлогеническим профилем. Следует обратить внимание на изучение золотого, молибден-вольфрамового и тантал-ниобиевого оруденения в зонах уже известных месторождений: Калгутинского, Чиндагатайского, Макурайского, Алахинского и др. Становление рудномагматической системы связывается с лейкократовыми гранитами дополнительной фазы редкометалльных пермских гранитоидов. Модель образование различного оруденения должна выстраиваться на процессах постмагматической (гидротермальной кислотно-щелочной) дифференциации в температурном режиме 400–100 °С [3]. Рудообразование протекало в три стадии: калишпатизация, грейзенизация, кварцжилообразование. Следует обратить внимание на исследование процесса метасоматической гранитизации и поиски тонкодисперсного золота в зонах базификации.

Цунху-Чинхэская зона расположена юго-восточнее Теректинского выступа (Китайский Алтай и сложена докембрийскими, каледонскими и герцинскими комплексами пород с большим количеством различных магматитов, из которых гранитоиды имеют специализацию на тантал, ниобий, олово, молибден, рубидий. Металлогенические особенности этой зоны требуют дополнительных разноплановых исследований.

Литература

1. *Большой Алтай* (геология и металлогения). В 3 кн. Кн. 1. Геологическое строение / Г.Н . Щерба и др. Алматы: Fылым, 1998. 304 с.
2. *Попов В.Е.* Осадочно-вулканогенные толщи западной части Горного Алтая и их металлогения. М., 1967. 150 с.
3. *Рудообразующие системы* колчеданно-полиметаллических зон смятия / А.С. Лапухов и др. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. 192 с.

ДИНАМИКА ГЕОСТРУКТУР И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА

Н.П. Майорова

Алтайский отдел Института геологических наук им. К.И. Сатпаева МО и НРК, г. Усть-Каменогорск, Казахстан

В восточном регионе Казахстана сконцентрированы широко известные редкометалльно-пегматитовые, альбитит-грейзеновые, гидротермальные, остаточные коры выветривания и кластогенные россыпные месторождения [2]. Пространственно они ассоциируют с разнотипными гранитоидами разнородных структур Большого Алтая и прилегающих территорий, которые являются составляющими провинциями Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) и представлены Горно-Алтайской, Чингиз-Тарбагатайской и разделяющей их Зайсанской складчатыми областями, расположенными в его срединной части, прослеживаясь в северо-западном направлении на 800 км при ширине 600 км [1, 3, 4].

Геоструктуры Восточного Казахстана как и весь ЦАСП отличается длительным многоэтапным преобразованием Палеоазиатского океана [3]. В конце ордовика Чингиз-Тарбагатай и Горно-Алтайская складчатая область входили в состав неоднородной аккреционной системы, представленной сочетанием структурно-вещественных комплексов океанических котловин, островных вулканических дуг, краевых морей, докембрийских микроконтинентов [3, 6]. На основе каледонского структурно-вещественного комплекса (мозаичных морфотел) в позднем ордовике–силуре изменился стиль геодинамического развития. Сформировались деструктивная система Тетис I и крупные континетальные массы (палеоконтиненты), подверженные метаморфическим процессам, проявлениям гранитоидного калиевого магматизма, преобразованию профиля земной коры в гранитно-метаморфический слой [3, 6, 7]. Зайсанская складчатая область, или досреднегерцинский океанический трог, являлась составным элементом древнего авлакогена и рифтом приосевой части Урало-Монгольского пояса системы Тетис I. Особенность коллизионного трога заключается в ключевом воздействии последнего на формирование гранитоидов [5] в герцинский этап развития зон Горного и Рудного Алтая, Калба-Нарыма, Жарма-Саура, Чингиз-Тарбагатая (составляющие аккреционной системы) и Зайсанской островной дуги (структура коллизионного типа). Гранитоиды аккреционной системы представлены [7] гранитовой, лейкогранитовой и щелочно-гранитовой формациями. Гранитовая формация объединяет жамантауский, жарминский, калбинский, калбинского типа, белоубинский и горноалтайский P_1 интрузивные комплексы. Лейкогранитовая формация представлена монастырским P_2 комплексом. Щелочно-гранитовая формация охарактеризована чиндагатай-калгутинским, ахмировским P_2–T? комплексами гранитоидов. Металлогения нижнепермских комплексов (Sn, W, Ti, F, Ta, Li) проявлена тантал-ниобиевой, тантал-оловянной редкощелочной (Бакенное), скарново-карборнатно-грейзеновой вольфрамовой (Ивановское), грейзеново-кварцевожильной (Чердояк, Гремячее), гидротермальной оловянной (Чудское) и другими рудными формациями. Позднепермские гранитоиды рудоносны на Mo, Sn, Be, Bi, Cu, F, Zn и продуцируют оруденение скарново-карбонатно-грейзенового (Караджал), грейзеново-кварцевожильного олово-вольфрамового (Кызылжал) формационного типов. Триас-позднепермские граниты щелочного ряда рудоностны на тантал-литиевое оруденение (Алаха, Ново-Ахмирово) альбитит-грейзеновой формации [2, 7].

Гранитоидам, сформированным в линейной коллизионной Зайсанской системе и отвечающим позднегерцинско-киммерийскому циклу развития [1, 7], свойственны темноцветные щелочные минералы, они представлены гранит-граносиенитовой (дельбегетейский, дегеленский, преображенский, буранский и др. интрузивные P_2 комплексы) и щелочно-гранитовой (тлеумбетский, керегетас-эспинский, голухинский P_2–T_1 комплексы) формациями. С позднепермским комплексом проявлены W-Mo-оруденение (Дегелен, Чиндагатуй, Дельбегетей), щелочно-гранитовый вещественный состав обладает Nb-Zr металлогенией (Ийосор, Эспе, Азутау) [2, 7]. Уточнение принадлежности позиции формационных типов гранитоидов к геоструктурам аккреционной или коллизионной системам позволяет расширить их прогнозную перспективность на конкретный рудноформационный тип промышленно значимых месторождений.

Литература

1. *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т.44, № 1–2. С. 5–27.
2. *Дьячков Б.А., Майорова Н.П. и др.* Гранитоидные и рудные формации Калба-Нарымского пояса. Алматы, 1994. 208 с.
3. *Зоненшайн Л.П. и др.* Глобальная тектоника, магматизм и металлогения. М.: Недра, 1976. 2312 с.

4. *Кузнецов В.А.* Проблемы рудно-формационного анализа и металлогении. Новосибирск. 1988. 244 с.
5. *Леонтьев и др.* Палеозойский гранитоидный магматизм Центрально-Азиатского складчатого пояса. Новосибирск: Недра, 1981. 351 с.
6. *Моссаковский А.А. и др.* Центрально-Азиатский складчатый пояс: геодинамическая эволюция и история формирования // Геотектоника. 1993. № 6. С. 3–29.
7. *Щерба Г.Н. и др.* Большой Алтай (геология и металлогения). В 3 кн. Кн.2. Металлогения. Алматы, 2000. 400 с.

ВЛИЯНИЕ ОСТРОВОДУЖНОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ НА СОСТАВ ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ УРАЛА И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ХРОМИТОВЫХ РУД

И.А. Малахов[1], А.В. Алексеев[2]

[1]Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, Россия
[2]Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
chromerg@usmga.ru

Большое внимание, уделяемое в последние годы геодинамике формирования различных магматических комплексов на Урале и в других регионах России, позволяет во многом по-новому взглянуть на проблему формирования широко распространенных в складчатой части Урала офиолитовых ультрамафитов и связанных с ними хромитов.

Проведенные нами в последние годы исследования позволили установить, что становление офиолитовых реститогенных гарцбургитов, широко распространенных в пределах складчатой части Урала, контролировалось серией субмеридиональных глубинных разломов, в первую очередь Главным Уральским, Алапаевско-Теченским и Джетыгаринско-Аккаргинским разломами, и происходило в океаническую стадию в нижнем и среднем ордовике. Однако с ними связаны лишь слабохромистые и существенно глиноземистые руды верблюжьегорского формационного типа, имеющие ограниченное распространение и детально нами изученные в Алапаевском, Первомайском, Татищевском и ряде других массивов в пределах эвгеосинклинальной части Среднего и Южного Урала. Больший промышленный интерес представляют высокохромистые руды, генетически связанные с эпигенетическими дунитами, образующимися в нижних частях пластин перидотитовых массивов при последующих обдукционных и субдукционных процессах, происходивших в островодужный период в интервале от позднего ордовика до позднего девона [3].

Согласно нашим данным, в нижних частях ряда массивов гарцбургитового состава отмечались широкомасштабные процессы оливинизации, которые привели к образованию вторичных дунитов за счет гарцбургитов и формированию рудоносных дунит-гарцбургитовых комплексов с рудами курмановского, кемпирсайского и кракинского типов [4]. Характерно, что в разрезе выше зоны обдуцированных дунитов располагается переходная к типичным гарцбургитам зона антигоритовых серпентинитов с прослоями штубахитов (оливин-антигоритовых пород). Особенно мощные такие зоны отмечаются в Войкаро-Сыньинском и Верблюжьегорском хромитоносных массивах.

Полученные многочисленные данные по оливин-хромшпинелевой термометрии однозначно свидетельствуют о том, что этот процесс являлся пневматолит-гидротермальным и происходил в условиях существенного увеличения количества воды, а также хлора, влияющих на активный перенос хрома и железа с образованием руд полиформного типа, характерного для обдукционных офиолитовых комплексов [6]. В соответствии с нашими расчетными данными [5], при этом происходило также увеличение активности кислорода, а состав слагающих руды хромшпинелидов в итоге стремился к чистому хромиту $FeCr_2O_4$, хотя и не достигал его.

Установлено, что в рудоносных дунит-гарцбургитовых комплексах гарцбургиты, как и дуниты, имеют вторичное происхождение и характеризуются пониженным количеством нормативного ортопироксена в своем составе [1].

По данным [6, 11], в интрарудных и околорудных ультрамафитах и хромитах офиолитовых комплексов в стадию формирования островных дуг отмечается последовательное увеличение содержаний магния, никеля и хрома, а также циркония и стронция и понижение количеств содержащегося в них кобальта и марганца.

Значительное увеличение содержания летучей фазы при субдукционных процессах в островодужную стадию влияет не только на ультрамафиты и хромиты офиолитовых комплексов, но и на состав ассоциирую-

щих с ними вулканитов. Для субдукционных магм характерна большая водонасыщенность и дифференцированность, что многое объясняет в их эволюции [9]. Цикл развития вулканизма зоны субдукции в энсиматических дугах начинается с толеит-базальтовых серий и в дальнейшем сменяется известково-щелочными и высококалиевыми щелочными. Это связано в первую очередь с образованием промежуточных очагов базальтового подслаивания, анатексиса и дифференциации в земной коре. При этом отмечается присутствие в основании полосчатых комплексов дунит-верлит-клинопироксенитового состава, содержащих высокохромистые, но более железистые руды хабарнинского типа [4]. Такие кумулаты ультрабазитов и хромитов почти не отличимы по составу от аналогичных пород и руд – продуктов верхней мантии.

Хорошая сохранность палеозойских островодужных комплексов Тагильской и Магнитогорской структурных зон [8, 9, 10] и успехи в изучении глубинного строения и петрологии развитых в этих зонах вулканогенных толщ и хромитоносных ультрамафитов позволяют значительно продвинуться в понимании геодинамического развития располагающихся здесь палеозойских островных дуг и связанных с ними зон субдукции.

Проведенное геолого-петрографическое и геохимическое изучение Алапаевского, Первомайского, Верхнейвинского, Верблюжьегорского, Татищевского, Успеновского, Халиловского массивов на Среднем и Южном Урале свидетельствует о том, что они изначально формировались в виде гарцбургитовых пластин в океаническую стадию при спрединге, а впоследствии претерпели существенные изменения в стадию островных дуг. Причем, чем выше, продолжительнее и шире проявляются процессы обдукции, тем масштабнее проявляется оливинизация и образование рудоносных дунит-гарцбургитовых комплексов с высококачественными рудами и будет выше хромистость рудных шпинелей.

Наряду с островодужными процессами на состав хромитовых руд существенное влияние оказывают вторичные процессы метаморфизма, связанные с выносом из кристаллической решетки рудообразующих хромшпинелидов магния и алюминия и сопровождающиеся привносом железа и хрома. Такой процесс, характерный не только для островодужной, но и последующей коллизионной стадии, датируемой чаще карбоном [3], характерен в большей степени для хромитов верблюжьегорского типа, располагающихся в верхней части перидотитовых пластин (Первомайский и Татищевский массивы).

Использование хорошо зарекомендовавших себя методов различия континентальных и островодужных базальтов на основе петрохимических данных [2] является хорошим дополнительным критерием при оценке масштабов проявления островодужных процессов в исследуемых геолого-структурных зонах Среднего и Южного Урала.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта "Университеты России" № 09.01.431.

Литература

1. *Алексеев А.В., Малахов И.А., Бурмако П.Л.* Материалы Междунар. науч. конф. Екатеринбург, 2004. С.195–199.
2. *Великославинский С.Д., Глебовицкий В.А.* // Докл. РАН. 2005. Т. 401, № 2. С. 213–216.
3. *Иванов К.С.* Дис... д-ра геол.-мин. наук. Екатеринбург: УрО РАН, 1998. 252 с.
4. *Малахов И.А.* Материалы науч. конф. "Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов". Екатеринбург: ИГиГ УрО РАН, 2003. С. 185–189.
5. *Малахов И.А.* Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Вып.7. Пермь: Перм. ун-т, 2005. С. 232–237.
6. *Малахов И.А., Бурмако П.Л., Алексеев А.В.* Тез. докл. Всерос. совещ. Новосибирск: Изд-во СО РАН, филиал "ГЕО", 2003. С. 209–210.
7. *Никольская Н.Е., Уханов А.В., Пустоветов А.А., Рощина И.А.* Геохимия рудных элементов в базитах и гипербазитах. Иркутск: ИГ СО АН СССР. С. 176–181.
8. *Петров Г.А., Свяжина И.А., Рыбалка А.В., Мезенина З.С.* Общие вопросы тектоники // Тектоника России. М.: ГЕОС, 2000. С. 392–395.
9. *Пучков В.Н.* // Металлогения древних и современных океанов – 2005. Миасс: УрО РАН, 2005. С. 22–27.
10. *Пучков В.Н., Иванов К.С., Коровко А.В.* // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315, № 5. С.1203–1205.
11. *Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Наумов В.Б.* // Геотектоника. 2005. № 1. С. 45–63.
12. *Stepanez W.G., Kemmer A.G.* GEO2002. Planet Erde, 2002. Heft 21. P. 321–322.

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ЗОЛОТЫХ И СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

М.М. Мансуров, С.С. Смирнова, Ю.В. Михайлова, О.Т. Шамаев

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
ot_shamaev@mail.ru

Месторождения металлов платиновой группы (МПГ) в Узбекистане не известны. Однако накопленный материал свидетельствует о присутствии платиноидов в месторождениях различных металлов и разной генетической принадлежности, что является предпосылкой создания собственной базы получения этих важных для народного хозяйства элементов. Так, отдельные элементы платиновой группы извлекаются попутно при технологическом переделе золотых руд на Навоийском горно-металлургическом комбинате.

Имеются потенциальные возможности для выявления в Узбекистане месторождений платиновой группы.

Выделены следующие генетические типы месторождений, из руд которых возможно извлечение платиноидов.

1. Золотые и золото-серебряные месторождения в черносланцевых толщах O–S Центральных Кызылкумов, по-видимому, являются наиболее перспективными объектами на МПГ. Здесь при обработке руд Мурунтау в настоящее время извлекается палладий. Платиноиды определены также в рудах других месторождений региона: Кокпатаса, Окжетпеса, Даугыза, Косманачи, Амантайтау и др. (данные И.Х. Хамрабаева, С.Т. Бадалова, М.М. Мансурова, Г.М. Чеботарева, Т.С. Тимофеевой, Х.Р. Рахматуллаева, И.В. Королевой, Н.В. Котова, Н.П. Ермолаева и др.). Так, на серебряном месторождении Косманачи [3] обогащенные углеродом окварцованные и сульфидизированные сланцы содержат от 0.18 до 3.2 г/т Pt и до 3,1 г/т Pd, кварцевые жилы , соответственно, 0.95–3.75 и 2.4–2.9 г/т (нейтронно-активационный анализ, ИЯФ АН РУз.).

В графит-антраксолитовых породах Мурунтау [2] установлены содержания Pt до 13.6 и Pd до 8.74 г/т (пробирно-активационный анализ, модифицированный для черных сланцев). В продуктах флотации определены также Ir, Rh, Ru. МПГ находятся в углеродистой массе в примесной форме, а также в виде платино- и иридий-мышьяковых интерметаллидов.

В последние годы промышленные концентрации МПГ в золотых и серебряных месторождениях, локализованных в черносланцевых толщах, обнаружены в нескольких регионах мира в различных геологических обстановках. Это новый тип платиноидного оруденения [1], изучение которого является чрезвычайно актуальной проблемой как для Западного Узбекистана, так и для региона Центральной Азии. Помимо известных "платиноносных" уровней в палеозое (тасказганская и бесапанская свиты) следует обратить внимание на эпипалеозойские (мезо-кайнозойские) углеродистые сланцы, которые по аналогии с мансфельдскими сланцами Силезии могут оказаться платиноносными.

2. В рудах золото-серебряных и серебряных вулканогенных месторождений Восточного Узбекистана (Чадак, Кочбулак, Лашкерек, Гавасайская площадь) по данным масс-спектрометрического анализа с индуктивно связанной плазмой (ELAN-6000, ИГГ АН РУз) платиноиды распределяются очень неравномерно. Так, в рудах Кочбулака содержания Pt составляет, г/т: 0.003–0.011, Pd – 0.001–0.530, Ru – от <0.001 до 0.36, Rh – до 0.9, сопоставимые содержания в Чадаке. В то же время в единичных мономинеральных пробах (пирите, халькопирите, сфалерите, борните, висмуте) содержания Pt достигает 0.25–3.9 , а Pd 3.9–6.6 г/т. Корреляции содержаний платиноидов с золотом и серебром не наблюдается.

3. Важным источником платиноидов могут служить медно-порфировые руды Алмалыкского рудного района. В пиритах месторождения Кальмакыр содержание Pt составляет 0.09 г/т, Pd – до 0.5 г/т и Ru – 0.09 г/т, в медном концентрате Pt – 0.03 г/т, Pd – 0.07 г/т, а в молибденовом Pd – 0.033 г/т, Pt – 0.25 г/т (данные С.Т. Бадалова, А.Г. Ганиева и др.). С.Т. Бадалов указывает также на присутствие моноизотопной примеси ^{187}Os в молибденовом концентрате. Формы нахождения палладия и платины в медно-порфировых рудах Алмалыка представлены в основном в виде изоморфных примесей в пирите, халькопирите и молибдените, но в 1999 г. В.В. Козловым и О.Т. Шамаевым в молибденитовом концентрате АГМК был обнаружен теллурид палладия с примесью платины – меренскиит – (Pd, Pt)Te. Подобное месторождение Бозшаколь в Казахстане отнесено к платино-рениево-молибден-медной рудной формации (Л.Е. Филимонова, И.А. Шатская), при этом подчеркивается, что содержание МПГ в концентратах выше, чем в соответствующих минералах, что связывается с наличием самостоятельных минералов.

4. Интерес для попутного извлечения платиноидов могут представлять также колчеданно-полиметаллические (Хандиза и другие в Юго-Западном Гиссаре) и барит-полиметаллические (Учкулач в

Западном Узбекистане) руды, в сульфидах которых концентрации Pt и Pd довольно постоянны на уровне от 0.004 до 0.5 г/т при преобладании Pd. В халькопирите концентрации Pd достигают 1.13 и Pt 0.1 г/т (нейтронно-активационный анализ, ИЯФ АН РУз).

5. В Узбекистане имеются также аналоги платиносодержащих магматических рудных формаций. Так, зона сочленения Срединного и Южного Тянь-Шаня отличается широким проявлением мафит-ультрамафитовых дифференцированных интрузий и вулканитов, характеризующихся содержанием МПГ в количестве от кларковых до 0.015 г/т. Наибольший интерес представляет Тебинбулакский габбро-пироксенитовый массив с титаномагнетитовым оруденением (г. Султануиздаг), весьма сходный с Качканарским дунит-пироксенит-габбровым массивом Уральского платиноносного пояса. В.В. Барановым и К.М. Кромской в этих породах установлены Pt, Pd, Rh в содержаниях, превышающих их кларки в 1.5 раза (до 0.6 г/т Pd в пироксенитах). Максимальные значения связаны с сульфидными концентратами (0.4–25 г/т Pt, 0.24–22 г/т Pd), в породообразующих минералах и титаномагнетите сумма их достигает 0.32 г/т. Определены платиновые минералы – поликсен, куперит, сперриллит. Другим примером служит Тасказганское графитовое месторождение (хр. Кульджуктау) в связи с габброидным массивом. Здесь в сульфидных концентратах (пирротин, халькопирит, пентландит и др.) присутствуют Pt – 2 г/т и Pd – 0.52 г/т (данные К.М. Кромской). Месторождение может быть отнесено к норильскому типу.

Приведенные данные по распределению МПГ в месторождениях различной формационной принадлежности свидетельствуют о том, что в Узбекистане имеется реальная база для попутного извлечения платиноидов при переделе золотых, медных и свинцово-цинковых руд, а также предпосылки для обнаружения месторождений платиноидов магматического типа и особенно новых нетрадиционных месторождений МПГ в черносланцевых толщах.

Литература

1. *Гурская Л.И., Савицкий А.В., Терентьев В.М.* Платиноносность черносланцевых отложений России: типы месторождений, перспективы и направления поисков // Материалы Междунар. платинового симпоз. М., 1994. С. 36–38.
2. *Ермолаев Н.П., Чинаров Н.А., Хорошилов В.Л.* Платиноиды в черных сланцах Средней Азии // Отеч. геология. 1994. № 4. С. 3–10.
3. *Мансуров М.М., Панкратьев П.В., Лощинин В.П. и др.* Новые данные о платиноидах месторождения Косманачи (Центральные Кызылкумы) // Узб. геол. журн. 1997. № 3. С. 20–27.

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ И ИХ ПЛАТИНОНОСНОСТИ: РУДНО-УГЛЕРОДИСТЫЕ ФЛЮИДИЗАТЫ НА ДЖЕЗКАЗГАНЕ И НАНОФОРМНЫЕ ПЛАТИНОИДЫ

Л.Г. Марченко, Л.А. Ярцева

Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева, г. Алматы, Казахстан
lyartseva@mail.ru

В настоящее время появляются работы, касающиеся большой роли в эндогенных процессах флюидных фаз, отличающихся пресыщенностью не только газово-жидкими компонентами, но и огромным количеством взвешенных частиц, в том числе обломочного материала. Производными этих фаз являются своеобразные флюидогенные породы, зачастую имеющие вид инъекций. Они характерны для флюидно-эксплозивных систем кимберлитового и лампроитового состава, где кластические магматогенные рудоносные флюидизаты несут алмазы и графит. Их эндогенная природа очевидна.

"Конгломераты" Витватерсранда представляют собой эндогенные углеродсодержащие флюидизаты, в которых обломки представляют собой не что иное, как "капли" кремнезема, размером до 2 см, составляющие до 80 % породы и образующие "дробь" и "шрапнель" (Маракушев и др., 2005). Цемент базальный и представлен кварцем, серицитом, хлоритом и битумоидом. Кварцевые обломки – "капли" – связаны перемычками, нередко зональны и имеют все признаки жидкостной несмесимости в исходной сульфидно-ураново-золото-углеродистой матрице. В рудах Витватерсранда отмечаются платиноиды осмиридиевого

состава, что позволяет судить об их генетической связи с глубинным гипербазитовым магматизмом и о щелочной направленности магм. Ощелачивание расплавов сопряжено с массовым выносом кремнезема, который образовал "капли" в конгломератах и определил ураново-золотоносный характер оруденения.

Джезказганская группа месторождений медистых песчаников вместе с одноименным месторождением и месторождениями Айнакской и Джиландинской групп приурочены к глубинной меридиональной структуре, по которой, возможно, происходило поступление рудных расплавов мантийного происхождения. Рудовмещающие отложения сформированы в периферических бассейнах, где вулканические пояса развиты по дальней и внешней периферии и приурочены к тыловым грабенам, зонам раздвига (Тектоническая карта..., 2004). Эти бассейны характеризуются высокой эндогенной энергией недр, интенсивными потоками тепла и восстановленных флюидов из мантии. Активная связь рудогенеза меднопорфирового месторождения Коунрад с эксплозивно-брекчиевым флюидным потоком установлена (Любецкий и др., 2004). Не исключена такая связь и на месторождении медистых песчаников Джезказган.

По нашему мнению, эти песчаники связаны с инъекционно-флюидизированными рудоносными потоками и представляют собой не что иное, как углеродистые рудоносные флюидизаты. На существование инъекционно-флюидизированного потока на Джезказгане указывают следующие основные признаки.

1. Самые богатые рений-борнитовые руды совмещены с горизонтами "раймундовских" конгломератов, максимально минерализованных и обогащенных углеродистыми соединениями.

2. Обломки в конгломерато-брекчиях имеют на 80 % микрокварцитовый состав, с величиной зерна кварцевых агрегатов 0.01–0.02 мм, которые перерастают в плотно сросшиеся "капли" с образованием микротекстур течения. Обнаружены выделения кварца, напоминающие "дробь" и "шрапнель" золоторудных конгломератов Витватерсранда.

3. Цемент конгломератобрекчий серицит-кварцевый, серицит-мусковитовый и серицит-хлоритовый, с деформированными песчинками аналогичного состава крупных обломков, с образованием микротекстур брекчиевых и нитевидных (песчинки удлинены или вытянуты в одном направлении). В богатых рудах появляются флюидальные микротекстуры.

4. Для руд медистых песчаников Джезказгана характерны макро- и микротекстуры внедрения, установлены инъекции чужеродных пород, вероятно, транспортируемые флюидом. Песчаниковые массы имеют вид жил (табл. LXVIII, LXIX, Сатпаева, 1985). Широко проявленные вихревые и оползневые текстуры свидетельствуют о полужидком флюидизированном состоянии рудоносных потоков.

5. Углеродистые соединения в рудоносных конгломератах и песчаниках представлены антраксолит-шунгитом и битумоидами. В шунгите обнаружены микросферулы борнита (Сатпаева и др., 1989), а в кислых битумоидах (БС) – концентрации Cu, Pb (Берикболов и др., 1979). В сторону надрудных и подрудных зон (в серых песчаниках) растет роль нейтральных битумоидов (БА), достигая 90–95 % от общего количества жидких битумоидов в вышезалегающих надрудных красных песчаниках. Наблюдается тесная корреляция металлоносных (Cu, Pb) нейтральных битумов с горизонтами богатых руд, совмещенных с конгломератами. Битумоиды и шунгиты имеют явно постседиментационную природу и тесно связаны с эндогенным оруденением. Появление жил шунгита в керне считается верным признаком сульфидного оруденения.

6. В кварце развиты дефектные микрозонки и импактные микротекстуры, что свидетельствует о сильных стресово-взрывных напряжениях во время рудообразования.

Платиноид джезказганит (сульфид рения) тесно ассоциируется с борнитом и имеет наноформное состояние (тысячные и сотые доли мм). Осмий – радиоактивный изотоп составляет 3–4 г/т в рудном концентрате.

Медистые песчаники Джезказгана следует отнести к объектам, недоизученным в отношении распределения платиноидов. Это касается красноцветной части разреза, где красный цвет вызван не только окислением гематита, но и красным цветом битумоидных соединений (БА). Медистые сланцы Нижней Силезии насыщены платиноидами именно в "красном флише" – окисленных углеродистых сланцах, обогащенных гематитом, насыщенных углеводородами и аморфным керогеном (Oszczepalski et al., 2002). Обогащенность благородными металлами совпадает с увеличением количества углеродистых соединений в окисленных породах

Платиноносность на золоторудных объектах в черносланцевых формациях обычно фиксируется выше или ниже золоторудных тел, а именно: в местах скопления углеродистых соединений (надрудные чехлы), уходя далеко за пределы золоторудных полей, в зоны серицит-углеродистых метасоматитов и во вмещающие породы аналогичного состава.

На Джезказгане ожидается расширение зон платиноносности за пределами медных руд, в красных окисленных песчаниках, обогащенных битумоидами.

ГЕТЕРОГЕННЫЕ КОБАЛЬТ-МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В УЛЬТРАМАФИТАХ

И.Ю. Мелекесцева

Институт минералогии УрО РАН, г. Миасс, Челябинская обл., Россия
melekestseva@ilmeny.ac.ru

Среди различных сульфидных месторождений, в той или иной мере связанных с ультрамафитовыми породами, существуют и колчеданные месторождения, наиболее яркие представители которых находятся на Южном Урале в зоне Главного Уральского разлома. В структуре этой сутурной зоны имеются фрагменты аккреционной призмы девонской Западно-Магнитогорской островодужной системы с пластинами ультрамафитов, к которым приурочены кобальт-медноколчеданные месторождения – Ишкининское (Оренбургская обл.), Ивановское и Дергамышское (Республика Башкортостан).

Руды этих месторождений обладают повышенными содержаниями кобальта (до 0.3 мас. %), никеля (до 0.5 мас. %) и хрома (до 0.6 мас. %). Кроме того, руды имеют повышенные концентрации золота, в среднем 3–6 до 16 г/т в рудах, насыщенных мышьяксодержащими минералами.

Гетерогенность месторождений обусловлена двумя параметрами: 1) формированием оруденения на двух этапах, связанных с различными геодинамическими режимами, и 2) образованием руд разными способами – придонным гидротермально-осадочным, седиментационным и гидротермально-метасоматическим.

Исследование рудных полей показало принадлежность структурно-вещественных комплексов месторождений к разным этапам развития складчатого пояса – океаническому, островодужному и коллизионному. С первым этапом на месторождениях связано формирование части офиолитовой ассоциации с толеитовыми базальтами и осадочными породами раннесилурийской сакмарской свиты.

К островодужным образованиям на рудных полях относятся раннедевонские вулканиты толеитового и известково-щелочного составов баймак-бурибайской свиты. Некоторые составы вулканитов сходны с бонинитами современных островных дуг Тихого океана. Для формирования широко распространенных на месторождениях вулканогенно-кремнеобломочных олистостромовых комплексов с псаммито-псефитовым матриксом и олистолитами островодужных вулканитов, магматогенных брекчий, серпентинитов, офикальцитовых брекчий, базальтов, диабазов, габбро и диоритов могла быть благоприятной структура аккреционной призмы Западно-Магнитогорской островной дуги.

Ультрамафиты на исследованных месторождениях характеризуются высокохромистыми шпинелями (хромистоть (Cr/Cr+Al) > 0.6), что характерно не для срединно-океанических перидотитов, а для надсубдукционных ультрамафитов.

Коллизионные процессы, начавшиеся в позднем девоне, привели к образованию современных структур рудных полей – антиформы, синформы и блокового меланжа. Кроме того, они наложили и свой отпечаток на руды месторождений.

Текстурно-структурный анализ руд месторождений позволил разделить их на первичные с I и II ассоциациями рудных минералов и наложенные с III и IV ассоциациями. Первичные руды характеризуются массивной, колломорфной, слоистой, обломочной и прожилково-вкрапленной текстурами, тогда как наложенная минерализация – грубополосчатой, неяснополосчатой, жильной текстурами, обусловленными жильным характером поздних минеральных ассоциаций. Важное значение для понимания генезиса оруденения имеют обломочные руды в кровле серпентинитовых пластин – сульфидные гравелиты и песчаники с обломками серпентинитов, хромитов и руд.

Главные рудные минералы – пирротин, пирит, халькопирит; второстепенные – марказит, сфалерит, арсенопирит, кобальтин, герсдорфит, аллоклазит, глаукодот, никелин, магнетит, хромит, ильменит, кубанит, макинавит, пентландит, раммельсбергит, крутовит, минералы группы линнеита; редкие – леллингит, борнит, саффлорит, самородное золото, пильзенит, самородный висмут, раклиджит.

Данные о строении рудных полей и возрасте оруденения, текстурно-структурных особенностях и минеральном составе руд позволили соотнести рудоотложение с этапами формирования месторождений.

С субдукционным этапом на месторождениях связан основной объем сульфидного рудоотложения, которое происходило тремя способами: придонным гидротермально-метасоматическим при замещении ультрамафитов, придонным гидротермально-осадочным и седиментационным. Источником Co и Ni в рудах послужили серпентиниты, из которых при тальк-карбонатном метасоматозе эти компоненты выносились и фиксировались в рудах.

Образование наложенной прожилково-вкрапленной минерализации, включающей Co-Ni-Fe-арсениды и сульфоарсениды, а также ассоциирующие с ними золото и редкие Bi-Pb-теллуриды, связывается с

коллизионным этапом развития рудных полей. Одним из косвенных тому свидетельств может являться присутствие в ранне-среднедевонских песчаниках обломочного хромита, сходного по химизму с хромитами из ранних сульфидных руд, и отсутствие шпинелей, подобных хромитам из поздних арсенидов и сульфоарсенидов.

Сопоставление исследованных месторождений с колчеданными залежами на ультрамафитах Срединно-Атлантического хребта (гидротермальные поля Логачев, Рейнбоу и т.п.) показало их сходство по геологической ситуации (приуроченность к ультрамафитам) и геохимической специализации руд (обогащенность кобальтом, никелем и хромом). Кроме этого, древние руды сохранили целый ряд сходных с современными текстурно-структурных и минералогических особенностей. Эти особенности, являющиеся прямыми признаками придонного кластогенного происхождения руд, особенно ярко выражены в сульфидных рудокластитах с градационной слоистостью, псаммито-псефитовыми обломками, колломорфно-зональными почками, агрегатами и срезанием обломков ограничениями.

Одной из сходных минералогических черт древних и современных залежей является присутствие пирротина как наиболее раннего из сульфидов. Кобальт-никелевая минералогическая специализация руд также сближает рассматриваемые месторождения.

Наиболее существенным отличием сравниваемых объектов являются различные геодинамические обстановки рудообразования: низкоспрединговые участки Срединно-Атлантического хребта для современных руд и островодужные – для древних. В связи с этим сделано предположение о возможных находках сульфидных залежей в пластинах ультрамафитов из аккреционных призм современных островных дуг Тихого океана.

Исследования проведены в рамках программы Президиума РАН № 14 "Мировой океан: геология, геодинамика, физика, биология", Научной школы РИ 112/001/081 и Интеграционного проекта УрО–СО РАН.

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ САЯНО-БАЙКАЛО-МУЙСКОГО АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА

А.Г. Миронов[1], С.М. Жмодик[2]

[1]Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия
mironov@gin.bsc.buryatia.ru
[2]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
zhmodik@uiggm.nsc.ru

Саяно-Байкало-Муйский аккреционно-коллизионный пояс выделен в восточном обрамлении Сибирской платформы как часть более крупного Баян-Хонгор-Хубсугуло-Саяно-Байкальского пояса [1, 2]. На российской территории он вскрывается в виде фрагментов в юго-восточной части Восточного Саяна и в Байкало-Муйских структурах северо-восточного и субширотного направлений. В средней части он перекрывается глубоко выдвинутым платформенным блоком (район оз.Байкал) и прослеживается только по реликтам офиолитов в пределах Намаминско-Светлинской площади и мелкими телами базит-гипербазитового состава в береговых обнажениях Байкала. Пояс сложен фрагментами кратонных (Гарганская и Муйская глыбы), островодужных и турбидитовых террейнов с син- и постаккреционными образованиями.

Пояс сформировался в результате коллизии Гарганского и Муйского микроконтинентов (700–650 Ма) с Дунжугурской и Средне-Витимской островными дугами в зоне субдукции, что привело к образованию тектонических покровов (в том числе офиолитовых), возникновению коллизионно-субдукционных комплексов пород [2, 3]. В следующий этап (650–490 Ма) шло формирование новых островных дуг с последующей их коллизией с Баргузино-Витимским и Тувино-Монгольским микроконтинентами и аккрецией к Сибирскому континенту. В результате аккреционно-коллизионных процессов произошло совмещение структурно-вещественных комплексов океанической стадии, примитивной дуги, задугового бассейна и вулканоплутонических образований зрелой островной дуги.

Саяно-Байкало-Муйский пояс насыщен месторождениями и проявлениями золота (Урикско-Китойское, Тисса-Сархойское, Кедровско-Ирокиндинское, Таллои-Каралонское и другие рудные поля), меди и серебра (Намаминское рудное поле). В последние годы в пределах пояса установлена платиноидная минерализация,

связанная как с офиолитовыми комплексами (лиственитами, родингитами с кросситом, барруазитом и сперрилитом, углеродизированными гипербазитами), так и с сульфидными и кварц-сульфидными рудами ряда золоторудных месторождений [4, 5].

Повышенная платиноносность выявлена в золото- и кварц-сульфидных рудах Зун-Холбинского, Ирокиндинского, Таинского и Каменного золоторудных месторождений [5, 6]. По данным микропробирного нейтронно-активационного анализа МПГ (аналитик Г.М. Колесов, ГЕОХИ РАН), содержания платины в рудах Зун-Холбинского месторождения составляют: в массивных пирротиновых рудах – 4.5 г/т, в кварц-пиритовых рудах – 1.6–5.8 г/т. В Таинском золото-порфировом месторождении содержания платины достигают 15–17 г/т в кварц-пирротиновых рудах (с кобальтином, кюстелитом); 8.2 – 11.3 г/т – в кварцевых жилах (с халькопиритом) и до 26 г/т – в прожилково-вкрапленных рудах. В эпитермальном золото-серебряном месторождении Каменном платина обнаружена в массивных сфалерит-халькопиритовых рудах (3.5–34.3 г/т), в серебро-блеклорудных типах минерализации – 2.5–3.7 г/т. Минеральные формы платины не выявлены, что позволяет предполагать наличие "невидимэй" платины, возможно, в виде кластерных соединений [5].

Повышенной платиноносностью выделяются также колчеданные тела (массивные и прожилково-вкрапленные), залегающие в углеродистых отложениях ильчирской олистостромовой толщи, тесно связанной с офиолитовым комплексом. В массивных пирротиновых (иногда с халькопиритом и арсенопиритом) рудах Ольгинской зоны установлены содержания платины от 0.2 до 1.25 г/т , во вкрапленных и массивных пиритовых (с галенитом и сфалеритом) рудах Барунгольской зоны от 0.9 до 16.7 г/т и в пирротин-халькопиритовых рудах зоны Медной – от 0.8 до 5.4 г/т. Для всех залежей характерна высокая насыщенность углеродистым веществом. Повышенные содержания платины выявляются и в углеродизированных гипербазитах Оспино-Китойского массива (до 5 г/т).

Предполагается, что причиной повышенной платиноносности золотого оруденения Саяно-Байкало-Муйского пояса является приуроченность к офиолитовому комплексу, коллизия микроконтинент – островная дуга, приводящая к эксгумации и обдукции офиолитов, совмещению комплексов пород и руд, сформированных на разных уровнях зоны субдукции – от высокотемпературных (Таинское, Коневинское месторождения), высокобарических (Хурайжалгинское с глаукофаном), до низкотемпературных эпитермальных (Каменное месторождение).

Работа выполнена при финансовой поддержке грантами Научной школы НШ-2284.2003.5, РФФИ, проекты № 03-05-65162, 03-05-64563.

Литература

1. *Добрецов Н.Л.* Модель покровной тектоники Восточного Саяна // Геотектоника. 1985. С. 39–50
2. *Добрецов Н.Л.* Эволюция структур Урала, Казахстана, Тянь-Шаня и Алтае-Саянской области в Урало-Монгольском складчатом поясе // Геология и геофизика. 2003. Т. 44, № 1–2. С. 5–27.
3. *Жмодик С.М., Миронов А.Г., Деревенец В.Г. и др.* Новый тип Sn-Au (Hg)-платинометалльной рудной минерализации в Восточном Саяне // Докл. РАН. 1998. Т. 361, № 1. С. 24–26.
4. *Жмодик С.М., Постников А.А., Буслов М.М., Миронов А.Г.* Геодинамика Саяно-Байкало-Муйского аккреционно-коллизионного пояса в неопротерозое–раннем палеозое и закономерности формирования и локализации благороднометалльного оруденения // Геология и геофизика. 2006. 1 с.
5. *Миронов А.Г., Колесов Г.М., Митькин В.Н.* Платиноносность золото-сульфидных и серебро-полиметаллических руд Западного Забайкалья и возможные формы нахождения металлов платиновой группы в сульфидах. "Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока": Материалы науч. конф. Т. 2. Иркутск: Изд-во Ин-та географии СО РАН, 2005. С. 26–30.
6. *Коробейников А.Ф.* Комплексные золото-редкометалльно-платиноидные месторождения. М.: Научный мир, 2004. 233 с.

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА

Ю.В. Михайлова, А.А. Кустарникова, Т.М. Воронич, М.М. Мансуров, О.Т. Шамаев

Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
ot_shamaev@mail.ru

Узбекистан является крупнейшей золоторудной провинцией не только Средней Азии, но и мира. На его территории выделяются два золоторудных региона, которые развивались в различных геодинамических режимах: Кызылкумо-Нуратинский (Южный Тянь-Шань) с такими гигантами, как Мурунтау в черносланцевых толщах O–S, и Чаткало-Кураминский (Срединный Тянь-Шань) с проявлением менее крупных плутоногенных и вулканогенных месторождений (C–P).

Формирование месторождений различных золоторудных формаций Кызылкумо-Нуратинского региона происходило в пять основных этапов.

1. Спрединг и формирование Туркестанского палеоокеана (PR–O) с развитием рудонесущей метатолеитовой и рудоконцентрирующей углеродисто-карбонатно-терригенно-кремнистой формаций. В этот период была сформирована геохимическая провинция, явившаяся основой золотоносности региона.

2. Этап развития энсиматических островных дуг (O–S) ознаменовался проявлением рудогенерирующей базальт-андезит-риолитовой формации и рудовмещающей углеродисто-карбонатно-кремнисто-терригенной. В результате сформировались вулканогенные гидротермально-осадочные золото-колчеданные месторождения стратифицированные (Амантайтау, Кокпатас, Карамурун) и штокверковые вблизи жерловых образований (Балпантау). Одновременно происходило обогащение рудогенными элементами на большом пространстве региона углеродистых терригенных толщ, на базе чего образовались многоярусные субсогласные метаморфогенные редкометалльно-золоторудные залежи (Мурунтау, Мютенбай).

3. В районах проявления мантийно-нижнекоровых продуктов третьего – рифтогенного – этапа (C_{1-2}) происходит преобразование золото-колчеданных руд, усложнение их состава за счет развития незолоторудных ассоциаций с медью, кобальтом, никелем (Кокпатас, Карамурун), ильменитом, магнетитом (Кокпатас).

4. Четвертый коллизионно-обдукционный этап (C_3–P_1) характеризуется развитием мощного многофазного гранитоидного магматизма (с очагами магмогенерации на границах континентальной и океанической кор, океанической коры и верхней мантии), сопровождаемого рудными флюидами, что обусловило регенерацию разнофациального оруденения, становление рудогенерирующей системы и ее разгрузку с формированием богатых штокверковых руд (рудных столбов) кварц-полевошпат-арсенопирит-шеелит-золоторудного состава (Мурунтау, Чармитан и др.).

5. В этап тектономагматической активизации (P_2–T_1) континентальной литосферы при мантийной активности формирование всех типов месторождений завершилось наложением на золоторудные образования телетермальных сульфидно-серебряных руд (с платиной), которые сформировали также собственно сереброрудные месторождения (Высоковольтное, Косманачи, Окжетпес).

Формирование месторождений золоторудных формаций Чаткало-Кураминского региона включает семь этапов его геодинамического развития.

1. С этапом рифтогенеза на перикратонном террейне (PR_1–V) связано накопление золота за счет проявления базальтоидов нижней коры, рифтогенных трахибазальтов и развития черносланцевых толщ, аккумулирующих рудогенные элементы.

2. Во второй – этап субдукции (O–S_2) образуются энсиматически-островодужные геологические формации геохимически специализированные на золото за счет осадочно-метаморфических процессов, формирования аккреционной призмы и частичного плавления субдуцирующей под Срединный Тянь-Шань Туркестанской океанической плиты.

3. С третьим этапом (D_{1-2}) образования континентального вулканоинтрузивного пояса связаны золоторудные месторождения на смежных территориях Киргизии, Казахстана, имеются признаки рудоносности и в Узбекистане.

4. Четвертый этап (D_3–C_1) стабилизации молодой квазиплатформы характеризуется проявлением мантийных разломов, концентрирующих сурьмяно- и ртутно-золоторудную минерализацию.

Эти четыре этапа являются подготовительными (рудонакопительными). В следующие три этапа шло непосредственно формирование промышленных месторождений различных рудных формаций.

5. В пятый этап (C_1–C_2^1) прекратилось пододвигание субдуцирующей океанической плиты. Столь длительное взаимодействие двух плит привело к критическому их нагреванию и образованию магматических

очагов, имеющих в C_{1-2} несколько последовательных внедрений. С наиболее ранним Алмалыкским габбро-монцонит-сиенитовым комплексом сформировалась халькопирит-молибденит-золоторудная (медно-порфировая) формация (Алмалык), с более поздним Карамазарским – кварц-пирит-арсенопирит-золоторудная (Такели) и кварц-(арсенопирит)-пирит-золоторудная (Кызылалмасай) формации. Они обусловлены плутоническим магматизмом и формировались в "закрытой" системе за счет рудогенерирующего потенциала земной коры и прежде всего пород аккреционной призмы и субдуцирующей океанической плиты.

6. В шестой – постсубдукционный – этап (C_{2-3}) проявился мощный коровый трахиандезит-дацитовый вулканизм в сопровождении мантийных флюидов (вызванных погружением в мантию обломков субдуцирующей океанической плиты). Вулканизм осуществлялся по принципу адвекции, был многоочаговым, с разной степенью дифференциации магмы, отличался мощной взрывной деятельностью, обилием субвулканических и жерловых образований. С ним связаны мало- и убогосульфидные кварц-пирит-золоторудная (ранняя в Кочбулаке), кварц-карбонат-адуляр-золоторудная (Чадак, Школьное, Каульды) и с усилением роли мантийных флюидов поздняя кварц-сульфидно-теллуридно-золоторудная (Кочбулак, Бургунда, Актурпак) формации.

7. С заключительными формациями субсеквентного пермского вулканизма (с преобладающим влиянием мантийных флюидов) связано развитие жильной кварц-полисульфидно-сереброрудной формации, продукты которой накладываются на все золоторудные ассоциации, а также образуют самостоятельные месторождения (Лашкерек, Канджол, Бол. Канимансур).

Таким образом, формирование золоторудных месторождений обусловлено функционированием золотообразующих систем на протяжении сотен миллионов лет с вовлечением разных слоев литосферы. В Кызылкумо-Нуратинском регионе процесс происходил в ходе структурного и вещественного преобразования богатой рудогенными элементами океанической коры в континентальную, в Чаткало-Кураминском – в значительной степени за счет потенциала аккреционной призмы и субдуцирующей океанической коры, а также мантийных флюидов. Все это обусловило образование сложных в генетическом отношении полиформационных месторождений, полигенность и полихронность оруденения.

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ ТРОГИ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА – ЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ

В.М. Мишнин, В.С. Гриненко

ГУП "Якутская поисково-съемочная экспедиция" Госкомгеологии РС (Я), г. Якутск, Россия
geopoisk@sakha.ru)

1. Рассматриваемая зона в пределах Азиатского материка имеет сквозной (Северный Ледовитый океан – Тихий океан) транс-континентальный характер и является составной частью глобального кольцевого Атлантическо-Западно-Тихоокеанского линеамента (георазделАтлантика–Пацифик), отделяющего Атлантический тектонический сегмент Земли от Тихоокеанского. На Азиатском континенте и его шельфе она имеет устойчивое северо-западное простирание, не характерное ни для тектонических структур Сибирской платформы (анабаро-алданские субмеридиональные направления), ни для структур Яно-Колымской области ("верхоянские дуги" Тихоокеанского обрамления).

2. Узкие (десятки километров), но достаточно протяженные (сотни километров) черносланцевые троги (с запада на восток): Лено-Оленекский, Староручьевский, Адыча-Тарынский – являются линейными элементами внутренней структуры зоны перехода и поэтому характеризуются согласным с ней простиранием "северо-запад – юго-восток". Своим седиментным заполнением они маркируют продольно-осевые линии максимального тангенциального растяжения (выражены соизмеримыми полосовыми минимумами силы тяжести) субстрата зоны перехода, формировавшиеся в начальные стадии зарождения крупнейших палеобассейнов сибирского типа: Юдомо-Оленекский, Западно-Верхоянский, Адыча-Нерский. Они также отражают поступательную циркум-пацефическую миграцию (с запада на восток) участков максимального осадконакопления и интенсивного литостатического прогибания ложа обозначенных палеобассейнов. Этим событиям наряду с массовым ареальным бассейновым накоплением свободного морского органического вещества (битумоносные глины, сапропелевые илы, кремнисто-карбонатно-битуминозные гели) сопутствовал

инициальный базальтоидный вулканизм, проявившийся в трещинно-дискретной фриатической форме с высвобождением большого количества свободной кремнекислоты (окремненные известняки и аргиллиты, цветные кремни), фосфора (фтаниты, желваковые фосфориты), глинозема (монтмориллонитовые и каолиновые глины) и закисного железа (пиритизированные пелиты и псаммиты). Процесс формирования трогов был тесно пространственно и структурно сопряжен с образованием и центробежным разрастанием особых грибовидных (с массивной "шляпкой" на тонкой ножке) глубинных структур – телескопированных рудоносных тектоноконцентров мантийного заложения. По мере заполнения трога осадками происходило компенсационное антиизостатическое всплывание головных частей (массивная "шляпка") тектоноконцентров.

3. Лено-Оленекский трог (1350 × 35–50 км, вертикальная мощность заполнения до 800 м). В течение раннего (ленский век) и среднего (амгинский и майский века) кембрия, в период, когда происходило интенсивное накопление сапропелевых аргиллитов главного продуктивного горизонта (куонамская, синская, иниканская литофации), эта структура развивалась в режиме предрифового некомпенсированного прогиба обладающего признаками глубоководного сероводородного заражения (интенсивная пиритизация слоистых пород, отсутствие скелетных остатков морской фауны). Примыкающий к ней с запада Анабаро-Синский барьерный риф протягивался на еще большее (2700 км) расстояние (от пос. Игарка на северо-западе до о-ва Бол. Шантарский, акватория Охотского моря, на юго-востоке). В течение всего кембрийского периода он отделял Игаро-Туруханский солеродный бассейн от Юдомо-Оленекского супербассейна горючих сланцев. В сапропелевых аргиллитах предрифового трога на Куонамской, Нижне-Оленекской, Синской и Иниканской площадях установлены аномально высокие содержания Co, Ni, V с сопутствующими повышенными содержаниями Cu, Pb, Zn. Существенно сидерофильная специализация черносланцевого заполнения имеет свое структурно-тектоническое объяснение: непосредственно под рифовым барьером на территории Якутии в кристаллическом фундаменте платформы, по геофизическим данным, на расстоянии 1500 км прослежен потенциально рудоносный суперпояс "Западно-Якутский риф. Он включает расслоенные базит-гипербазитовые расслоенные абиссолиты типа Садбери (всего семь) и Бушвельда (всего один), несущие, по данным гидрохимического опробования, высокие концентрации Cu и Ni, местами превышающие содержания этих металлов в рудничных водах Норильского сульфидного медно-никелевого месторождения. Наиболее перспективным для поисков промышленных месторождений (благородные, цветные и легирующие металлы) является отрезок Лено-Оленекского трога, огибающий с востока Центрально-Якутский телескопированный тектоноконцентр. Для последнего установлены фазы телескопированного (из кристаллического фундамента в осадочный чехол) сводово-купольного центробежного разрастания в раннем протерозое (PR_1), среднем палеозое (D_{2-3}), позднем мезозое–кайнозое (K_2–KZ), а так же фазы гравитационного обрушения и проседания (продольного и поперечного трогообразования) в позднем протерозое (V), раннем палеозое ($Є_{1-2}$), позднем палеозое (C_{1-2}), раннем мезозое (T_3–J_1).

4. Староручьевский трог (400–450 × 50–80 км, вертикальная мощность заполнения до 1500 м). Начало формирования трога отвечает этапу (C_1t–v) заложения крупнейшего на востоке Азии Яно-Колымского миогеосинклинального палеобассейна на дорифейском кратонном основании. Выстилающая днище трога одноименная стратифицированная рудоносная серия высоко углеродистых ($C_{орг.}$ = 1.2–1.5 %) черных пиритизированных алевролитов и аргиллитов специализирована на золото (0.15–0.5 г/т). Перекрывающая ее рудоносная антовчанская серия (серые зернистые песчаники и алевролиты) характеризуется повышенными содержаниями серебра. Обеим сериям сопутствует вкрапленная и рассеянная минерализация Cu, Pb, Zn, Mo, Bi. Столь разнообразный состав рудоносного заполнения объясняется тем, что в кристаллическом фундаменте трога находится (по геофизическим данным) одинакового с ним простирания Билякчанско-Омолойский раннепротерозойский вулканоплутонический пояс, специализированный на благородные, цветные и редкие металлы. Последний является меридиональным подземным продолжением Билякчанского докембрийского грабена, отделяющего архейский цоколь Алданского щита от такового Охотского массива, и прослежен на расстоянии более 1500 км по характерному полосовому минимому силы тяжести. Перспективным для поисков промышленных месторождений благородных металлов является отрезок трога, вложенный в Эчийский тектоноконцентр, эпицентр которого маркирован Хобойоту-Эчийским массивом реоморфических (телескопированных совместно с гранитогнейсами из кристаллического фундамента) гранитоидов. Фазы центробежного сводово-купольного разрастания тектоноконцентра имели место в раннем протерозое (PR_1), среднем палеозое (D_{2-3}), позднем мезозое–кайнозое (K_1–KZ), а фазы гравитационного обрушения и проседания проявились в позднем палеозое (C_{1-2}), раннем мезозое (T_3–J_1), позднем мезозое–кайнозое (K_1–KZ).

5. Адыча-Тарынский трог (670–700 × 40–50 км, вертикальная мощность заполнения до 2000 м). В виде сплошной депрессии, по геофизическим данным, трог прослежен до поперечного Чаркы-Туостахского поднятия, осложненного параллельными цепочками позднемезозойских гранитоидов. Предполагается дистальное продолжение трога к северо-западу от поперечного поднятия в пределы Куларской эпикратонной

мульды с постверхнепалеозойским черносланцевым заполнением. Заложение Адыча-Тарынского трога и его дистального фрагмента совпадает с началом этапа формирования позднегеосинклинальных (второй генерации) прогибов, возникших за счет поступательной миграции бассейнового осадконакопления из Западного Верхоянья на восток в пределы Яно-Индигирского фациального региона. Трог выполнен флишоидной толщей триаса (тонкослоистые аргиллиты и алевролиты с прослоями песчаников). Сульфидизированная призма трогового заполнения специализирована на золото и сурьму, которым сопутствуют надфоновые содержания мышьяка, меди, цинка, свинца, висмута. Такая рудная специализация объясняется тем, что по гравиметрическим данным в кристаллическом фундаменте предполагается присутствие докембрийской минерализованной зоны тектонического дробления и брекчирования раздвигового (проторифтогенного) типа с существенно халькофильным заполнением. На это, в частности, указывает валообразный выступ раздела Мохо (амплитудой не менее 4–5 км), прослеженный вдоль осевой линии трога. Перспективными для поисков новых промышленных месторождений благородных металлов является отрезок трога, пересекающий телескопированный из фундамента в осадочный слой Тарынский тектоноконцентр (вулканотектоническая кольдера хр. Сарычева и ее вулканоплутоническое кольцевое обрамление). Фазы сводово-купольного центробежного разрастания внутренней структуры тектоноконцентра приходятся на поздний палеозой (P_2tt), позднюю юру ($J_3km–v$), ранний мел ($K_1g–al$), а противоположные им по знаку импульсы гравитационного обрушения и проседания – на ранний триас (T_1i), поздний триас–раннюю юру ($T_3n–J_1g–p$), поздний мел–кайнозой ($K_2s–KZ$).

6. Охарактеризованные черносланцевые троги и их внешняя тектоническая рама представляют собой результат пространственного совмещения двух главных форм тектогенеза (и рудогенеза) зоны перехода. Их формирование происходило на фоне плавно эволюционирующих бассейнов седиментации материкового ранга с периодическим импульсным воздействием на ложе палеобассейна (двухъярусный субстрат: кристаллический фундамент–подошва осадочного слоя) инъективно-купольных фидерных (фидер = кабель, канал, питатель) структур большой вертикальной протяженности регионального ранга. С позиции "плюм-тектоники" последние классифицированы как радиальные сквозьмантийные каналы межсегментного диска Земли, а в систематике металлогенического районирования фигурируют как рудоносные телескопированные тектоноконцентры.

Таким образом, последовательное (ранний протерозой–поздний мезозой) и направленное (от глубинных горизонтов мантии к приповерхностным) сочетание двух структурно-вещественных неоднородностей регионального ранга ("черносланцевый трог" + "телескопированный тектоноконцентр") в контурах единой сквозной рудоконтролирующей структуры планетарного ранга (гораздел Атлантика-Пацифик) инъецировало, а затем и преобразовывало эти таксоны линейной металлогении в объекты-гиганты нелинейной металлогении – комплексные рудные районы: Центрально-Якутский, Эчийский и Сарычевский. Потенциал рудоносности этих районов сопоставим с ресурсами сырья традиционных металлогенических провинций.

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОДИНГИТОВ КАРАБАШСКОГО МАССИВА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

В.В. Мурзин[1], С.Н. Шанина[2]

[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
murzin@igg.uran.ru
[2]Институт геологии Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, Россия
Shanina@geo.komisc.ru

Карабашский массив располагается в зоне Главного Уральского разлома, разделяющего палеоконтинентальный и палеоокеанический секторы Урала. Особенностью развитых в нем тел родингитов является то, что реликты субстрата каких-либо дайковых пород, кроме серпентинитов, в них обнаружены не были. Данный факт позволил обосновать положение об апосерпентинитовой природе данных родингитов, а их высокая золотоносность и хлорит-гранат-пироксеновый минеральный состав явились основанием для выделения золотопродуктивной хлоритовой (родингитовой) формации с типовым месторождением Золотая Гора [1]. Рядом исследователей также высказана точка зрения о том, что родингиты Карабашского массива развиты по дайкам титанистых габбро, а их золотоносность связана с наложением на них

лиственитизирующих растворов, отделившихся при становлении дайковых членов гранитоидов гранодиоритовой формации [4]. Однако по геологической позиции и минеральному составу родингиты, даже содержащие карбонат, не отвечают типовым представлениям о березит-лиственитовой формации [2]. В нашем исследовании геологические и минералогические наблюдения дополнены данными по газовому составу газово-жидких включений в минералах, а также изотопным характеристикам (C, O, D) минералов и флюида, рассчитанному по равновесиям минерал–вода.

Родингиты Карабашского массива сформированы в три стадии. Родингиты первой стадии – мелко-, среднезернистые хлорит-гранат (андрадит)-диопсидовые породы с различными соотношениями слагающих их минералов. Синхронно с ними вмещающие серпентиниты превращены в тонко-мелкозернистый хлоритолит, содержащий реликтовый серпентин. Продукты второй стадии развиты среди ранних родингитов в виде неравномерно распределенных прожилков лестничного типа, сложенных крупнозернистыми диопсидом хлоритом, гидроандрадитом, магнетитом и ильменитом. Ранние хлоритолиты и серпентиниты в эту стадию повторно хлоритизированы с образованием его более крупнозернистых агрегатов. Хлоритовые, диопсидовые и диопсид-хлоритовые прожилки формируют оторочки вдоль тел родингитов мощностью до 1.5 м. Формирование родингитов завершилось отложением небольшого количества прожилкового и гнездообразного кальцита третьей стадии.

Изучением зоны развития родингитов по всей ее протяженности (до 2.5 км) реликты вулканогенных или дайковых пород в ней нами не обнаружены. В то же время в приконтактовых частях тел родингитов и на их выклинках часто фиксируются небольшие ксенолиты вмещающего серпентинита, превращенного в хлоритолит. В хлоритолите, а местами и в родингите присутствуют выделения магнетита, иногда с ядрами хроммагнетита и тонкими листочками хлорита, что, несомненно, свидетельствует о псевдоморфном его развитии по хромшпинелиду. Анализ петрохимических особенностей показывает, что субстратом родингитов являются низкоглиноземистые породы, отвечающие по соотношению Al и Mg серпентинитам или пироксенитам. Лишь местами могли присутствовать габброиды, превращенные в везувиановые породы.

P–T–X-условия формирования родингитов таковы: T = 470–230 °C, P = 1–2 кбар, флюид существенно водный, обогащенный восстановленными газами (H_2,CH_4 и др.) и низкой мольной долей CO_2 (X_{CO_2} = 0.001–0.019), что отвечает оценкам режима формирования классических родингитов. Родингитизирующий флюид практически лишен азота, обычного газового компонента постмагматических флюидов, а также флюидов, выделяющихся при метаморфизме вулканогенно-осадочных толщ. Установлено, что факторами, благоприятными для концентрирования золота, явились режим термостатирования гидротермальной системы, а также существенная роль гидротермального рудоотложения (жилы и прожилки выполнения) на второй стадии минералообразования.

Изотопный состав кислорода родингитизирующего флюида ($\delta^{18}O$ = +5.9…+8.3 ‰) лучше всего соответствует магматической воде, однако он может отвечать и метаморфогенной воде, выделяющейся при метаморфизме пород не осадочного генезиса.

Изотопный состав флюида, равновесного с хлоритом родингита первой и второй стадий – δD = –3.6…–13.4 ‰, а равновесного с хлоритом третьей стадии –17…–18 ‰. Флюид с зафиксированными соотношениями изотопов водорода может быть смесью вод – выделяющейся при полной дегидратации серпентина, образованного в морских условиях с δD = –30…–70 ‰ и поровой морской в этих серпентинитах с δD, близкой к 0 ‰. Изотопный состав C и O флюида третьей стадии ($\delta^{13}C_{CO_{2\,(фл)}}$ = +2.2…–0.9 ‰, $\delta^{18}O_{CO_{2\,(фл)}}$ = = +19…+21 ,3 ‰) сильно утяжелен по отношению к ювенильному и отвечает изотопному составу углерода морских карбонатов. Вероятно, на третьей стадии растворялся карбонат вмещающих серпентинитов или же углекислота выделялась при замещении этого карбоната силикатами.

Таким образом, родингиты Карабашского массива сформированы из метаморфогенного флюида при участии воды морского происхождения, вещества ультраосновных и основных магматических пород и на заключительной стадии – углекислоты карбонатов морского происхождения. Нами предлагается модель формирования изученных родингитов, при которой источником флюида является метаморфогенная поровая вода, а также вода, выделяющаяся при десерпентинизации гипербазитов океанского дна. Процессы дегидратации наиболее вероятны на коллизионном этапе при деформациях пород меланократового основания океанических комплексов в нижних частях выдвигающегося серпентинового диапира, что соответствует современным структурным исследованиям массива [3]. Эта модель лучше всего объясняет участие морских компонентов в условиях трансформации гипербазитов в коровых условиях, когда прямое участие морской воды в генерации флюида представляется мало вероятным. Источником золота являются метаморфизующиеся серпентиниты меанократового основания с включенными в них телами пироксенитов и габброидов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64679.

Литература

1. *Сазонов В.Н.* Золотопродуктивные метасоматические формации подвижных поясов (геодинамические обстановки и *P–T–X*-параметры образования, прогностическое значение). Екатеринбург: УГГГА, 1998. 181 с.
2. *Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Огородников В.Н., Волченко Ю.А.* Золотое оруденение, сопряженное с альпинотипными ультрабазитами // Литосфера. 2002. № 4. С. 63–77.
3. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Главный Уральский разлом на Южном Урале: Структура и основные этапы формирования // Геотектоника. 2003. № 3. С. 42–64.
4. *Спиридонов Э.М., Плетнев П.А.* Месторождение медистого золота Золотая Гора. М.: Научный мир, 2002. 220 с.

ВЫСОКАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТЬ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЕЩЕСТВА ЛИТОСФЕРЫ – ВАЖНЕЙШИЙ ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ УНИКАЛЬНЫХ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ

А.Д. Ножкин

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
nozhkin@uiggm.nsc.ru

Химический состав земной коры возник в процессе эволюции мантии и верхних оболочек Земли – гидросферы и атмосферы. Дифференциация земного вещества сопровождалась концентрацией кремния, редких и радиоактивных элементов (РАЭ) – U, Th и K. В результате эволюции континентальная кора приобрела в среднем диоритовый, а верхний ее слой гранодиоритовый состав. Массовыми радиогеохимическими исследованиями, выполненными в 50–80-е годы прошлого столетия, доказана резкая геохимическая неоднородность как докембрийских, так и фанерозойских коровых провинций. Определяется она первичной геохимической неоднородностью мантийно-корового протовещества и особенностями его дальнейшей эволюции: геодинамическими условиями формирования ювенильной коры и характером ее последующей переработки, длительностью и многостадийностью процессов образования литосферы. Зрелая геохимически дифференцированная кора развита на Австралийском, Южно-Африканском, Канадском, Украинском, Балтийском щитах, на ряде выступов фундамента Сибирского кратона (Ангаро-Канский, Бирюсинский, Китойский блоки), в центральной части Алданского щита (Чугинский, Нимнырский блоки), Охотском массиве Верхояно-Чукотского региона.

Признаками геохимически зрелой коры являются [2]: повышенная мощность и гранитогнейсовый состав гранитно-метаморфического слоя; наличие в гранулит-гнейсовых комплексах высокоглиноземистых, двуполевошпатовых гнейсов, кислых натрокалиевых метавулканитов и существенно калиевых гранитов; высокая сиаличность, определяемая не только петрогенным составом, но и повышенным фоновым содержанием редких (Li, Rb, Cs, Ba, REE и др.) и особенно РАЭ. Зрелые сиалические ядра архейского основания в перекрывающих комплексах оконтуриваются ареалами высокорадиоактивных магматических пород, а также редкометалльными уран-ториевыми и урановыми провинциями. Надежными геохимическими индикаторами степени зрелости коры являются РАЭ, устойчиво накапливающиеся в "гранитном" слое. Они хорошие индикаторы магматической и осадочной дифференциации. Содержание РАЭ в кристаллическом комплексе или блоке коры, превышающее среднее значение, принятое для "гранитного" слоя коры [3], – признак высокой геохимической дифференцированности. Напротив, фоновые концентрации РАЭ, близкие к средней величине в "базальтовом" слое, свидетельствуют о низкой зрелости сиалических масс.

Степень зрелости коры и содержание редких и РАЭ определяется интенсивностью и многократностью проявления кислого вулканизма и гранитоидного Na-K магматизма. Наиболее зрелая кора на Австралийском, Южно-Африканском и Канадском щитах. В них наряду с двумя эпохами (2.8–2.6 и 1.9–1.75 млрд лет) гранитизации, характерными почти для всех раннедокембрийских провинций, проявился раннеархейский (более 3 млрд лет) Na-K гранитоидный магматизм. Гранитоиды и ассоциирующие риолитоиды этих эпох отличаются высоким содержанием редких и РАЭ. Проявлением раннедокембрийских эпох гранитизации в значительной мере обусловлена их геохимическая и металлогеническая специализация на редкие и РАЭ, реализующаяся нередко в последующие эпохи формированием уникальных рудных провинций. Зрелые ядра архейской протокоры, отражающие первичную неоднородность – высокую дифференцированность

мантийного вещества, представляют, по существу, первичные геохимические провинции, специализированные на редкие, радиоактивные, цветные и благородные элементы.

Продуктивность структур докембрия на редкие и РАЭ, цветные, благородные и черные металлы определяется многими факторами, однако решающее влияние на рудоносность оказывают следующие.

1. Степень геохимической дифференцированности раннеархейских сегментов мантийно-корового протовещества. О его неоднородности, разной степени зрелости свидетельствуют: геохимические свойства древнейших серых гнейсов ТТГ-состава, возникших за счет плавления мафической протокоры, а также различие состава литосферной мантии под кратонами (Сибирский, Каапваальский, Вайоминг, Карельский, Слейв, Западный Дарварский), что может быть следствием первичной неоднородности земного вещества и различной степени его плавления [1].

2. Наличие архейских зеленокаменных поясов (ЗКП) с полным циклом их развития: от ультрамафитовых и мафитовых коматиитов до толеитовых базальтов, кислых вулканитов и осадочных пород. Такие пояса характеризуются массовым выходом на поверхность мантийного вещества с повышенными концентрациями Ni, Cu, платиноидов, Au и других элементов. В них сосредоточены колчеданные месторождения Cu, Pb, Zn, Au, и Ag, сульфидные Cu-Ni с платиноидами местрождения в ультрамафитах, железистые кварциты и др.

3. Проявление в последующие эпохи (часто на рубеже 2.8–2.6 млрд лет) гранитизации и интрузивного магматизма, заметно стабилизировавших архейские структуры. На ранних этапах в связи с интрузиями гранодиоритов и плагиогранитов в фемических зонах возникли гидротермальные месторождения Au и цветных металлов, а на поздних – с Na-K гранитами в сиалических блоках развивались редкометалльные, уран-ториевые и урановые пегматиты и метасоматиты.

4. Формирование кор выветривания на архейском зрелом основании с чередующимся распределением сиалических и мафических масс, а затем позднеархейских–раннепротерозойских осадочных бассейнов с уникальными месторождениями Au и U в конгломератах, Fe в кварцитах, Au, U, цветных металлов в углеродистых отложениях, Pb и Zn в карбонатных породах. Важным источником рудных элементов этих месторождений являются геохимически специализированные комплексы ЗКП и реоморфизованного гранитогнейсового основания с интрузиями калиевых гранитов и пегматитов.

5. Интенсивное развитие в завершающую эпоху гранитоидного магматизма, сопровождавшееся становлением крупных гранитных плутонов каливого типа. С этим магматизмом связаны дальнейшая дифференциация и сиализация коры, привнос, перераспределение и концентрация рудных элементов в комплексах архея–раннего протерозоя и возникновение также крупных редкометалльных и урановых месторождений (в альбититах, зонах несогласий и др.). Эта глобальная эпоха (1.9–1.75 млрд лет) гранитизации–кратонизации завершает формирование раннедокембрийского фундамента платформ.

Геохимическая неоднородность присуща и фанерозойским складчатым областям. В значительной степени она усиливается наличием блоков ранней консолидации типа микроконтинентов и срединных массивов с докембрийским кристаллическим основанием. Так, известные уникальные ураноносные провинции Чешского, Арморикансного, Центрально-Французского, Кокчетавского, Аргунского массивов характеризуются развитием метаморфических, в том числе докембрийских комплексов, отличающихся повышенной концентрацией U и Th, а также многостадийным формированием Na-K гранитоидов, обогащенных редкими и РАЭ, и неоднократным проявлением риолитоидного вулканизма. В этих провинциях представлены урановые местрождения разных генетических типов, обычно отличающиеся богатыми контрастными рудами. Им сопутствуют месторождения Sn, W, полиметаллов, Au, Ag, Mo, P, флюорита, связанные с орогенным магматизмом герцинской (Центральная Европа, Казахстан) и мезозойской (Забайкалье) эпох.

В докладе особое внимание уделено металлогении докембрия Сибирской и в сравнительном плане Восточно-Европейской платформ.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 01-05-65160, 04-05-6430.

Литература

1. *Глебовицкий В.А., Никитина Л.П., Овчинников Н.О. и др.* Верхняя мантия под архейскими кратонами: термальное состояние, химический состав, степень плавления (данные глубинных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов) // Геология и геодинамика архея. СПБ.: Центр информационной культуры, 2005. С. 96–101.
2. *Ноэкин А.Д.* Радиоактивные элементы – индикаторы зрелости архейской континентальной коры // Докл. АН СССР. 1983. Т. 270, №1. С. 216–219.
3. *Ронов А.Б., Ярошевский А.А.* Химический состав земной коры и ее оболочек // Тектоносфера Земли. М.: Наука. 1978. С. 379–402.

ГЕОДИНАМИКА И РУДОНОСНОСТЬ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИТОВ КАЗАХСТАНА

А.Н. Нурлыбаев

Институт геологических наук Национальной академии наук, г. Алматы, Казахстан
tnurlyb@gmail.com

Щелочные магматические породы неизменно находятся в центре внимания геологов и петрологов мира как чрезвычайно интересные природные образования, с которыми петрогенетически связаны уникальные месторождения апатита, нефелина, ниобия, тантала, циркония и редких земель в карбонатитах, алмазов в кимберлитовых и лампроитовых трубках и даек, а также месторождений железа, меди, стронция, флюорита, флогопита-вермикулита и др.

В щелочных породах – альгипербазитах открыты месторождения ювелирных камней (хризолит, хромдиопсид, жадеитит и др.), а некоторые разновидности щелочных пород (уртиты, нефелиновые сиениты, сыннириты и др.) оказались ценными источниками получения алюминия, калийных и полимикроудобрений, керамического сырья, цемента. Следовательно, промышленные аспекты использования самих щелочных магматитов и связанных с ними месторождений привлекли к ним особое внимание. В последние годы щелочные магматиты вызвали усиленный интерес в связи с расшифровкой проблем глубинной петрологии, поскольку стал очевидным мантийный источник происхождения щелочных магматических расплавов. Щелочные породы Казахстана возникали многократно на протяжении последних примерно 2.7 млрд лет истории Земли.

На территории Казахстана ныне насчитывается около десяти щелочных петрографических провинций, которые заключают свыше двухсот (230–250) щелочных массивов, относящих более чем к пятидесяти (55–60) комплексам. По петрографическому составу, геолого-геодинамическому положению, геохимической и минерагенической специализации они объединены в три группы щелочных формаций [Нурлыбаев, 1973–2005] в зависимости от основности и величины общей щелочности (калиевые, натриевые и калиево-натриевые ряды) пород, слагающих щелочные массивы и комплексы: 1) *альгипербазитовую (щелочно-ультрамафитовую)*, 2) *альбазитовую (щелочно-мафитовую)*, 3) *альсалическую (щелочно-салическую)*. Все три петротипа щелочных пород характеризуются довольно высоким содержанием щелочей и редких литофильных элементов (Zr, Nb, Ta, Li, Rb, Cs, Ga и др.), а также петрогенных и летучих компонентов (F, Cl, S, CO_2 и др.)

Альгипербазитовая формация. Данная формация в пределах Казахстана характерна для древних срединных массивов. Контролируемыми структурами для этой формации являются окраинные области срединных массивов (Красномайский, Жанаталапский, Шинсайский и др.) и реже глубинные разломы между различными областями завершенной складчатости (Жаркаинагашский и др.). Альгипербазитовые формации включают серии ультрамафитов (дуниты, перидотиты, пироксениты, пикиты) и щелочных (мельтейгиты, малиньиты, шонкиниты, уртиты, нефелиновые сиениты) пород, иногда сопровождаемых карбонатитами и, возможно, лампроитами. В карбонатитах выявлены повышенные содержания редких и редкоземельных элементов, а также апатит, флогопит-вермикулит. Промышленные скопления ряда элементов (Fe, Ti, Nb, Ta, TR) обнаружены в массивах формации на разных этапах формирования. На магматическом этапе в породах обнаружены титаномагнетитовые, рутил-ильменитовые руды, которые содержат примеси кобальта, платины, золота и серебра. С магматическим этапом связана часть апатитовых руд. Нефелиновые сиениты альгипербазитовой формации как глиноземное сырье практического интереса не представляют из-за ограниченного распространения.

Метасоматические процессы, сопровождающие формирование массивов ультраосновных щелочных пород привели к образованию разнообразного комплекса полезных ископаемых (флогопит, апатит, железные руды, вермикулит, редкие металлы). Установлена следующая последовательность образования метасоматитов альгипербазитовых пород от ранних к поздним [Нурлыбаев, 2005].

Для массивов альгипербазитовой формации Казахстана характерны наиболее интенсивные проявления метасоматоза фосфорнокислой стадии (докарбонатитовый метасоматоз) при значительной роли железа и кальция, что привело к пониженному содержанию редкоземельных и редкометалльных месторождений. В принципе, потенциальные перспективы формации на эти руды остаются открытыми.

Альбазитовая формация. Данная формация свойственна областям завершенной складчатости, консолидированным в различное время. Альбазитовый магматизм проявился в Казахстане многократно от верхнего протерозоя до кайнозоя включительно. Главная масса комплексов этой формации локализована в

областях каледонской (Ишимский, конырсуйский, шаншарский и др.) и герцинской (аксубадамский и др.) консолидаций. Главными тектоническими условиями для образования пород формации являлись длительность периода относительного тектонического покоя, наступившего после завершения складчатости, и наличие долгоживущих "сквозьструктурных" разломов, достигавших глубинных очагов родоначальной магмы, расположенных в зонах выплавления базальтов повышенной щелочности.

Процессы рудообразования специфичны для данной формации в целом. Формация характеризуется калиевым характером химизма, повышенными концентрациями Ga, Ti, Rb, Cs, Cu, As, Zr, TR, высоким содержаниями алюминия, щелочей, летучих компонентов (H_2O, P_2O_5, CO_2, F, иногда Cl, S). Коэффициенты агпаитности всегда ниже единицы, что определяет миаскитовый тип щелочных пород данной формации.

Интересными представляются контактово-реакционные процессы нефелинизации, когда возникают породы, обогащенные нефелином и представляющие источник глиноземного сырья. Процессу фенитизации обязаны своим происхождением небольшие месторождения корунда.

Альсалическая формация. Эта формация распространена в разновозрастных складчатых областях, где образовалась в завершающие этапы формирования их и в эпохи тектономагматических активизаций. Формация всегда приурочена к зонам многократно обновляющихся глубинных разломов.

Альсалическая формация Казахстана представлена тремя субформациями: щелочно-гранитовой, миаскитовой и сложного состава. Щелочные породы количественно всегда подчинены щелочно-земельным и щелочным типам пород. При формировании альсалических комплексов дифференциация магмы происходила в направлении липарит-трахилипарит-трахит-фонолит в эффузивный этап и монцонит-гранит-сиенит-нефелиновый сиенит-щелочной гранит в интрузивный. Петрохимическая специализация формации определена натриевым или калиевым типом химизма с недосыщенностью глинозема при нормальном для щелочных пород содержании кремнекислоты.

В процессе становления формации увеличивается количество кремнекислоты, глинозема, преобладание натрия над калием. Щелочные магматиты формации образуются в результате кристаллизации магматического расплава при интенсивном развитии в краевых зонах контактово-реакционных и метасоматических процессов. Исходная магма образовалась, вероятно, в очагах, расположенных как в пределах гранитного, так и базальтового слоев.

Типоморфными элементами–примесями альсалических магматитов являются Na, Ta, Zr, Hf, W, Sn, Mo, Bi, Sc, TR. Эволюция состава полезных компонентов идет в сторону нарастания их концентрации параллельно с фтором. С последним связаны месторождения редких металлов, редких земель и флюорита (Верхнее Эспе, Сырымбет, Донское, Баян и др.). Активное участие щелочей и фтора в кристаллизационной дифференциации комплексов способствовало длительному удержанию и накоплению редких и редкоземельных элементов в остаточных дифференциатах.

Установлено, что щелочной магматизм является непременным атрибутом континентальных регионов, где происходило рифтообразование. В процессе геологической эволюции Земли происходит непрерывное нарастание активности щелочного материала. Типичным примером служит мощное проявление платофонолитов третичного периода Восточно-Африканской провинции (Кении), достигающие свыше 50 тыс. км^2, что намного превышает мощность щелочного магматизма всех геологических эпох.

К палеорифтам, достигшим океанического раскрытия относятся Ишим-Каратауская, Боровско-Валерьяновская и Рудноалтайские системы, Спасская рифтовая зона, Жарма-Саурский палеорифт. К внутриконтинентальным палеорифтам отнесены Северо-Казахстанская, Центрально-Казахстанская, Прикаспийская, Центрально-Жонгарская, Кусмурынская системы палеорифтов, а также палеорифты Сарысу-Тенизского поднятия и Донецко-Мангышлакский палеорифт [Нурлыбаев, 2005].

Рассматриваемые выше данные о роли щелочного магматизма в формировании месторождений различных полезных ископаемых позволяют высоко оценить перспективы выявления новых и прироста запасов известных месторождений.

При оценке перспектив полезных ископаемых, петрогенетически связанных с щелочными формациями наряду с поисками новых месторождений руд должны быть выявлены и переоценены запасы металлов и неметаллов, входящих в состав комплексных руд, приуроченных к уже известным щелочным массивам. В связи с этим изучение закономерностей распространения формационной принадлежности геодинамической обстановки и минерагении щелочных пород является актуальным и перспективным.

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАЗАХСТАНА

А. Н. Нурлыбаев, Л. П. Парфенова

Институт геологических наук Национальной академии наук, г. Алматы, Казахстан
tnurlyb@gmail.com

Республика Казахстан издавна славилась богатейшими залежами многих видов полезных ископаемых. По многим видам полезных ископаемых Республика занимает почетное в мире лидирующее положение: по углеводородам – девятое место, по хромитовым рудам – первое, по железу – второе-третье, по урану – четвертое, по цветным и редким (Li, Rb, Cs, Nb, Ta, Zr, Re, Os) металлам – второе место в СНГ.

В последнюю четверть XX в. геодинамика заняла ведущее место в геологии. Начиная с середины 70–80-х годов, благодаря появлению сейсмотомографии она приобрела подлинно глобальное значение, и в ней появилась глубинная составляющая. С этого времени новая глобальная тектоника (НГТ) превратилась в основную часть геодинамики, изучающую движения и деформации, происходящие в верхних оболочках твердой Земли – литосфере и собственно верхней мантии (астеносфере), объединенных в понятие тектоносфера [Нурлыбаев, 2000, 2005].

Установлено, что определенные типы изверженных, метаморфических и осадочных пород образуют устойчивые парагенезисы, что связано с формированием их в строго определенных геодинамических обстановках. Этим объясняется стремление петрологов использовать магматические породы, как и другие геологические образования, в качестве показателей геодинамических условий формирования регионов, что является основой формационного анализа [Кузнецов, 1964; Нурлыбаев, 2000].

Большинство геологов, являющихся сторонниками новой глобальной тектоники (НГТ), анализируют связь магматических комплексов и отдельных разновидностей пород с разнотипными геодинамическими обстановками, которые различаются также в металлогеническом отношении.

Важную роль в процессе геологического развития Земли и образования ряда магматогенных месторождений отводится земному ядру. С эволюцией ядра связывается генезис уникальных месторождений хрома, никеля, меди, кобальта и платиноидов в расслоенных интрузиях нижнего протерозоя. Многие месторождения железо-медно-золото-молибденового типа петрогенетически связаны с многофазными массивами, сложенными габбро (1–10 %), диоритами (10–30 %), гранодиоритами и тоналитами (30–70 %), нормальными (20–40 %) и лейкократовыми (10–20 %) гранитами.

Для эффузивных формаций к настоящему времени показана преимущественная связь железо-медно-колчеданных руд с базальтовыми и риолит-базальтовыми щелочно-земельными, натриевыми (толеитовыми) комплексами островодужного типа (рудноалтайский тип), медно-свинцово-цинковых руд с базальт-андезит-риолитовыми субщелочными комплексами, железоокисных вулканогенно-осадочных руд с базальт-риолитами, базальт-трахитовыми комплексами повышенной щелочности и калиевости.

К островодужным типам относятся гигантские скопления железных руд Валериановской зоны в Торгайском прогибе и Холзунское месторождение на Рудном Алтае, золоторудные месторождения Степнякской группы в Кокшетауской глыбе. Указанные островодужные зоны закладывались на коре континентального типа. Закономерно стратиграфическое положение месторождений островодужного типа. Промышленные колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая (Лениногорское, Николаевское, Малеевское и др.), Предшингисья (Абыз) и крупные скопления железных руд Холзунского месторождения находятся на эйфель-франском уровне, железные руды Валериановской зоны (Соколово-Сарбайское, Качарское и др.) приурочены к среднему визе; золото-колчеданные месторождения Шингиса (Акбастау, Мизек, Сувенир) располагаются на уровне ордовика–раннего протерозоя.

По промышленной значимости особое место в минерагении Казахстана занимают рифтогенные структуры. В них размещены крупные концентрации свинца, цинка, бария, меди, железа и марганца (Жайрем, Ушкатын, Шаймерден и др.). В распределении руд разного качественного состава выявлена определенная закономерность. В рифтовых зонах, заложенных на океанической коре мафитовым магматизмом, известны лишь богатые скопления порфировых молибденово-медных руд (Бозшаколь) и среднемасштабные колчеданные, медные и медно-цинковые месторождения в Мугалжарах: Коктауское (бывшее 50 лет Октября), Приорское [Нурлыбаев, 2000]. В рифтовых структурах, заложенных на коре континентального типа, максимум оруденения приходится на период развития "морского" рифта. Магматизм проявился в виде эффузивов: трахит-трахибазальт-базальтовые формации, перемежающиеся мощными карбонатными толщами.

В зависимости от фундамента выделяются две группы рудоносных структур. В первой группе рифтогенных структур с докембрийским цоколем выявлены единичные стратиформные месторождения

промышленных колчеданно-свинцово-цинковых (Текели) и баритовых (Шыганак) руд, образованных в ордовике. Накопления марганцевых руд в рифтах данного типа образуют мелкие месторождения (Бапа, Каратас и др.). Жалаир-Найманская, Северо-Балхашская, Тектурмасская, Шарская и другие ультрамафит-мафитовые породы в указанных зонах нередко представляют собой серпентинитовый меланж. Для этих протоинтрузивных плутонов характерно хромитовое оруденение, достигающее иногда гигантских размеров в Кемпирсайской группе месторождений Оралтауской зоны. С корой выветривания по ультрамафитам связаны серии месторождений никель-кобальтовых руд (Новобурановское, Шевченковское, Батамшинское, Тайкеткенское и др.). Перспектива выявления новых месторождений хромитов и кобальт-никелевых руд связана с крупным Даульским массивом в Южных Мугалжарах, Восточном Зауралье и Восточном Казахстане (Шарский и другие пояса ультрамафитов).

Рифтогенные структуры второй группы с каледонским основанием в верхнем девоне (фамен) представляют арену интрузивного рудообразования промышленных стратиформных месторождений свинца, цинка, бария, марганца и железа (Миргалимсай, Каражал, Шалгия, Ушкатын и др.)

С магматизмом рифтогенных структур вулканоплутонических поясов (ВПП) Казахстана (Мугалжарский, Иргизо-Тобольский, Балхаш-Илийский, Жарма-Саурский и другие ВПП) девонского и верхнепалеозойского (C_3–P) времени петрогенетически связаны промышленные концентрации медно-порфировых руд с молибденом (Коныpат, Актогай, Айдарлы, Сарыоба и др.), золотые (Акбакай), золото-серебряные (Архарлы, Таскора и др.), свинцово-цинковые (Буйрек, Сарыоба, Родниковое и др.) и урановые (Аксуек, Мирное и др.) месторождения.

Несколько своеобразными по особенностям образования магматизма и рудоносности являются структуры коллизионного типа (ранее относимые к кратонным областям материков ранне- и позднеорогенных континентальных поясов) с офиолитовым магматизмом (Мугалжарская, Восточно-Оральская, Шарская, Тектурмасская и др.). Большинство месторождений редких (Mo, W, Sn, Be, Zr, Nb, Ta и др.) и РЗЭ Казахстана петрогенетически связаны с породами щелочно-салической формации, главным образом относящиеся к рифтогенному магматизму активных континентальных окраин (АКО). Эти процессы характеризуются тектоникой растяжения грабенами, прогибами, поясами обычных разломов и даек и обычно появляются в тех участках АКО, под которыми фиксируются утончения литосферы [Нурлыбаев, 1999, 2000].

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А.А. Оболенский, Л.В. Гущина, А.С. Борисенко

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
obolensk@uiggm.nsc.ru

Глобальный анализ закономерностей размещения ртутных месторождений показал, что они преимущественно расположены в пределах MZ и KZ активных континентальных окраин, в палеозойских внутриконтинентальных рифтах и авлакогенах на кратонах и в структурах внутриплитного рифтогенеза в орогенных поясах [4]. Геодинамические обстановки проявления ртутной минерализации характеризуются развитием мантийного магматизма, связанного с зарождением и подъемом мантийных плюмов, что наиболее отчетливо проявлено в приуроченности вулканогенно-гидротермальных месторождений к вулканическим центрам в субаэральных вулканических поясах (Идрия, Монте-Амиата, Хуанковелика, Закарпатье, Камчатка и др.), а эпитермальных к надвиговым структурам, связанным с крупными сдвигами в активизированных разновозрастных орогенных поясах, обрамляющих кратоны и нередко сопровождающихся роями даек щелочных базальтоидов (Алтае-Саянская орогенная область, Тянь-Шань, Верхояно-Колымский ороген и др.).

Наиболее дискуссионной остается проблема взаимоотношения с магматизмом и генезис телетермальных месторождений ртути, не обнаруживающих видимых связей с проявлениями магматизма и значительно удаленных от возможных мантийных источников ювенильных флюидов. Располагаясь в структурах палеозойских рифтов, подновленных более поздними тектоническими движениями (месторождения Донбасса, Ийско-Урикский и Рейский грабены) или в обстановках задугового рифтогенеза (Иберийский прогиб в Испании, Провинция Бассейнов и Хребтов в США, Тувинский прогиб, Россия) ртутные месторождения, как правило, локализуются в зонах крупных разломов по обрамлению этих прогибов либо в их центральных

частях, что создает благоприятные условия для формирования смешанно-флюидных рудообразующих систем с участием захороненных хлоридных вод эвапоритов, типичных для таких прогибов, нефтяных вод и др.

Таким образом, в зависимости от геодинамической обстановки проявления рудообразующие системы ртутных месторождений характеризуются определенной спецификой состава рудообразующих растворов, обусловленной палеогидрогеологическими условиями зарождения и развития системы, градиентами изменения *P–T–X*-параметров, предопределяющих формы переноса и условия отложения руд на геохимических барьерах, потенциальную металлоносность и рудопродуктивность. Физико-химические модели процессов рудообразования должны отражать индивидуальность формирования каждого конкретного месторождения, выбранного в качестве модельного типа.

В распространенных в природе кислых минералообразующих сульфидных растворах натриево-кальциево-хлоридного, натриево-хлоридно-углекислого составов при низкой температуре (25 °С) основной формой переноса Hg (II) является $Hg(HS)_2$, при высокой температуре (250°) – $HgCl_n^{2-n}$, $HgCl(HS)^0$. Для сульфидного натриево-бикарбонатно-хлоридного близ нейтрального раствора при всех температурах основные формы $Hg(HS)_2$, $HgS(HS)^-$, для щелочного натриево-карбонатно-хлоридного – HgS_2^{2-}. Поскольку в транспорте больших количеств ртути гидротермами определенного состава принимают участие не только химические формы Hg (II), но и Hg (0), для моделирования данного процесса была введена химическая форма Hg^0_{aq}, роль которой оказалась достаточно существенной в переносе ртути флюидами в высокотемпературных условиях. Для ртутных месторождений металлоносность гидротермальных растворов впервые оценена с учетом двух подсистем химических форм Hg (II) – Hg^0_{aq} при высоких температурах. Полученные данные обнаруживают для ртути сильную зависимость металлоносности от изменения температуры, C_{Cl^-} и $C_{S_2^-}$.

Использование компьютерного моделирования показало, что некоторые типы гидротермальных растворов способны переносить и отлагать значительные количества ртути. Так, для сульфидных растворов натриево-кальциево-хлоридного и натриево-карбонатно-хлоридного составов величины металлоносности могут достигать 0.4–1.3 г/кг H_2O соответственно. Металлоносность гидротермальных растворов была определена для широкого спектра растворов.

Каждая из выделенных рудообразующих систем отличается не только спецификой состава гидротермальных растворов, источниками рудного вещества, условиями его переноса, но и геохимическими барьерами рудоотложения. Механизм переноса ртути и отложения минералов ртутных руд изучен и воспроизведен на основе компьютерного моделирования с использованием программы "Chiller" Solveq (Reed, 1982) и сопутствующей ей термодинамической базы данных Soltherm-98, которая составлена на основе термодинамической базы данных SUPCRT 92 и дополнена скорректированными термодинамическими параметрами, полученными нами ранее [1]. Результаты моделирования возможных механизмов переноса и отложения ртути в виде киновари, α-HgS, для большого разнообразия составов рудообразующих растворов представлены четырьмя основными термодинамическими моделями: простого охлаждения (only cooling) для современных термальных источников; смешения высокохлоридных гидротермальных растворов с холодными сероводородными водами (mixing model); взаимодействия раствор–порода (rock titration model) для всех типов растворов и моделью изоэнтальпического кипения ($P = f(T)$).

Важно отметить, что две первые модели характерны для ртутных месторождений, в формировании которых участвуют высокотемпературные хлоридные ртутеносные растворы, что обусловливает существенное значение хлоридных комплексов в переносе ртути (II) этими растворами, в особенности, при низких концентрациях в них сульфидной серы. Две последние модели наиболее полно воспроизводят развитие процессов рудообразования, поскольку отражает взаимосвязанное изменение основных *P–T–X*- параметров в процессе эволюции конкретной рудообразующей системы [2–5].

Литература

1. *Белеванцев В.И., Гущина Л.В., Оболенский А.А.* Гидротермальные растворы и миграция ртути // Гидротермальное низкотемпературное рудообразование и метасоматоз. 1982. С. 3–42.
2. *Gushchina L.V., Obolenskiy A.A.* Computer modeling of mercury transfer in hydrothermal conditions // Procceding of the Seventh International Symposium on Hydrothermal Reaction / S.H. Feng, J.S. Chen, Z. Shi (eds.). Chagchun, China. WSPC. 2003. P. 461–470.
3. *Gushchina L.V., Obolenskiy A.A., Naumov E.A.* Mercury mineralization in modern hydrothermal systems: computer modelling of ore-forming processes // Proccedings of Interim IAGOD. Vladivostok, 2004. P. 634–637.
4. *Obolenskiy A.A., Naumov E.A.* Global mercury belts and geodynamic position of ore-forming systems of mercury deposits // Eliopoulos et al. (eds) Mineral exploration and sustainable development. Millpress, 2003. P. 511–515.
5. *Obolenskiy A.A., Gushchina L.V., Naumov E.A.* Natural Hg-bearing hydrothermal systems and environment: geohistorical estimation of the mercury contribution // Material and Geoinvironment. 2004. V. 51, N 61. P. 173–176.

ТЕРРЕЙНОВАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ (РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ ПО МЕЖДУНАРОДНОМУ ПРОЕКТУ)

А.А. Оболенский[1], М.И. Кузьмин[2], С.М. Родионов[3], У.Дж. Ноклеберг[4], Н.А. Берзин[1], Э.Г. Дистанов[1], В.И. Сотников[1], Ж.В. Семинский[5], А.П. Смелов[6], Г. Дежидмаа[7], М. Огасавара[8], А.И. Ханчук[9], Д.Х. Хванг[10], Х. Янь[11]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
obolensk@uiggm.nsc.ru
[2]Институт геохимии СО РАН, г. Иркутск, Россия
[3]Институт тектоники и геофизики ДВО РАН, г. Хабаровск, Россия
[4]Геологическая служба США
[5]Иркутский политехнический университет, г. Иркутск, Россия.
[6]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
[7]Департамент минеральных ресурсов, г. Улан-Батор, Монголия
[8]Геологическая служба Японии, г. Цукуба, Япония
[9]Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток Россия
[10]Корейский институт геологии и минеральных ресурсов, г. Тайджан, Южная Корея
[11]Цзилиньский университет, г. Чан-Чунь, Китай

Исследования, выполненные по международному проекту: "Минеральные ресурсы, металлогения и тектоника Центральной и Северо-Восточной Азии", были сосредоточены на развитии двух наиболее актуальных научных направлений: тектоническом анализе на основе теории литосферных плит и глубинной геодинамики и металлогенических построениях с использованием палеогеодинамических реконструкций и террейнового анализа. Такой методологический подход в последние годы выделяется как "террейновая металлогения", поскольку установление границ металлогенических поясов осуществляется в пределах отдельных тектоностратиграфических террейнов и более молодых перекрывающих их и "сшивающих" комплексов, образующих разновозрастные орогенные пояса (коллажи террейнов) по обрамлению древних кратонов (Nokleberg et al., 1993, 1998, 2002; и др.). Разработанная методология позволила объяснить происхождение специализированных на определенные типы рудообразующих систем (рудных формаций) металлогенических поясов в пределах различных по геодинамической обстановке тектоностратиграфических террейнов: кратонных, активной и пассивной окраин, островодужных, аккреционного клина, задуговых бассейнов и т.д. Самостоятельное значение приобретает выделение металлогенических поясов в более молодых по возрасту перекрывающих комплексах, как правило, вмещающих и изверженные породы "сшивающих" комплексов. Они формируются на активных континентальных окраинах, а также вдоль рифтовых систем на кратонах или вдоль трансформных континентальных окраин. Особое значение для металлогении имеют структуры внутриплитного рифтогенеза на кратонах и в орогенных поясах, горячие точки и проявления мантийных плюмов.

Составленная на принципах плитной тектоники и методологии террейнового анализа геодинамическая карта масштаба 1:5 000 000 показывает современное местонахождение террейнов различной природы, размещение перекрывающих и "сшивающих" образований в неопротерозойских и фанерозойских орогенных поясах по западному и южному обрамлению Северо-Азиатского кратона: на Таймыре, Енисейском кряже, Алтае-Саянском регионе, в Прибайкалье, Западном и Восточном Забайкалье. На карте сосредоточена основная информация для последующего регионального металлогенического анализа, выяснения связей металлогенических поясов и рудных районов с геодинамическими комплексами различного типа и геодинамическими процессами, результатом которых явилось формирование и развитие различных типов рудообразующих систем и связанных с ними минеральных месторождений.

Карта содержит также необходимую исходную информацию для палеогеодинамических реконструкций и построения тектонометаллогенических моделей по основным этапам формирования орогенных поясов и эпохам интенсивного рудообразования. Таких рубежей выбрано 12 – от архея до кайнозоя.

Исходным материалом для металлогенического анализа и построения металлогенических карт послужила компьютерная база данных, включающая сведения обо всех известных месторождениях и рудопроявлениях на изучаемой территории и их размещения в масштабе геодинамической карты. Важным шагом металлогенического анализа явилась систематика всех известных месторождений с выделением рудных формаций (модельных типов, в интерпретации американских геологов) как естественных ассоциаций или групп месторождений со сходным минеральным составом и близкими геологическими условиями образования, как правило, сформировавшихся в определенных геодинамических обстановках.

Последующий этап собственно металлогенического анализа заключался в составлении карт металлогенических поясов по основным возрастным срезам. Как это отмечалось выше, основой для таких построений служат геодинамическая карта террейнов и карта размещения месторождений с учетом их формационных типов и времени формирования.

В концепции металлогении на основе террейновой тектоники под металлогеническим поясом понимается рудоносная площадь, на которой расположены близкие по времени и геодинамической обстановке образования месторождения, связанные своим происхождением с одним и тем же геологическим или тектоническим явлением (например, коллизией, аккрецией, рифтогенезом и т. д.). Такой подход к выделению металлогенического пояса имеет прогнозное значение, так как предусматривает возможность открытия еще неизвестных месторождений в его пределах.

Разработаны принципы выделения и описания металлогенических поясов (Nokleberg et al., 1995; Obolenskiy et al., 2001). В последовательности геодинамического развития орогенных областей пояса подразделяются на доаккреционные, аккреционные и постаккреционные.

Доаккреционные и аккреционные металлогенические пояса выделены в пределах отдельных террейнов. Определение их первичного положения в связи с нарушенностью структуры последующими тектоническими процессами, как правило, возможно лишь с использованием палеогеодинамических реконструкций. Реконструкции выполняются для отдельных временных срезов, которые выбраны исходя из особенностей геологического строения изученной территории и отмечены масштабными и рудопродуктивными геодинамическими событиями. Например, ранний кембрий – формирование пояса островных дуг вдоль юго-западной окраины Северо-Азиатского кратона, девон – формирование активной континентальной окраины и широкое развитие внутриплитного вулканизма. Пермо-триасовое время отмечено трапповым магматизмом на Сибирской платформе и формированием интрузивных комплексов анорогенных гранитов в складчатых поясах в связи с проявлением Сибирского суперплюма (Добрецов, 2003). Поскольку металлогенические пояса располагаются в пределах соответствующих террейнов и перекрывающих комплексов, выполненные палеореконструкции отражают как геодинамические режимы, так и первичное положение трансрегиональных "палеометаллогенических" поясов, формировавшихся в конкретных геодинамических обстановках прошлого, а в современных тектонических структурах представленных разобщенными фрагментами.

Постаккреционные металлогенические пояса, связанные с перекрывающими и сшивающими комплексами, рифтогенными и другими крупными тектоническими линеаментами, нередко выходят за пределы одного террейна и бывают дискордантны по отношению к генеральному структурному плану региона.

Палеогеодинамические и палеометаллогенические реконструкции предоставляют возможность создания тектонометаллогенических моделей для наиболее важных периодов геодинамического развития и интенсивного рудообразования. Последовательное, поэтапное изучение геодинамических и рудообразующих процессов и их корреляция в пространстве и времени дает возможность проследить эволюцию тектонического и металлогенического развития Северо-Азиатского кратона и обрамляющих его орогенных поясов от архея до кайнозоя.

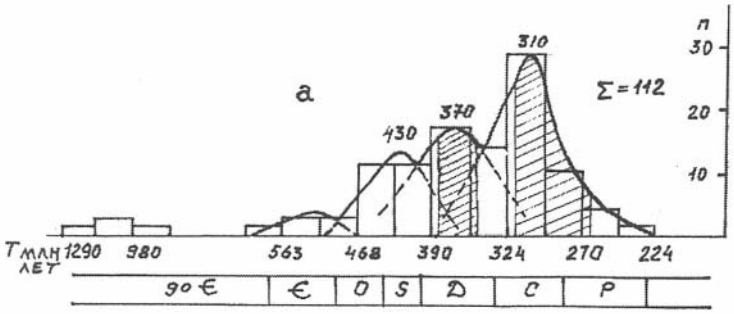
МИНЕРАГЕНИЯ ГНЕЙСОВО-МИГМАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА (СРЕДНИЙ УРАЛ)

В.Н. Огородников[1], В.Н. Сазонов[1], Ю.А. Поленов[2]

[1]Институт геологии и геохимии УрО РАН, г. Екатеринбург, Россия
Sazonov@igg.uran.ru
[2]Уральский государственный горный университет, г. Екатеринбург, Россия

Уфалейский гнейсово-мигматитовый комплекс – сложное гетерогенное образование, сформированное за счет неоднократной активизации тектонических, метаморфических и магматических процессов (Кейльман, 1974 и др.; см. рисунок). Возрасту 1.0–1.2 млрд лет (Минеев, 1959; Овчинников, 1963; Краснобаев, 1986) отвечают рифтогенный метаморфизм фундамента платформы, соответствующий алданской фации глубинности, щелочные биотитовые гнейсограниты и граниты, мигматиты преимущественно по вулканитам основного состава и анортоклазовые пегматиты с иттроэпидотом.

Известно (Иванов, 1969; и др.), что в раннем палеозое на Урале сформировались структуры палеоокеана, в том числе островодужные, представленные осадочно-вулканогенным комплексом и



Временная сопряженность магматитов,метаморфитов, метасоматитов и оруденения Уфалейского гнейсово-мигматитового комплекса.

Рифтогенная стадия (R_2)	Островодужная стадия ($O_2 – S$)	Ранняя коллизия ($D_2 – C_1$)	Поздняя коллизия ($C_3 – P_1$)
	Магматизм		
Метаморфизованные пироксениты, горнблендиты, габброиды, щелочные граниты	Дунит-клинопироксенит-габбровая серия, нефелиновые и щелочные сиениты, граносиениты	Плагиограниты, гранодиориты	Нормальные микроклиновые граниты
	Метаморфизм		
Глубинный, гранулитовой, амфиболитовой фаций, ультраметаморфизм	Контактовый автометаморфизм	Зональный, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций, ультраметаморфизм	Дислокационный, амфиболитовой, эпидот-амфиболитовой фаций
	Метасоматоз и оруденение		
Титаномагнетиты, анортоклазовые пегматиты и с редкоземельной минерализацией (иттроэпидот), кальцитовые карбонатиты	Антигоритизация, амфиболитизация, хлоритизация и карбонатизация ультрабазитов с образованием магнетитовых залежей и самородного золота. Альбититы с редкоземельной минерализацией (фергюссонит, самарскит, колумбит) Карбонатизация амфиболитов с образованием магнетитовых залежей	Слюдоносные пегматиты, метасоматические железистые кварциты, перекристаллизованные кальцитовые карбонатиты с новообразованием магнетита, флогопита, пирротина, тела метасоматического кварца и кварцевых жил перекристаллизации и выполнения	Керамические пегматиты, метасоматические кианитовые кварциты, кальцит-доломитовые карбонатиты с флогопитом, амфиболом, рутилом, сфеном, апатитом, ксенотимом. Жилы вторично-зернистого гранулированного кварца и первично-зернистого, стекловидного кварца жил выполнения. Беризитизация и грейзенизация с образованием фенгита и молибденита

сопряженными с ним месторождениями марганца и колчеданного семейства (медно-колчеданными, колчеданно- и золотополиметалли-ческими). Синхронно происходит активизация рифтогенных структур в краевых частях Уфалейского блока: формируются породы ультрабазит-щелочного (сиенитоидного) комплекса (Белковский, Локтина, 1974; Шардакова и др., 2003; и др.), а также сопряженные с ним альбититы (минерализованы фергюсонитом, колумбитом), магнетит-рутиловые карбонатиты Силачского комплекса (Левин и др., 1997) и железистые кварциты маукско-теплогорского типа (на рисунке возрастной пик 400–395 млн лет, по Белковскому, Локтиной, 1998; Левину и др., 1997).

В позднем девоне началась коллизия Восточно-Европейского континента с островной дугой над зоной субдукции, наклоненной на восток (Иванов, 1998; Пучков, 2000). При этом рассматриваемый блок был сорван и перемещен в верхние горизонты земной коры по Таганайско-Указарской шовной зоне смятия в северо-западном направлении.

Указанная шовная зона возникла в среднем палеозое. Причем тепловой фокус оказался смещенным к востоку от нее. Им обусловлено формирование метаморфической зональности, имеющей линейно-купольную форму. В это время Главный коллизионный шов (ГКШ) и Серебрянско-Слюдяногорская шовная зона (расположена к западу от него) представляли собой зоны разуплотнения, где широко проявились гранитизация, мигматитизация, метаморфогенные жилы перекристаллизации (сложены грануломорфным кварцем), граниты и гранитоиды, редкометалльные и слюдяные пегматиты, а также кварцевые жилы выполнения (сложены гигантозернистым стекловидным кварцем). Карбонатиты в этих условиях были пластически деформированы, перекристаллизованы с возникновением у зерен кварца полигональной структуры. Возраст слюды пегматитов 330–365 млн лет.

При "жесткой" палеозойской коллизии основной тепловой поток устремился к ГКШ, где сформировалось эклогит-сланцевое обрамление, произошел метаморфизм интенсивно деформированных пород Маукско-Карабашской зоны (до уровня амфиболитовой фации), образовались массивы нормальных гранитов (возраст не более 330 млн лет). В это время перекристаллизовывается иттроэпидот, образуются крупные кристаллы апатита и рутила в в метасоматических кварцевых телах "уфалейского" типа. В высокобарических условиях сформировались кварцево-жильные поля первично- и вторично-зернистого кварца (выделены в ранге формаций, каждой из которых свойственны свои онтогенические типы, выделеные в ранге субформаций (Поленов и др., 2005)). Кварц "егустинского" типа возник в составе метасоматической зональности при развитии позднего карбонатитового процесса; карбонатиты минерализованы ксенотимом, рутилом, титанитом и имеют Y- специализацию.

НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ – РТУТНО-УГЛЕВОДОРОДНЫЕ

Н.А. Озерова

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
ozerov@rinet.ru

Первое упоминание о ртути в газонефтяных месторождениях принадлежит Bailey et al. (1961). Далее следует упомянуть работы Morrison (1972) по Гронингену (Голландия), Tunn (1973, 1976), Dickenstein et al. (1973) по Германии и Lúbas (1984) по Острув Велькопольски (Польша), описывающие месторождения с заметно высокими содержаниями ртути. Наши исследования были начаты в 1963 г. Результаты этих исследований и анализ известных данных позволили установить закономерности в распределении ртутьсодержащих газовых и газонефтяных месторождений и выявить региональные структуры, контролирующие их ртутоносность. Установлено, что процессом, обеспечивающим ртутью газовые и газонефтяные месторождения, является ртутная дегазация Земли, когда Hg в потоке мантийных флюидов поднимается в верхние слои Земли и участвует в формировании углеводородных месторождений. Диапазон содержаний Hg в газах изученных месторождений весьма велик – $< 1 \cdot 10^{-8} - n \cdot 10^{-3}$ г/м^3; максимально известное ее содержание – 14 мг/м^3. Здесь мы остановимся на месторождениях с высокими концентрациями Hg, где производится попутное ее извлечение как полезного компонента.

Газовые месторождения Зальцведель-Пекензен и Вустров (провинция Альтмарк, Германия) приурочены к активной тектонической зоне земной коры (линеамент Карпинского) в участках ее пересечения с Гифорн-Любекским поперечным разломом – одним из составляющих Рейнско-Ливийского рифтового пояса (крупнейшей системы континентальных рифтов). В металлогеническом отношении западно-европейская часть линеамента Карпинского с вышеуказанными месторождениями выделена по ртутьсодержащим газовым и рудным месторождениям как новый ртуторудный пояс (Озерова). Газы характеризуются высокими концентрациями азота (до 50–81 объем.%), соответственно выделяются два типа газов – метано-азотные и азотно-метановые. Наиболее подробно удалось ознакомиться с месторождением Зальцведель-Пекензен при посещении этого месторождения. Концентрация Hg в газах этого месторождения близка пределу насыщения (Dickenstein et al.), а в породах широко развиты Hg ореолы рассеяния. На месторождении Вустров содержание Hg – $(1–3) \cdot 10^{-3}$ г/м^3. Помимо самородной ртути на месторождении Зальцведель-Пекензен установлены свинцовые амальгамы и минерал альтмаркит (HgPb). На установке по очистке газа наблюдалась уникальная картина: за счет снижения температуры и давления выпадение самородной Hg, которая сливалась и заполняла кюветы (ситуация похожая на то, что можно наблюдать на ртутном металлургическом комбинате). Запасы Hg здесь могут быть оценены (с использованием данных по месторождению Вустров) весьма ориентировочно во многие сотни, возможно, тысячи тонн.

Газонефтяное месторождение Кимрик (Калифорния) расположено в активной тектонической зоне на пересечении крупного глубинного субмеридионального разлома Сан-Андреас с субширотным Техасским линеаментом. Разлом Сан-Андреас контролирует размещение ртутных месторождений Калифорнии – Нью-Альмаден, Нью-Идрия и др. Техасский линенамент представляет зону глубинных разломов, протянувшуюся через весь Северо-Американский континент. В металлогеническом отношении месторождение приурочено к восточной ветви Тихоокеанского ртутного пояса. В нефти концентрация Hg весьма высокая: $1/9 \cdot 10^{-4} – 2 \cdot 10^{-3}$ % (Bailey, Snavely, White). Публикаций по содержанию Hg в газах нам не известно. О ее высоком содержании

свидетельствует тот факт, что в трубопроводах при смешении газов Кимрика с сероводородсодержащими газами газонефтеносного бассейна Грейт Вэлли выпадает киноварь. Первоначальные запасы как минимум 800 т, а количество самопроизвольно выпавшей Hg на местных насосных станциях оценивается в несколько сотен тонн. Есть основания полагать, что таких объектов значительно больше (Польша, Алжир, Малайзия, Вьетнам, Индонезия, Филиппины и др.).

На основании вышеизложенного правомерно выделять новый генетический тип ртутных месторождений – ртутно-углеводородный. Газовые месторождения с высокими концентрациями Hg могут быть отнесены к классу эманационных ртутных месторождений. По запасам Hg в сравнении с киноварными они классифицируются как небольшие. Полученные данные по газовому месторождению Зальцведель-Пекензен позволяют рассматривать его как модельное, демонстрирующее раздельные очаги генерации ртути и серы. Так, наличие бессернистых ртутных минералов и отсутствие киновари при высоких концентрациях Hg в газе обязано отсутствием сероводорода в продуктивных пластах и надежной их изолированностью от вышележащего гипсоносного горизонта цехштейна (толщей пластичных глин и пластами солей), где за счет сульфат-редукции продуцируется сероводород, но содержания Hg низкие. При наличии разлома, пересекающего нижнее ртутьсодержащее и верхнее сероводородсодержащее пласты, здесь сформировалось бы киноварное оруденение. Hg в продуктивные пласты поступала из мантийных глубин благодаря процессам дегазации, что хорошо иллюстрируется сейсмологическим профилем (геотраверс TS-I). Следует также подчеркнуть особенность состава Hg-содержащих газов - высокое содержание азота. На основании изучения изотопного состава азота и геолого-геохимических характеристик месторождения Müller и др. полагают глубинное происхождение азота. На подток глубинного азота из глубин Земли указывал еще В.И. Вернадский.

Другой модельный пример – газонефтяное месторождение Кимрик. Hg в составе флюидов поступает по глубинному разлому Сан-Андреас и при наличии сероводорода формирует здесь киноварные месторождения с широким развитием нефти. Нефть по изотопному составу $^{13}C/^{12}C$ близка нефти из газонефтеносносного бассейна Грейт Вэлли, расположенного восточнее. Исследования White et al. по изотопному составу кислорода и водорода показали, что термальные воды Калифорнии, включая рудообразующие, образуются за счет смешения метеорных вод поверхностного происхождения и нефтяных вод элизионного происхождения. Это хорошо иллюстрируется на геолого-геофизическом профиле 37-й параллели. В том случае, когда в нефтяных водах отсутствовал сероводород, Hg выпадала в металлической форме. Таково происхождение Hg в нефтях и газах на месторождении Кимрик. Когда же при отработке газонефтяного месторождения газы смешивались в трубопроводах с сероводородсодержащими газами других месторождений, образовывалась киноварь. Трубопровод здесь выполнял функцию рудоконтролирующего разлома.

Таким образом, минералого-геохимические исследования, выполненные на геологической основе, с учетом глубинного строения районов ртутьсодержащих газовых и газонефтяных месторождений, позволяют сделать определенные заключения генетического плана: выделять новый тип ртутных месторождений – ртутно-углеводородный, а также предложить модельные объекты, где можно наблюдать геологически изолированные очаги ртути и серы, которые в случае проводящих путей между ними, реализовались бы в киноварное оруденение. Данные по ртутоносности газовых и газонефтяных месторождений полезны для экологического мониторинга и при решении технологических проблем, поскольку Hg активно корродирует трубопроводы и оборудование на заводах, что иногда приводит к трагическим последствиям.

КОНЦЕНТРАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В СУЛЬФИДНЫХ И ХРОМИТОВЫХ ЛИКВАЦИОННЫХ РУДАХ

А.В. Округин

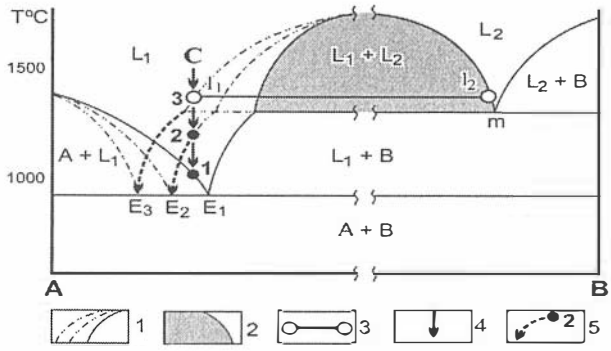
Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
a.v.okrugin@diamond.ysn.ru

Основные крупные месторождения элементов платиновой группы (ЭПГ) связаны с магматогенными сульфидными и хромитовыми рудами, локализованными в мафит-ультрамафитовых интрузивах. Доказательством ликвационной природы сульфидных и хромитовых руд являются их текстурно-структурные особенности, а также вмещающих пород, которые в большинстве случаев имеют ортомагматический облик. Автором ранее [2] на основе анализа фазовых диаграмм состояния силикатных систем и минералого-петрологических особенностей пород мафит-ультрамафитовых комплексов рассматривалась ликвационная природа формирования платиноидно-хромитовых руд. Ликвация подобного состава была установлена экспериментально А.А. Маракушевым и Н.И. Безменом: при T = 1300 °С происходит отделение рудных капелек, обогащенных Cr_2O_3 до 9 %, от пикритового расплава, содержащего 0.1–0.2 % Cr_2O_3, [1]. Преимущественное концентрирование ЭПГ в рудной жидкости при силикат-хромитовой или силикат – сульфидной ликвации объясняется тем, что в отличие от магматических расплавов, имеющих ионно-молекулярную природу, рудные расплавы являются типично ионно-электронными жидкостями [4].

Известно, что ликвация сульфидной жидкости происходит по мере насыщения магматического расплава серой в зависимости от многих факторов, например, изменения температуры, фугитивности кислорода, кремнекислотности и железистости расплава, привноса серы из вмещающих пород или флюидами и др. Раннемагматическая ликвация сульфидной жидкости начинается с выделения эмульсионных вкраплений, фиксируемых в виде каплевидных включений в породообразующих минералах. Гравитационная отсадка ранних ликватов может привести к появлению крупных массивных сегрегаций, формирующих как пластовые, так и в случае фильтр-прессинга жильные руды. Высокий коэффициент ($K = n \cdot 10^{3-6}$) распределения ЭПГ между сульфидным и силикатным расплавами служит мощным фактором концентрации платиноидов при силикат-сульфидной ликвации. Насыщение расплава серой на более поздних стадиях, при совокупности накопления ЭПГ в остаточном расплаве, может привести к появлению интерстиционных выделений сульфидов с формированием платиноносных проявлений малосульфидного типа. В дифференцированных и расслоенных интрузивах при этом могут появляться отдельные узкие горизонты – платиноносные рифы, обогащенные платиноидами относительно основной массы стратифицированных пород.

В начальной стадии ликвации концентрация ЭПГ в рудной массе будет незначительной, но в результате гравитационного фракционирования рудные ликваты, постепенно продвигаясь сквозь большие массы силикатного расплава, будут абсорбировать и аккумулировать в себя все больше платиноидов. Для оценки концентрации ЭПГ в хромитовых рудах можно применить формулу, предложенную И. Кемпбеллом и А. Налдреттом [5] для определения концентрации элементов в сульфидной ликвационной фазе: $Y = X\,D(R + 1)/(R + D)$, где Y – концентрация элемента в сульфидной фазе; X – его концентрация в исходном расплаве; D – коффициент распределения элемента между сульфидом и силикатом; R – отношение масс силикатного и сульфидного расплавов. Допустим, что исходный пикритовый расплав содержит 50 мг/т ЭПГ и 0,1 мас.% Cr_2O_3, а десятая часть оксида хрома формирует ликвационные руды с содержанием Cr_2O_3 в 50 мас. %, т. е. R составляет 5000. Тогда при D = 100, согласно вышеприведенной формуле, получаем концентрацию ЭПГ в хромититовом ликвате равную 4.9 г/т, а при D = 1000 получим – 42 г/т. Эти несложные расчеты показывают, что при кристаллизационно-ликвационной дифференциации пикритовых расплавов могут формироваться хромититовые ликваты с высокими содержаниями ЭПГ. В случае гравитационного фракционирования содержание ЭПГ в ликвационных сульфидных и хромититовых рудах в основном зависит от мощности магматического резервуара, что подтверждается приуроченностью месторождений платины к крупным плутоническим или вулканоплутоническим комплексам.

По мнению ряда исследователей, гипотетичность непосредственной кристаллизации минералов ЭПГ, также как формирование окисно-рудных (хромититовых) ликватов из магматического расплава определяется очень высокими температурами их плавления. На самом деле при рассмотрении обобщенной диаграммы системы несмешивающейся пары силикат–металл (см. рисунок) видно, что этот температурный барьер лишь на первый взгляд кажется непреодолимым. Данная диаграмма построена автором исходя из установленных фактических и экспериментальных данных о том, что большинство металлов в восстановленной форме, а также и Cr_2O_3 с силикатным расплавом образуют систему двух несмешивающихся жидкостей с очень



Схематическая диаграмма силикат (*A*) – металл (*B*):

1 – фазовые границы при разных условиях; *2* – область несмесимости (L_1+L_2); *3* – сосуществующие жидкие фазы (l_1 – l_2); *4* – составы исходных расплавов; *5* – тренды кристаллизации по нижнему ликвидусу.

ограниченной растворимостью. Границы фазовых состояний для более наглядного объяснения хода кристаллизации рассматриваемой системы показаны в расширенном масштабе, а приведенные приблизительные температуры соответствуют сухим системам, и в природных магматических расплавах они, естественно, будут ниже. По закону двухкомпонентных монотектических систем на рассматриваемой диаграмме температура сосуществования двух жидкостей, очевидно, будет ниже температуры плавления металла, а эвтектика металл – силикат, соответственно, ниже плавкости магмы, что указывает на возможность выделения ЭПГ из магмы как в виде кристаллов, так и рудного ликвата.

В рудном расплаве кроме ЭПГ будет концентрироваться основная масса таких элементов, как Ni, Co, Au, Ag, Cu и другие цветные металлы, а также S и As. В процессе раскристаллизации рудных ликватов из микроинтерстиционных остаточных расплавов, обогащенных летучими компонентами, формируются низкотемпературные минеральные фазы, которые образуют межзерновые неправильные выделения и каемки вокруг основных минералов. Такой процесс, естественно, вызывает различные автометасоматические преобразования, что принимается некоторыми исследователями за доказательство гидротермально-метасоматической природы платиноносных ликвационных руд.

Литература

1. *Маракушев А.А., Безмен Н.И.* Минералого-петрологические критерии рудоносности изверженных пород. М.: Недра, 1992. 317 с.
2. *Округин А.В.* Кристаллизационно-ликвационная модель формирования платиноидно-хромититовых руд в мафит-ультрамафитовых комплексах // Тихоокеанская геология. 2004. № 2. С. 63–75.
3. *Округин А.В.* Механизм концентрации ЭПГ в процессе кристаллизационно-ликвационной дифференциации ультрабазит-базитовых магм // Отеч. геология. 2004. № 4. С. 21–26.
4. *Ольшанский Я.И.* Об ионно-электронных жидкостях // Докл. АН СССР. 1950. Т. 71, № 4. С. 701–704.
5. *Campbell I.H., Naldrett A.J.* The influence of silicate-sulfide rations on the geochemistry of magmatic sulfides // Econ.Geol. 1979. V. 74. P. 1503–1505.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПОСТСКАРНОВОГО ЭТАПА ПО ДАННЫМ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ

Г.Г. Павлова, М.В. Задорожный, А.А. Боровиков, Г.А. Пальянова

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
pavlova@uiggm.nsc.ru

Золоторудная минерализация на месторождениях Синюха и Чойское (Северный Алтай) приурочена к минерализованным зонам дробления в гранат-пироксен-волластонитовых скарнах. Скарны изменены под воздействием гидротермальных рудоносных флюидов, что выразилось в перекристаллизации скарновых минералов (граната, волластонита, магнетита) и образовании новых – кварца, кальцита, амфибола (актинолита, тремолита), серицита, эпидота и хлорита, магнетита, сульфидов, теллуридов и самородного золота. Содержания Au в руде составляют 10 г/т и более, большая его часть находится в самородной форме и в ассоциации с сульфидами.

Состав и пробность самородного золота. Исследование минерального состава руд этих месторождений, а также других более чем 20 месторождений Au-Cu геохимического профиля показало, что пробность

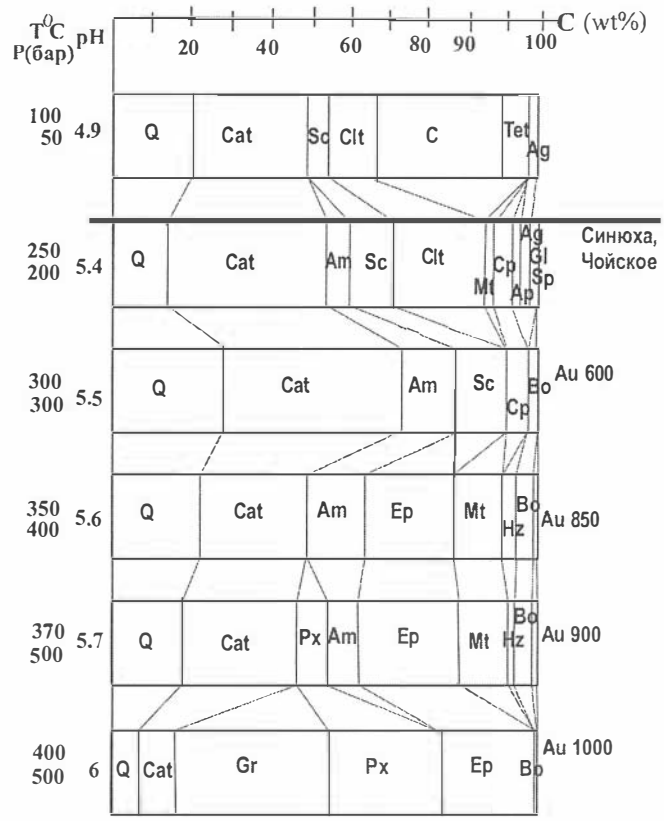


Схема последовательности отложения минералов из рудообразующего флюида, взаимодействующего со скарнами, при снижении *T–P–X*-параметров процесса рудоотложения:

Gr – гранат, Px – клинопироксен, Cat – кальцит, Ep – эпидот, Q – кварц, Am – амфибол, Mt – магнетит, Cp – халькопирит, Bo – борнит, Hz – халькозин, Sp - сфалерит, Gl – галенит, Tet – тетраэдрит, Ap – арсенопирит, Sc – серицит, C – графит, Clt – хлорит, Ag – серебро, Au– золото с указанием пробности.

самородного золота закономерно меняется в составе последовательно формировавшихся минеральных ассоциаций. Микрозондовым исследованием установлено направленное снижение пробности от 920–850 до 600–480 ‰ и повышение на ряде месторождений содержания в нем ртути (от 0,n до 26 мас.%) от ранних его генераций к поздним низкотемпературным. Наиболее высокопробное золото содержит Cu (иногда до3 мас. % и более).

***P–T–X*-параметры формирования золото-рудной постскарновой минерализации (по данным изучения флюидных включений).** Золоторудные сульфидные минеральные ассоциации формировались в температурном интервале 380–150 °C из гидротермального умеренно соленого флюида, который при снижении температуры сменяется слабоконцентрированным (около 5 мас.%- экв NaCl) раствором. Методами криометрии и LA-ICP-MS анализа выявлено, что наиболее характерными компонентами рудообразующего флюида являются Na, K, Ca, Mg и, возможно, Fe (2^+). Состав гидротерм по данным изучения минерального состава метасоматитов (кварц + серицит + анкерит, доломит + хлорит), сопровождающих рудные парагенезисы, показывает, что скарны подверглись кислотному выщелачиванию с выносом кальция, магния и формированием карбонатов, серицита и хлорита по алюмосиликатным минералам скарнов.

Свойства рудообразующего флюида и возможные факторы рудоотложения по результатам термодинамического моделирования. Результаты термодинамического моделирования показали, что рудообразующий флюид при температуре 380 °C и давлении 0.5–1 кбар представлял собой 4 m раствор состава $NaCl–CaCl_2–KCl–MgCl_2–FeCl_2$ с исходным значением pH около 3.3 с соотношением растворенных CO_2/CH_4==10/1 при H_2S = 0.08 m. Такой флюид может переносить до 10^{-5} m Au, до 10^{-2} m Ag и до 10^{-1} m Cu. Результаты моделирования показывают, что с учетом пробности отложенного в рудах золота, реальная концентрация Ag в растворе составляла около 10^{-4} m и Au/Ag отношение в растворе около 1/10. Взаимодействие рудообразующего флюида с минералами скарнов привело к изменению pH раствора от 3.5 до 6, при этом с понижением *T–P–X*-параметров процесса происходило отложение самородного золота в порядке снижения пробности. Ведущими формами переноса золота в таких физико-химических условиях являются моно- и гидросульфидные комплексы, для серебра – хлоридные комплексы. Часть золота скарнов при этом переотлагается вместе с минералами скарнов.

Как видно из рисунка, большая часть золота с пробностью 950–850 ‰ кристаллизуется совместно с борнитом и халькозином в температурном интервале 380–350 °C, а наиболее низкопробное золото (600 ‰) – совместно с сульфидами и теллуридами при температуре около 300 °C. В процессе рудоотложения параллельно со снижением температуры происходит снижение концентраций Fe, Cu и сульфидной серы в растворе по мере отложения рудных ассоциаций. При более низких концентрациях Cu и более высоких концентрациях As из гидротермального раствора в температурном интервале 370–350 °C формируется другой набор сульфидов - пирротин, халькопирит, арсенопирит и магнетит, а также большая часть золота, которое ассоциирует со всеми этими минералами, но более тесно связано с арсенопиритом. Серебро при высокой температуре остается в растворе и отлагается только на более высоких горизонтах при более низких температурах в парагенезисе с тетраэдритом, халькопиритом и галенитом, изоморфно входя в структуру этих минералов.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 03-05-65056, 05-05-64422.

ГЕОДИНАМИКА ЛИНЕАМЕНТА КАРПИНСКОГО И ЕГО МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ

Б.С. Панов

Донецкий национальный технический университет, г. Донецк, Украина
geolog@pop.dgtu.donetsk.ua

Выявлен скрытый рудный пояс планетарной протяженности, геодинамически приуроченный к линеаменту А.П. Карпинского, который еще в XIX веке высказал мнение о продолжении складчатых структур Донбасса в северо-западном (до Келецко-Сандомирской дислокации) и юго-восточном направлениях до Мангышлака [1]. Анализ космогеологических, геофизических, тектономагматических и других данных, а также фактических материалов глубокого бурения на нефть и газ позволил выявить этот новый глобальный палеорифтогенный пояс, рассекающий Восточно-Европейскую платформу и эпипалеозойскую Турнаскую плиту [2, 3]. Имея субширотное простирание, он четко ограничен отстоящими на расстоянии до 150–200 км, двумя субпараллельными зонами линеаментных глубинных разломов. В этом палеорифтогенном поясе повышенной мобильности и тектонической проницаемости земной коры выделяется ряд взаимосвязанных структур: Подлясско-Брестский прогиб и Припятский грабен в Белоруссии, Донецко-Днепровская впадина (ДДВ) и Донбасс в Украине, погребенный кряж Карпинского в России, Мангышлакский прогиб, Султануиздаг, Бухаро-Хивинская зона дислокаций и Южный Тянь-Шань в Казахстане, Узбекистане и Таджикистане. За пределами СНГ структуры палеорифта прослеживаются от границ Белоруссии и Польши в Северную Европу, а на юго-востоке они зафиксированы на территории Северного Китая, так что общая их протяженность составляет более 10 тыс. км.

Глубинным сейсмическим зондированием для всех частей линеамента так же, как для современных рифтовых зон, установлено уменьшение континентальной земной коры, разуплотнение верхов мантии, о чем свидетельствуют региональные аномалии Буге, а также значительная мощность базальтового слоя. Девонские базальты Донбасса, ДДВ и Припятского прогиба по геологической позиции в разрезе, особенностям залегания, химическому и минералогическому составу, а также содержанию элементов-примесей, весьма сходны с базальтами современных материковых рифтовых зон и срединно-океанических хребтов. Если судить по относительному возрасту осадочных толщ, имеющих максимальные мощности в смежных структурах западной части палеорифта (девон в Припятском прогибе и ДДВ, карбон в Донбассе и кряже Карпинского, пермотриас на Мангышлаке), то можно сделать вывод о поступательном его развитии с северо-запада на юго-восток со скоростью 3–5 см в год. При этом наблюдалось постепенное возрастание мобильности древней рифтовой зоны: если в Припятском грабене кристаллический фундамент опущен до 5 км, в ДДВ до 10 км, то в Донбассе он залегает на глубине свыше 10–15 км. Вследствие этого отдельные структуры палеорифта испытывали различный характер тектонического развития, называемый исследователями субплатформенными для северо-западной части, субгеосинклинальным – для центральной и геосинклинальным – для юго-восточной частей. Зарождение и развитие глубинных разломов сопровождалось выплавлением щелочно-ультраосновных и щелочно-базальтоидных пород весьма сходных между собой несмотря на значительное удаление известных их проявлений друг от друга, образованием других магматических комплексов и рудной минерализации.

Наиболее изученными среди структур Евразийского палеорифта в геодинамическом и минерагеническом отношениях являются Донецкий бассейн и Южный Тянь-Шань. На примере эволюции фанерозойского магматизма этих регионов и связанного с ними рудообразования возможна перспективно-прогнозная оценка различных видов полезных ископаемых в других звеньях протяженного палеорифта. Наиболее многочисленной и интересной в практическом отношении являются в обоих указанных регионах гидротермальная минерализация, среди которой выделяется до десяти рудных формаций. Общими являются золотосульфидная (Нагольный кряж с Бобриковским и Остробугорским месторождениями в Донбассе и Мурунтау в Южном Тянь-Шане), ртутно-сурьмяная (Никитовка и Хайдаркан), полиметаллическая, флюоритовая и другие. Особо следует отметить проявления кимберлитового магматизма, известного в настоящее время в Гиссаре и Букантау (ЮжныйТянь-Шань), в зоне сочленения Донбасса и Приазовского кристаллического массива, в Припятском прогибе и ДДВ. Недавнее выявление кимберлитовых трубок с обломками кристаллов в Донбасско-Приазовском районе заостряет проблему поисковых работ на алмазы в других структурах палеорифта.

Для указанной глобальной структуры характерно накопление многокилометровых фанерозойских толщ осадочных пород, органическое вещество которых под влиянием активных процессов тепломассопереноса дало начало скоплениям углеводородов. В ее пределах и обрамлении расположены месторождения

нефти и газа основной в Европе Северо-Германской и Припятско-Днепровской провинций, а также Прикаспийской (Астраханское, Тенгизское месторождения), Скифской, Туранской и Тянь-Шань-Памирской провинций и их продолжением в Синцзянь и другие северные районы КНР. Примечательной особенностью нефтегазовых месторождений этих провинций является повышенное содержание ртути, особенно на участках, тяготеющих к узлам взаимопересечений субширотных глубинных разломов с поперечными структурами. Это может свидетельствовать не только о мантийном источнике ртути, но и части углеводородов в осадочных толщах.

При оценке минерагенического значения нового Евразийского палеорифта следует указать на наличие здесь крупных угольных бассейнов. Донбасс располагает уникальными не только для Украины запасами каменных углей и антрацитов. Промышленные пласты угля установлены в ДДВ. Среди юрских отложений в предгорьях хребтов Южного Тянь-Шаня и обрамлении Ферганской котловины разведаны крупнейшие в Средней Азии месторождения бурых и каменных углей (Ангренское, Кок-Янгакское, Шурабское и др.), имеющие важное промышленное значение.

Необходимость дальнейшего проведения всесторонних исследований процессов рудо- и нефтеобразования в условиях глобализации рынка минерального сырья на примере нового Евроазиатского палеорифтогенного пояса очевидна. Выполнение этих работ целесообразно проводить объединенными усилиями геологов Украины, России, стран СНГ, а также государств дальнего зарубежья.

Литература

1. *Карпинский А.П.* Замечание о характере дислокаций пород в южной половине европейской части России // Горный журн. 1883. № 2. С. 10–14.
2. *Панов Б.С.* Геологические особенности и минерагения линеамента Карпинского // Изв. вузов. Сер. геология и разведка. 1988. № 9. С. 16–20.
3. *Успенская П.Ю.* Пояс крупных разломов в пределах платформы юга Европейской части СССР и Средней Азии // Сов. геология. 1961. № 3. С. 25–33.
4. *Panov B.S.* New planetary belt of deep faults in the Eurasia // Abstracts of 11th Intern. Conf. on Basmant tectonics. Potsdam, Germany. 1994. P. 113.

ФАКТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ (НА ПРИМЕРЕ ПРИЕНИСЕЙСКОГО ДОКЕМБРИЯ)

В.Г. Петров

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
petrov@uiggm.nsc.ru

Главной задачей региональной металлогении является выработка определенных указаний, в каких районах и в какой геологической позиции надежнее всего искать месторождения тех или иных видов полезных ископаемых. Главный принцип, которым обычно руководствовались в прошлом и продолжают руководствоваться в настоящее время при направлении поисково-разведочных работ, заключается в том, чтобы "искать руду около руды". До сих пор он себя оправдывал, хотя и приводил к затрате очень крупных средств на геолого-поисковые работы. К сожалению, методы прогнозирования минерального сырья для многих видов полезных ископаемых как были, так и остаются по своей сути методами не научно-геологическими, а проспекторскими, какими работники горной промышленности пользовались многие десятилетия и сотни лет назад, часто даже безо всяких геологических познаний.

Первая научная попытка металлогенического анализа рудных районов была сделана Ю.А. Билибиным на основе представлений о "тектономагматическом цикле". Последующие исследователи (В.И. Смирнов, В.А. Кузнецов, М.Г. Магакьян, А.Д. Щеглов и др.) продолжали в той или иной мере развивать указанный принцип, видоизменяя его в соответствии с изменением общих геологических представлений о генезисе и этапах эволюции складчатых зон земной коры (от складчатых и структурно-формационных зон классической геосинклинальной концепции через зоны тектономагматической активизации к террейнам современной теории литосферных плит и плюмам глубинной геодинамики). Общим для всех этих концепций является признание

безусловного эндогенного происхождения главной массы рудных месторождений, поиск все более и более глубинных источников рудного вещества, и, как следствие, невнимание к изучению региональных металлогенических особенностей осадочно-метаморфических толщ, среди которых в большинстве случаев размещены эти месторождения.

Ю.А. Билибин в свое время считал совершенно необходимым условием для развития теории металлогении постановку специальных геохимических исследований в каждой металлоносной провинции для выработки критериев металлогенического прогноза. В разное время и с различной детальностью такие исследования проводились, но, к сожалению, для всех них характерны два недостатка: недостаточная детальность, последовательность и полнота изучения всех видов горных пород конкретных провинций и априорность подхода к генетической природе рудных месторождений как практически исключительно эндогенных образований с источником рудного вещества глубинного происхождения. "Фактом" в современной теории региональной металлогении эндогенного "тектономагматогенного" направления продолжает оставаться приуроченность месторождения к конкретной геодинамической структуре, а отсутствие месторождений в таких структурах или около них объясняется игрой пока непознанных процессов глубинной геодинамики. Поэтому, к сожалению, приходится констатировать, что металлогенических работ нужного объема и качества для главнейших рудных провинций России до настоящего времени не сделано, и фактологической основой металлогенических обобщений в большинстве случаев все еще продолжает оставаться главным образом картографический материал (карты полезных ископаемых).

Существенный шаг в разработке доброкачественного металлогенического прогноза удалось сделать в результате детальных региональных работ по изучению геохимических особенностей докембрийских отложений западной окраины Сибирской платформы, выполненных в 1962–1992 гг. Работы представляли собой детальное геолого-петрографическое и литолого-геохимическое изучение главнейших разрезов осадочно-метаморфических толщ и интрузивных комплексов на базе литохимического опробования с шагом не более 20–50 м, в результате чего было отобрано более 16 000 проб и на каждую опробованную породу, на каждый слой изученных разрезов получено от 80 до 150 минерало- и элементоопределений, а в целом по всему объему выполненных работ – более 500 000 элементоопределений. Проведенные работы по своей детальности и представительности не имеют аналогов не только в России, но и за рубежом, где проведение подобных работ в указанных объемах в силу социального строя было и остается невозможным (как по той же причине невозможно и продолжение таких работ в большом объеме и на заданном уровне в современной России).

Работы позволили выявить два генетических типа металлоносности отложений. Собственно эндогенная металлоносность (колчеданная, полиметаллическая, редкометалльная), связанная с магматическими очагами глубинного заложения и, скорее всего, определяемая особенностями развития мантийно-коровых магматических очагов, контролируется структурами глобальной геотектоники (рифтогенно-троговыми зонами, плюмами). Экзогенная металлоносность, представленная классической триадой осадочных Fe-Al-Mn накоплений, золота, урана, лития, титана и редких металлов (ископаемые россыпи), не имеет прямых связей с глубинными источниками и генетически связана с процессами предрифейского корообразования и палеогеографическими особенностями позднедокембрийских палеобассейнов. Характерна региональная повышенно-кларковая и эмбрионально-рудная ("латентная") металлоносность определенных осадочно-метаморфических комплексов на определенный набор рудных элементов, выдерживающийся на сотни километров. Рудообразующий потенциал такой "латентной" металлоносности реализуется (в частности, для золота – в форме кварцевых жил, для железа – в форме скарновых залежей, для лития – в форме литиевых пегматитов и т.д.) лишь в конкретных тектоно-фациальных обстановках позднедокембрийской эпохи тектономагматической активизации, и контролируется прежде всего разломно-складчатыми дислокациями близповерхностного заложения. В отличие от классической "тектономагматогенной" природы месторождений первой группы, месторождения второй группы было предложено называть "тектоногенными" (Петров, 1974).

Фактологической основой металлогенического прогноза этой группы месторождений являются не глубинные разломы сами по себе, а узлы сочетаний, пересечений разломов определенного уровня тектонической напряженности с металлоносными комплексами. Новое понимание природы металлоносности изученного региона позволило сделать прогноз размещения золоторудных месторождений. В частности, крупнейшее в настоящее время в Российской Федерации Олимпиадинское месторождение золота (1500 т принятых ГКЗ запасов), найдено в тех породах и в том районе Енисейского кряжа, где было предсказано еще в 1965 г. Открытие и разведка Благодатного золоторудного месторождения полностью подтвердило прогнозы 1965 и 1974 гг.

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛЕЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ

М.М. Пирназаров

Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
mineral@cu.uz

Источниками золота в Республике Узбекистан являются месторождения четырех групп: коренные золоторудные, россыпные золоторудные, золотокомплексные, золотосодержащие. Основные запасы золота сосредоточены в объектах первой группы, среди которых, ведущими являются месторождения гидротермально-метаморфогенного (Мурунтау, Кокпатас, Даугыз и др.), гидротермально-плутоногенного (Зармитан, Гужумсай, Сармич и др.) и гидротермально-вулканогенного (Кочбулак, Кызылалма, Чадак и др.) генетических классов. Площади преимущественного проявления месторождений этих классов расположены, соответственно, в горных возвышенностях Центральных Кызылкумов, Нуратинских горах Западного и Кураминских горах Восточного Узбекистана. Последний регион входить в состав Срединной, а первые два Южно-Тянь-Шанской металлогенических провинций. Различаются геодинамические позиции проявления месторождений – Кызылалма и Кочбулак расположены во фронтальной зоне магматической дуги активной окраины Казахстанского микроконтинента, Зармитан и Мурунтау – в пределах аккреционной призмы Туркестанского палеоокеанического пространства, обдуцированной на Казахстанский микроконтинент. Хотя в этих четырех месторождениях сосредоточены свыше половины от общих подсчитанных по республике запасов золота, их потенциал, как по погружению, так и во фронтальных частях рудоносных зон далеко не исчерпан. Так, на месторождениях Кызылалма и Кочбулак отдельные рудные тела прослежены и оценены до глубин свыше 700 м. Наряду с этим в настоящее время они интенсивно расширяют свои границы за счет прилегающих участков, где формируются новые средние и мелкие месторождения, являющиеся их продолжениями во флангах. Примером этому могут служить известные месторождения Кайрагач, Каттабаг (Кочбулак), Междуречье, Самарчук (Кызылалма). На основе объемного изучения основных черт геолого-структурной позиции и минералого-геохимических особенностей золотого оруденения в них разработаны геолого-геохимические модели, которые представляют не только научный, но и практический интерес для целенаправленного ведения геохимических прогнозно-поисковых работ.

Элементы модели месторождения Кызылалма. Оруденение локализовано в тектонических зонах среди силурийских гранитоидов фундамента и карбоновых вулканитов латитовой серии. Руды относятся к золото-сульфидно-кварцевому геолого-промышленному типу, приурочены к секущим и межформационным жильно-метасоматическим зонам, преобладает линзовидная форма рудных тел. Синрудные *метасоматические изменения* проявлены контрастно: по вертикали наблюдается переход типичных метасоматитов аргиллизитовой формации в аргиллизит-березитовые на нижнерудном уровне. Горизонтальная зональность околорудных аргиллизитов выражена в смене карбонат-каолинит-кварц-светлослюдистой ассоциации внутренней зоны на серицит-альбит-карбонат-хлоритовую во внешней зоне. Промышленную значимость определяют *три продуктивные минеральные ассоциации*: кварц-пирит-золоторудная, кварц-карбонат-электрум-селенидно-полисульфидная и кварц-(карбонат)-золото-теллуридно-полиметаллическая. Совмещение на средних уровнях продуктивных ассоциаций обусловило высокую золотоносность руд, их сложный минеральный состав с обилием сульфидов, сульфосолей, минералов ряда Au-Ag. На нижнерудном уровне возрастает частота встречаемости висмутовых минералов, появляются шеелит, молибденит, касситерит, на верхнерудном – антимонит, киноварь, барит. *Геолого-геохимическая модель* месторождения базируется на различных пространственно-статистических оценках распределения химических элементов и отражена набором частных моделей. Учет уровней максимальных концентраций рудогенных элементов и их коррелируемости по вертикали и латерали минерализованной зоны позволяет представить обобщенную *графическую модель* в виде факелообразной фигуры асимметричного профиля с увеличением мощности первичных ореолов накопления в породах висячего бока рудовмещающей тектонической структуры, фиксируется зона выноса V, Co, Ni в породах лежачего бока. Установлены следующие спектры ассоциирующих элементов для геохимических уровней среза оруденения: надрудного – Ba, Hg, J, F; верхнерудного – Sb, As, Sr; среднерудного – Au, Cu, Te, Se, Pd с возрастанием к верхней части этого уровня содержаний Cd, Jn, Ag, Pb, Zn; нижнерудного – Mo, Bi, Be; подрудного – Sn, W. Наблюдается закономерное увеличение на несколько порядков значений мультипликативных коэффициентов зональности As×Ag×Hg×Pb/W×Bi×Sn×Mo и интенсивности Au×Ag/V×Sn от подрудных к надрудным уровням. Изучены особенности вторичных ореолов рассеяния элементов (в элювиальном чехле, гидрогеохимические и биогеохимические). Модель подвижности элементов в вертикальном разрезе месторождений интегрирует в

табличной форме информацию по распределению геохимических ассоциаций элементов на различных уровнях среза, выделение которых основано на различных статистических показателях – средних содержаниях, интенсивности, дисперсии значений, коррелируемости, подвижности-инертности элементов. Она дополнена вариациями по вертикали ряда геохимических параметров – средних содержаний золота, отношения Ag/Au, различных коэффициентов. Обобщенные ряды зональности имеют вид: *осевая* (сверху вниз) – As, Hg, Ba, Bi, Sb, Ag, Pb, Cu, Au, Zn, Mo, Sn, W; *продольная* – Ba, Hg, Co, Ag, Pb, Cu, Sb, As, Bi, Au, Zn, Mo, W, Sn; *поперечная* – Au, Ag, Bi, Hg, Mo, Cu, Co, Pb, Ba, W, As, Zn, Sb, Sn, Cd.

ПЛАТИНОНОСНЫЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ

Г.В. Поляков, А.Э. Изох, А.П. Кривенко

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
polyakov@uiggm.nsc.ru, izokh@uiggm.nsc.ru,

Рассматриваются платиноносные ультрамафит-мафитовые магматические формации различных типов структур южного складчатого обрамления Сибирского и Южно-Китайского кратонов в широком диапазоне времени: от докембрия до мезозоя, и на этой основе анализируются особенности платинометалльной минерализации, связанной с разнотипными комплексами, формировавшимися в различных геодинамических обстановках. По этим признакам выделяются следующие группы платиноносных комплексов и поясов

1. Платиноносные ультрамафит-мафитовые комплексы и сопровождающие их сульфидные платинометалльно-медно-никелевые (МПГ-Cu-Ni) рудопроявления докембрийских зеленокаменных поясов, образующихся в высокомобильных приплатформенных зонах. В южном обрамлении Сибирской платформы это – Саянская металлогеническая провинция, в пределах которой выделяется ряд древних структур (Канский, Бирюсинский и Шарыжалгайский блоки), насыщенных высокомагнезиальными вулканитами пикрит-базальтового и коматиит-базальтового состава и мелкими телами гипербазитов. В связи с последними выявлено Кингашское месторождение и другие сульфидные МПГ-Cu-Ni-рудопроявления печенгского типа.

2. Докембрийские рифтогенные структуры перикратонных прогибов в обрамлении платформ с расслоенными ультрабазит-базитовыми плутонами, несущими платинометалльное оруденение сульфидного и малосульфидного типов. На юге Сибирской платформы к ним относятся рифтогенные структуры Байкало-Патомского и Кодаро-Удоканского перикратонных прогибов с Довыренским, Чайским, Чинейским, Верхнесакуканским, Луктурским, Эбкаганским и другими расслоенными плутонами, которые сопоставляются по характеру свойственной им платинометалльной минерализции с платиноносными расслоенными массивами древних платформенных областей (Стиллуотерским, Бушвелдским и др.).

3. Альпинотипные гипербазиты рифейско-раннепалеозойских и более поздних офиолитовых поясов структур обрамления Сибирского и Южно-Китайского кратонов с платино-палладиевой минерализацией в хромитовых рудах подиформного типа. Такая минерализация установлена на юге Сибири в офиолитовых гипербазитах Тувы, Ильчирского офиолитового пояса в Восточном Саяне, Куртушибинской зоны в Западном Саяне. Наиболее детально платинометалльное оруденение изучено в Калнинском гарцбургит-дунитовом массиве Куртушибинского офиолитового пояса. Здесь выявлены протяженные зоны вкрапленных хромитовых руд, с Pt-Pd-минерализацией. В шлиховом ореоле массива и хромитоносных зонах установлено более 30 минералов МПГ, взаимоотношения которых свидетельствуют о многостадийности платинометалльного оруденения. Ранние ассоциации представлены изоферроплатиной Pt_3Fe и туламинитом Pt_2FeCu, сменяющимися медистыми фазами $PtCu_3$, $PtCu_4$, $PtCu_5$. К наиболее поздней и низкотемпературной относится ассоциация минералов палладия (потарит PdHg, фаза Pd_2CuSb). Аналогичные Pt-Pd рудопроявления выявлены в последние годы в офиолитовых гипербазитах Великобритании, Норвегии, Канады, Австралии, Филиппин, часть из них представляет промышленный интерес.

4. Вулканоплутонические ультрабазит-базитовые комплексы коллизионных поясов (орогенов) с ферроплатиновой минерализацией урало-аляскинского типа. В азиатской части России – это Кузнецко-Алтайский ордовикский коллизионный пояс, в северной части которого известны дифференцированные, с элементами зонального строения габбро-пироксенит-перидотитовые плутоны (Кайгадатский,

Среднетерсинский, Сеглебирский и др.), которые сопоставляются по особенностям внутреннего строения и рудно-геохимической специализации с интрузиями платиноносной дунит-пироксенит-габбровой формации Урала. На юге этого пояса в структурах Монгольского Алтая выделяется близкая по составу исходных магм пикритовая вулканоплутоническая ассоциация ордовикского возраста, также сопровождающаяся ферроплатиновой минерализацией. Эта категория рудопроявлений весьма перспективна в отношении платинометалльных месторождений урало-аляскинского типа, известных на Урале, в Корякско-Камчатском регионе и на Аляске.

5. Пермо-триасовые платиноносные пикритоидные, пикрит-долеритовые, коматиит-базальтовые, щелочно-базальтоидные и другие ультрабазит-базитовые комплексы, связанные с платформенными траппами Сибири и провинции Эмейшань (платформа Янцзы). Они, как и траппы, связаны с плюмовым магматизмом пермо-триасовой эпохи. К ним относятся пермо-триасовые вулканоплутонические комплексы Восточного Казахстана и Зайсан-Гобийского подвижного пояса, траппы Кузбасса, лампрофировые дайки чуйского комплекса в Горном Алтае, ультраосновные и основные интрузии Орхон-Селенгинской зоны в Северной Монголии. В Северном Вьетнаме (южное обрамление платформы Янцзы) – это пермо-триасовые вулканоплутонические ассоциации рифта Шонгда и зоны Шонгхиен, включающие наряду с пикритоидными, пикрит-долеритовыми и коматиит-базальтовыми комплексами многочисленные малые плагиоперидотитовые и лерцолит-габброноритдолеритоввые интрузии, сопровождающиеся МПГ-Cu-Ni-рудопроявлениями однотипными с платформенными. Наиболее близки к МПГ-Cu-Ni-месторождениям, связанным с траппами Норильска и провинции Эмейшань, рудопроявления, ассоциирующие с ультраосновными интрузиями коматиит-базальтового комплекса осевой части рифта Шонгда в Северо-Западном Вьетнаме.

РУДООБРАЗУЮЩИЕ ФЛЮИДЫ И ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ИХ СОСТАВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КОМПЛЕКСНЫХ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

А.А. Поцелуев

Томский политехнический университет, г. Томск, Россия
poan@ign.tpu.ru

Грейзеновые месторождения являются важнейшим источником Sn, W, Li, Be. Наряду с этими типичными литофильными (оксифильными) элементами в составе руд нередко в промышленных количествах и концентрациях отмечаются Mo, Bi, Cu и другие халько-сидерофильные элементы. Так, в последние годы в составе руд Калгутинского редкометалльного грейзенового месторождения выявлены не характерные для месторождений этого типа высокие концентрации благородных металлов (Au, Ag, Pt, Pd) и графит [6, 7].

Как показано в известной работе В.А. Кузнецова с коллегами [2], многообразие состава руд грейзеновых месторождений обусловлено сложным сочетанием различных источников энергии и вещества в процессе их формирования.

Грейзеновые месторождения широко распространены в пределах Горного Алтая и являются объектами пристального исследования с первой четверти XX в. К настоящему времени накоплен значительный объем информации по условиям их формирования [1, 3, 5, 8], позволяющий сделать ряд общих выводов.

Формирование основных продуктивных минеральных ассоциаций грейзеновых месторождений Горного Алтая проходило в интервале температур 290–390 °С [1, 3, 5]. Для некоторых месторождений были получены [8] более высокие температуры (до 470 °С). Для поздних, преимущественно сульфидных минеральных ассоциаций, характерны более низкие температуры до 140 °С.

Рудообразующий флюид был высококонцентрированным и многокомпонентным. В его составе отмечается до 14 жидких и газообразных компонентов [5]. Основными являются вода (до 92 %) и углекислота (до 8 %). Концентрация солей составляла от 11.6 до 14.0 мас.% NaCl. Отмечаются закономерные изменения общей флюидонасыщенности кварца, соотношения восстановленных и окисленных газов, минералогии и геохимии рудоносных образований.

Общая флюидонасыщенность (сумма всех газов и воды) кварца рудоносных образований варьирует в широких пределах от 1000 до 1600 мг/кг. При этом отмечается общая тенденция снижения флюидонасыщенности с глубиной, что обусловлено резким снижением количества воды в составе флюида. Градиент

уменьшения содержания флюида в кварце рудных тел Калгутинского месторождения с глубиной (в расчете на 10 м) составляет от 37 до 58 мг/кг [5].

Необходимо заметить, что подобная тенденция (уменьшение с глубиной содержания воды) наблюдается и при сравнении разноглубинных вольфрамовых месторождений Горного Алтая. От малоглубинных к глубинным месторождениям уменьшается содержание воды [3]. Возможно, эта закономерность одинаково проявляется на разном масштабном уровне рудообразования (от отдельных рудных жил до рудных полей и узлов).

Не наблюдается заметного изменения концентрации углекислоты с глубиной. Но в связи со значительным снижением концентрации воды "углекислотность" флюида ($CO_2 \cdot 100/H_2O$) заметно возрастает.

В составе флюидов постоянно присутствуют углеводороды (УВ), среди которых ведущую роль играет метан, менее распространены (в порядке убывания) C_2H_2, C_3H_8, C_4H_{10}, C_5H_{12}, $C_4H_{4.6}$, C_6H_{14}. С глубиной отмечается общее увеличение содержания УВ в кварце и появление свободного водорода. Коэффициент восстановленности флюида ($Кв = (H_2+\Sigma УВ+CO)\cdot 1000/(CO_2+H_2O)$ с глубиной значительно возрастает.

Изменение состава флюида происходит в целом за счет трех элементов – O, H и C. Проведенный пересчет содержания газов и воды в кварцах различных горизонтов Калгутинского месторождения позволяет представить в целом картину изменения состава рудообразующего флюида в процессе его миграции в области рудоотложения [5]. При перемещении флюида вверх по восстанию на 120 м. происходит увеличение содержания кислорода на 29 %. Если содержание кислорода и водорода в системе по восстанию рудного тела в целом растет, то содержание углерода заметно снижается на 15 % (9.6 мг/кг). При этом значительно снижается доля углерода в виде восстановленных форм (УВ) и CO, и это снижение не компенсируется слабым увеличением содержания CO_2. Потеря углерода из системы только по составу законсервированного в виде включений флюида составляет 9.6 мг/кг. Очевидно, что углерод ушел из флюида в твердую минеральную фазу и отложился в виде графита, детальная минералогия и геохимия которого изучена нами ранее [6].

Таким образом, можно заключить, что металлоносный флюид в области транспортировки имел восстановленный характер и по составу был преимущественно углеводородным. Поступление кислорода в систему в области рудоотложения привело к резкому изменению физико-химических параметров и собственно рудообразованию.

Совокупность приведенных данных в соответствии с представлениями Ф.А. Летникова [4; и др.] указывают на глубинный мантийно-плюмовый характер рудообразующих флюидов большинства грейзеновых редкометалльных месторождений Горного Алтая. В процессе развития системы в области рудообразования восстановленность флюида нарастает и достигает максимума во время формирования минеральных ассоциаций главных продуктивных стадий минералообразования.

Работа выполнена при финансовой поддержке программы "Университеты России – фундаментальные исследования", № УР 09.01.045 и Российского фонда фундаментальных исследований, грант № 05-05-64356.

Литература

1. *Демин А.Н., Демин П.А.* Геология и условия образования вольфрамовых месторождений Монгольского Алтая // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд: Материалы науч. конф. (Иркутск, 3–7 октября 2005 г.). Иркутск: Изд-во ИГСО РАН, 2005. Т. 1. С. 47–49.
2. *Кузнецов В.А., Дистанов Э.Г., Оболенский А.А. и др.* Основы формационного анализа эндогенной металлогении Алтае-Саянской области. Новосибирск: Наука. Сиб отд-ние, 1966. 156 с.
3. *Кужельная Е.В., Дергачев В.Б.* Вертикальная зональность разноглубинных вольфрамовых месторождений Горного Алтая // Геология и геофизика. 1990. № 5. С. 59–67.
4. *Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
5. *Поцелуев А.А., Бабкин Д.И., Котегов В.И.* Состав и закономерности распределения газов в кварцах Калгутинского редкометалльного месторождения // Изв. Томск. политех. ун-та. 2005. Т. 308, № 2. С. 36–43.
6. *Поцелуев А.А., Котегов В.И., Акимцев В.А.* Графиты Калгутинского редкометалльного грейзенового месторождения (Горный Алтай) // Докл. РАН. 2004. Т. 399, № 2. С. 241–244.
7. *Поцелуев А.А., Котегов В.И., Рихванов Л.П. и др.* Благородные металлы в Калгутинском редкометалльном месторождении (Горный Алтай) // Изв. Томск. политех. ун-та. 2004. Т. 307. № 5. С. 36–42.
8. *Сотников В.И., Никитина Е.И.* Молибдено-редкометалльно-вольфрамовая (грейзеновая) формация Горного Алтая. Новосибирск: Наука. Сиб отд-ние, 1971. 260 с.

АРЕАЛЫ РАЗНОЭТАПНОГО КОМПЛЕКСНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОМСУКЧАНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ)

В.А. Приставко, А.А. Пляшкевич

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, Россия
Plyaschkevich@neisri.magadan.ru

Омсукчанская металлогеническая зона территориально совпадает с Балыгычан-Сугойской рудогенной впадиной (по Р.Б. Умитбаеву), относимой к поперечным структурам Северного Приохотья. Металлогеническая специфика региона определяется сочетанием золото-серебряного, серебряного, серебро-полиметаллического, оловянного с вольфрамом и молибденом, олово-серебряного, кобальт-висмутового, ртутного и золото-теллуридного оруденений различного масштаба, возраста и генезиса. Подход к рудам отдельных объектов как к комплексным, в которых ряд элементов достигает и превышает рудные концентрации, позволяет по-новому оценить перспективы как самих объектов, так и района в целом.

На основе данных по 31 тыс. проб, отобранных по потокам рассеяния, проведено кондиционное геохимическое картирование площади масштаба 1:500 000. По результатам комбинированных методов корреляционного и факторного анализов в комплексе исследованных элементов выделены следующие геохимические ассоциации:

1. Ag, Pb, Bi, As (ядро) и Sn, Sc, Zn;
2. Mo, Nb, Au (ядро) и Li, Y, Yb, Be и отчасти W;
3. Ti, Mn, Co, Ni (ядро) и Cr, Ba, Zr, Ga, Ge, Cu.

Оценена индикаторная роль отдельных элементов по отношению к трем типам оруденения – серебряному, оловянному и золотому (см. таблицу). Сопоставление этих данных обнаруживает характерные положительные и отрицательные компоненты всех трех типов оруденения. Выявляется отчетливое сходство серебряного и оловянного типов, поскольку они наиболее сильно индицируются одной группой элементов (Ag, Pb, Zn, Bi, Sn, Sb, Cu, W). Но индикаторная роль этого комплекса различна по силе: для серебряного типа более характерны Ag, Pb, Zn, Sb, а для оловянного – Sn, Bi, W, As, Cu. В индикации золотого типа главную роль играют Au, Be, Nb, W, Cr, Ti.

Информативность элементов по отношению к разным типам оруденения

Элемент	Оценка индикаторной роли элементов		
	1	2	3
Ag	2.84	1.11	0.21
Pb	2.15	1.09	0.24
Zn	1.44	0.82	0.16
As	1.41	1.59	0.18
Bi	1.21	1.84	0.08
Sb	0.90	0.62	0.07
Sc	0.57	–0.12	–0.28
Cu	0.83	0.97	0.11
Sn	1.03	2.52	0.23
W	0.47	1.45	0.32
Mo	0.12	0.54	0.19
Nb	0.19	0.61	0.41
Au	0.01	–0.15	2.06
Yb	–0.01	0.16	–0.07
Li	0.09	0.60	0.13
Y	0.12	0.35	0.24
Be	0.30	0.72	0.61
Ge	–0.26	0.14	0.09
Ga	–0.03	0.50	0.12
Zr	–0.10	0.12	–0.05
Cr	–0.37	0.01	0.28
Ba	0.04	–0.32	–0.06
Ti	–0.33	–0.04	0.26
Ni	–0.33	–0.01	0.20
Co	0.08	0.05	–0.23
Mn	0.65	0.03	–0.12

Примечание: виды оруденения: 1 – серебряное; 2 – оловянное; 3 – золотое.

Результаты картирования сводятся к следующему. Примерно половина элементов исследованного комплекса образует на территории района весьма локальные неконтрастные аномалии. Наиболее представительно отображают территорию в целом карты Ag, Pb, As, Bi и Sn, указывая на существование сложноустроенного, но единого и целостного аномального геохимического поля. Аномальное поле W примерно на 80 % совпадает с оловянным, но заметно слабее его. Zn и Mn образуют слабоконтрастные разобщенные аномалии, приуроченные к известным рудным узлам (Дукатскому, Пестринскому, Джетскому и Приморскому). Для Cr, Au и Li характерны многочисленные малоинтенсивные и локальные аномалии, частично совпадающие и расположенные на периферии исследованной площади. Аномалии Ge, Mo и Yb, располагаясь на северо-западе и юго-востоке территории и нося локальный характер, не обнаруживают связи с известными рудными узлами района. Наиболее четко и контрастно структура исследованного

геохимического поля отображается на картах комплексного геохимического показателя (КГП) трех типов оруденения – серебряного, оловянного и золотого. Ареалы этих КГП согласуются с металлогеническим районированием, фиксируя все известные рудные узлы и зоны от Арылахского на севере до Приморского на юге [1].

По результатам картирования выполнено геохимическое районирование территории. Получено одиннадцать таксонов, отображающих геохимически однородные участки, шесть из них являются рудосодержащими, один представляет ближнюю ареальную зону, а четыре – дальнюю ареальную зону и сложный геофон. Почти все рудосодержащие таксоны являются комплексными и в каждом комплексном таксоне один из трех видов оруденения занимает ведущее место. Из рассмотрения следует, что принятые изначально названия исследованных типов оруденения достаточно условны – за каждым из них тянется мощный шлейф комплексообразующих рудных элементов. "Серебряный" и "оловянный" типы представляют комплексное оруденение Ag и Sn с существенным участием в них Pb, Zn, As, Bi, Sb, Cu, W, Be. Этот геохимический спектр характерен для для олово-серебро-порфировой и золото-серебряной формаций [2]. Для "золотого" типа оруденения комплексообразующими элементами, наряду с Au, являются Be, Nb, W, Cr, Ti и отчасти Y и Sn, что позволяет более точно квалифицировать его как золото-редкометалльный.

Картирование геохимических таксонов выявляет их упорядоченное расположение, отражающее сложную ядерно-концентрическую структуру рудного района. В шести разновеликих участках наблюдается закономерное расположение ареалов таксонов от центра к периферии. Центр представлен существенно серебряным (с оловом и золотом) ядром, которое последовательно окаймляется преимущественно оловянным (с серебром и золотом примерно в равных оценках), затем серебро-оловянным и, наконец, чисто серебряным ареалами. Выявленная картина согласуется с металлогеническим районированием и позволяет дифференцировать крупную центральную структуру, включающую Дукатский сереброрудный, Мало-Кэнский олово-сереброрудный, Омсукчанский оловорудный узлы и Маякскую оловорудную зону.

Литература

1. *Приставко В.А., Плюшкевич А.А., Трушин А.В., Морозова С.Г.* Распределение ареалов комплексного оруденения по геохимическим данным (Омсукчанский район) // Проблемы металлогении рудных районов Северо-Востока России. Магадан: СВКНИИ ДВО РАН, 2005. С. 220–233.
2. *Сидоров А.А.* Рудные формации фанерозойских провинций. Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987. 85 с.

ВЫСОКОПРОДУКТИВНЫЕ ЗОЛОТООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ КАЗАХСТАНА: РЕГИОНАЛЬНАЯ ПОЗИЦИЯ, ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА, МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ

М.С. Рафаилович, А.В. Смирнов

Научно-исследовательский институт природных ресурсов ЮГГЕО, г. Алматы, Казахстан
rafail@nets.kz

Высокопродуктивные золотообразующие системы (ВЗС) представляют собой класс гигантских и крупных объектов, которые по совокупности параметров (размерность, пространственная организация, интегральная сложность) существенно отличаются от мелких месторождений. В золотом потенциале недр Казахстана лидирующую роль играют три ВЗС: акбакайская золото-сульфидно-кварцевая жильная в интрузивных и терригенных породах, васильковская золото-сульфидно-кварцевая штокверковая в интрузивных породах и бакырчикско-суздальская золото-сульфидная прожилково-вкрапленная в углеродисто-терригенно-карбонатных толщах.

ВЗС зарождаются, эволюционируют и консервируются в шовных зонах – длительно функционирующих полостях глубокой проницаемости, дренажа и сдвиговых деформаций, развивающихся на границах тектонически разнородных сред. Типовые объекты акбакайской золотообразующей системы (Акбакай, Жолымбет, Бестюбе) приурочены к главной сутуре Казахстанского палеоконтинента, гигант мирового класса Васильковское месторождение – к северному окончанию трансрегиональной Кокшетау-Улутау-Каратау-Срединно-Тянь-Шаньской шовной зоны, месторождения Бакырчик и Суздальское – к Чарско-

Горностаевской сутуре. ВЗС концентрируются в узлах многократного подвода энергии и вещества, фиксируемых высокоградиентными аномалиями геофизических и геохимических полей, полихронными проявлениями метаморфизма, магматизма, пневмато-гидротермальных процессов.

ВЗС "подпитываются" из нескольких рассредоточенных по вертикали источников (мантийные и нижнекоровые флюидно-магматические очаги; "висячие линзы базификации", офиолиты и зеленокаменные породы средней и верхней частей земной коры; специализированные на золото углеродисто-терригенно-карбонатные литофации верхней коры). Для ВЗС характерны: периодизация, иерархическая соподчиненность и эволюционная направленность геологических явлений; эстафетно-унаследованная преемственность рудных источников; ритмично-волновая экстракция, рециклинг, локальное концентрирование элементов.

Важная металлогеническая черта ВЗС – широкий диапазон рудоподготовительных и рудообразующих процессов (сотни млн лет).

Акбакайская ВЗС, по радиологическим и изотопно-геохимическим данным, формировалась в среднем–позднем палеозое, частично в мезозое. Возраст рудовмещающих диорит-гранодиоритов колеблется от S_2 до D_3 (415–366 млн лет), золотоносных березитов – от S_2 до T (414–205 млн лет). Из 24 свинцово-изотопных датировок сульфидов Fe, As, Cu, Pb, Zn и Sb, взятых из березитов и золотоносных кварцевых жил, 8 соответствуют девону (397–360 млн лет), 15 – карбону (355–295), 1 – перми (275), 1 – юре (200). Главным источником золотого оруденения являлась область смешения мантийного и корового вещества.

Зарождение васильковской ВЗС, контролируемой Северо-Кокшетауским гранитно-гнейсовым куполом, началось в докембрии, продолжалось в раннем палеозое. В девоне и карбоне происходили обособление мелких купольных поднятий, внедрение даек пестрого состава, калишпатизация и березитизация интрузивных пород, образование крупнообъемных золото-сульфидно-кварцевых штокверков. Рудно-магматическая деятельность завершилась в перми сиенитизацией магматитов верхнего ордовика.

В рудах и "черных сланцах" гигантского месторождения Бакырчик присутствуют разновозрастные свинцы, в т. ч. нижне-среднекаменноугольный, синхронный осадконакоплению, более молодой мезозойский (триас, мел), а также венд-раннепалеозойский, возраст которого на 200–240 млн лет древнее рудовмещающих "черносланцевых" толщ. Формирование рудных компонентов на Бакырчике включало пять этапов V (560 ± 10 млн лет), O_3 (447 ± 10 млн лет), C_{1-2} (320 ± 15 млн лет). T_2 (230 ± 20 млн лет) и K_{1-2} (100 ± 25 млн лет) (О.Г. Кошевой, Н.Г. Сыромятников, М.С. Рафаилович).

Замечательная особенность геологического строения ВЗС – отложения углеродисто-терригенной формации, для которых характерны: анизотропность, гетерогенность, физико-химическая неоднородность разреза; тектоногравитационные микститы; наличие кремнистых, кремнисто-железистых, кремнисто-карбонатных линз, фосфато-глинистых стяжений, сингенетических сульфидов; углеродистое вещество керит-антраксолит-шунгит-битумоидного ряда; сложная дислоцированность (комбинированные системы складок, разнородные хрупкие деформации, экранирующие поверхности); низкие фации метаморфизма (зеленосланцевая, цеолитовая); повышенный кларк золота. При формировании ВЗС углеродисто-терригенные толщи выполняют различные функции: ресурсную, транспортную, барьерную, структурообразующую (Я.Э. Юдович, В.А. Нарсеев, А.А. Сидоров, М.С. Рафаилович и др.).

ВЗС характеризуются колоссальными масштабами метасоматоза и высокоупорядоченной метасоматической зональностью. Выделяются апикальная, стволовая и корневая зоны. Апикальная зона сложена сульфидизированными кварц-адуляровыми, кварц-каолинитовыми, хлорит-альбитовыми гидротермалитами, стволовая зона – кварц-серицит-мусковитовым агрегатом с золотоносными пиритом и арсенопиритом, корневая – высокотемпературными турмалинитами, калишпатитами, карбонатсодержащими (брейнерит, анкерит, железистый доломит) породами. Внешняя оболочка ВЗС представлена пропилитами.

Для ВЗС свойственна полная эволюция минералообразования со следующими стадиями: дорудной пирит-пирротин-марказитовой, рудными золото-пирит-арсенопиритовой (с кварцем) и золото-кварц-сульфосольно-блеклорудно-полиметаллической и заключительной золото-кварц-карбонат-барит-марказит-антимонит-киноварной. Характерны контрастные инверсии температур последовательных стадий минералообразования, присутствие битумоидов в газово-жидких включениях, единый вектор геохимической зональности ($Ni-Co-W-Mo-Bi-Au_1-Cu-As_1-Au_2-Zn-Pb-Ag_1-Au_3-Ag_2-As_2-Sb-Ba-Hg$).

ВЗС проявляют свою индивидуальность и композиционную стройность, независимо от возраста, глубины формирования и геохимической специализации месторождений, состава вмещающей среды, промышленного типа руд. Они образуются по единому синергетическому сценарию, предусматривающему повторяемость в крупных месторождениях фундаментальных минералого-геохимических характеристик (структура геохимического поля, минеральные ассоциации, типоморфизм, зональность). ВЗС отличаются от мелких месторождений изменениями количества, качества и отношений минералого-геохимических параметров, и это является основой их прогноза на различных стадиях геолого-разведочных работ.

КРУПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЗАХСТАНА: ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ

М.С. Рафаилович, О.А. Федоренко, А.В. Смирнов, В.К. Краснобородкин, Г.В. Подковырин

Научно-исследовательский институт природных ресурсов ЮГГЕО, г. Алматы, Казахстан
yuggeo@nursat.kz

Казахстан – обширная минерагеническая провинция Центральной Азии со сложной геологической и тектонической историей, разнообразием источников рудного вещества и широким спектром месторождений полезных ископаемых (МПИ). Крупные месторождения Казахстана (КМК), составляющие фундамент минерально-сырьевого комплекса, имеют конкретную геодинамическую и структурную позицию, специфический минеральный и элементный состав, что важно для обоснования стратегии геолого-разведочных работ, прогноза и открытия новых объектов.

Основная масса КМК сформировалась в следующие стадии: островодужную, вулканоплутонических поясов, коллизионную и внутриконтинентальную. Подчиненное значение в рудообразовании имели геодинамические обстановки пассивных континентальных окраин и рифтов. Максимально продуктивные эпохи МПИ: девонская (D_{1-2}, D_{2-3}, D_3), ранне-среднекаменноугольная, позднекаменноугольно-пермская, мезозойско-кайнозойская.

КМК достаточно убедительно "вписываются" в эволюционный цикл Уилсона. Наибольшим разнообразием рудных формаций, высокой плотностью МПИ и мощным минерагеническим потенциалом обладают островные дуги и вулканоплутонические пояса. С интрузивными и вулканогенно-терригенными комплексами энсиматических дуг (Бозшакольской, Майкаинской, Мугоджарской) сопряжены крупные месторождения медно-порфирового (Бозщаколь, Є), золото-колчеданно- полиметаллического (Майкаин, O_{1-2}) и медно-цинково-колчеданного (Приорское, D_{2-3}) типов. В энсиалических островных дугах (Степнякской, Валерьяновской, Рудно-Алтайской) локализованы месторождения золото-сульфидно-кварцевые жильные (Бестюбе, Жолымбет, O_3), золото-колчеданно-полиметаллические (Риддер-Сокольное, D_{1-2}), гематит-магнетитовые (Холзунское, D_{1-2}), скарново-магнетитовые (Соколовское, Сарбайское, C_1). Центрально-Казахстанский девонский и Прибалхашско-Илийский позднепалеозойский вулканоплутонические пояса концентрируют месторождения: золото-медно-порфировые (Нурказган, D_{1-2}), золото-сульфидно-кварцевые жильные (Акбакай, D_{1-2}), золото-медно-цинковые колчеданные (Абыз, D_{1-2}), флюоритовые (Таскайнар, C_1), медно-порфировые (Актогай, Коунрад, C_{1-2}). МПИ в целом относятся к малоглубинному классу (близповерхностные, гипабиссальные).

В континентальных рифтогенных структурах, выполненных углеродисто-терригенно-карбонатными и глинисто-кремнисто-карбонатными осадками, локализованы крупные гидротермально-осадочные полиметаллические (Текели, R_3–V;, Жайрем, D_3fm) и Fe-Mn (Западный Каражал, D_3fm) месторождения.

Коллизионные геодинамические обстановки и соответствующие им крупные мезотермальные рудно-магматические системы проявлялись с периодичностью 40–60 млн лет в O_3, D_{1-2}, D_3, C_3 и P время, накладываясь на континентальные и океанические рифты, пассивные и активные окраины континентов. Позднеордовикская коллизия отчетливо выразилась в Кокшетауском регионе в останцах докембрийских метаморфических пород и R_3–V рифтогенных осадках "черносланцевого" типа в виде интенсивной гранитизации с сопряженным золотым оруденением штокверкового типа (Васильковское). С девонской коллизией на территории Кокшетауского террейна связаны месторождения W (Баян), Sn (Сырымбет), U (Косачиное, Грачевское), в Степнякском районе (энсиалическая дуга) – U (Маныбай) и Au (Аксу-Кварцитовогорское поле), в Чу-Или (тыловая зона девонского вулканоплутонического пояса) – U (Ботабурум). Рудоконтролирующие интрузивные комплексы девонского возраста – гранит-лейкогранитовый дальненский и жельтауский (Sn, W, U), дайковый гранодиорит-плагиогранит-порфировый кедейский (U, Au).

Коллизионные образования позднего палеозоя подразделяются на золотой и редкометалльный типы. С малыми интрузивами диорит-гранодиорит-плагиогранитового кунушского комплекса C_3 возраста в Западной Калбе сопряжено гигантское золоторудное месторождение "черносланцевого" типа Бакырчик. Акчатауский C_3, куинский P_1, калбинский P_1 гранит-лейкогранитовые комплексы контролируют размещение крупных месторождений Mo Шалгия и Саран, W-Mo Коктенколь, Караоба, Южный Жаур, Ta-Nb Бакенное (Приатасуйский, Калба-Нарымский районы).

Внутриконтинентальные геодинамические обстановки (PZ_3–MZ–KZ) завершают цикл Уилсона в Казахстане. Продуктивные минерагенические эпохи и типы МПИ: C_{1-2} – каменный уголь (Карагандинский бассейн), C_2 – медистые песчаники (Жезказган), C_3–P – горючие сланцы (Кендырлык), J_2 – бурый уголь (Нижнеилийское) и U (Кольджат), K_2 – бокситы (Краснооктябрьское), Fe (Аятское), Pb-Zn (Шаймерден), Ni-

Co (Горностаевское), Au (Суздальское), ₽– Q – Fe (Лисаковское), U (Инкай, Меловое), Ti-Zr (Обуховское). В этом перечне преобладают МПИ приповерхностного, экзогенного происхождения (озерно-болотные, карстовые, коровые, россыпные).

КМК характеризуются контрастной эволюцией во времени. Месторождения Au, Cu, Pb-Zn и Fe имеют максимально широкое распространение в хронологической шкале (5--6 минерагенических эпох). Наиболее ярко они выражены в островодужных системах и вулкано-плутонических поясах девонского и каменноугольного возраста. Комплексные Au-Cu, Au-Cu-Zn, Au-полиметаллические месторождения имеют следующий возраст (в скобках типы оруденения): O_{1-2} (Au-колчеданно-полиметаллический майкаинский), O_3 (Au-Cu-Zn колчеданный мизекский), D_{1-2} (Au-колчеданно-полиметаллический рудноалтайский), C_2 (Au-Cu-порфировый варварьинский). Гиганские месторождения хромитов (Кемпирсайский район, зона спрединга), крупные фосфора и ванадия (Каратау, пассивная окраина континента) характерны для раннего палеозоя, эндогенные месторождения урана коллизионной природы – для D_{2-3} эпохи, максимум концентрации редких металлов (W, Mo, Ta-Nb) приходится на C_3–P (коллизионная обстановка).

Геодинамическая эволюция КМК согласуется с "основным законом металлогении", который проявляется в закономерной смене ранних фемических рудных формаций поздними сиалическими (Ю.Г. Щербаков, Г.Н. Щерба, А.Д. Щеглов и др.). Хронологическая изменчивость состава МПИ имеет возвратно-поступательный, системно-синергетический характер с признаками как автономного развития рудоносных систем, так и с выраженными чертами минерагенической унаследованности. Многие объекты-гиганты Казахстана и соседних стран (золоторудные Бакырчик, Васильковское, Мурунтау, Кумтор, золото-медно-порфировое Кальмакыр) формировались на протяжении сотен миллионов лет, охватывая рифтогенную, субдукционную и коллизионную стадии, при многократном перераспределении химических элементов, кооперативной деятельности нескольких источников рудного вещества (осадочно-хемогенного, гидротермально-метаморфогенного, флюидно-магматогенного). Важнейшим элементом структурного контроля крупных месторождений являлись региональные зоны смятия длительного функционирования, сложенные геохимически специализированными углеродисто-терригенными, терригенно-карбонатными и вулканогенно-терригенными осадками.

ГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДЫ, ИХ ТИПИЗАЦИЯ И СОПУТСТВУЮЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Я.М. Рафиков[1], Р.Г. Юсупов[2], А.Ш. Ахмешаев[2]

[1]Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
[2] Геологический музей Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан

По последним представлениям территория Срединного Тянь-Шаня подразделяется на Чаткало-Нарынскую, Северо-Чаткальскую и Чаткало-Кураминскую зоны. Земная кора территории названа [2] корой "кураминского типа" (мощности35--40 км). Величина отношений "базальтового" и "гранитных" слоев равна 0.9–2.0, характерны относительно высокая дифференцированность ("пятность") магнитных полей, преобладание локальных аномалий напряженности (12–24 мЭ). Профиль рудно-магматического комплекса земной коры фелическо-сиалический.

С позиции тектоники литосферных плит выделяются следующие геодинамические режимы: активная континентальная окраина андийского типа (D_1–C_{1-2}); внутриплитный этап (C_2–P_1) и "рассеянный" рифтогенез (C_3–P_1).

Эволюцию магматизма этого периода можно свести к следующим особенностям: широкому распространению пород извесково-щелочной (андезитовой, гранитоидной), реже шошонит–латитовой серии; отсутствию пород толеитового магматизма; обогащенности пород магматических комплексов магнетитом (титаномагнетитом); умеренной (до низкой) железистость цветных породообразующих минералов; повышенная калиевая щелочность пород с юга на север.

Источники рудообразующих растворов: мантийные [ГГ] – алмазы, металлы платиновой группы – МПГ и др.); мантийно коровые [УГ] – (Fe, Au, Ag, Cu, Mo и др.) на фоне активизации базальтового слоя; коровые [МГ] со специализацией на редкометалльность (Ag, Au, Ta, Nb, TR, Be, U, Th, A и др.).

Глубинные флюиды тяготеют к полям размещения мафит-ультрамафитовых комплексов, пород щелочных габброидов и базальтоидов, включая базальт-трахибазальт-щелочно-базальтоидных образований, а также корово-мантийных-умеренно-глубинных магматитов. По глубинности флюидиты подразделяются на: гипоглубинные [ГГ] (мантийные) флюидомагматического типа; умеренно-глубинные [УГ] с включениями глубинных ксенолитов, малоглубинные [МГ] – автомагматические брекчии различного состава.

На Бабайтагской площади глубинные флюидиты проявились в составах многочисленных трубообразных тел (Приташкентской с размерами 220 × 360 м; Четсув – 120 × 130 м, представленные липаритами с сильной дробленностью и трещиноватостью, содержащие включения обломков габбро, долеритов, лампрофиров оливин-пироксенового состава и других пород повышенной основности). Флюидиты пересекаются дайками долеритов и несут в своем составе природные алмазы в парагенезисе с обособлениями самородного Fe, карбидов кремния, железа и др. Алмазоносность трубообразных и дайковых пород Бабайтага представляет выделение зерен алмазов октаэдрического габитуса (до 0.2 мм) и алмазы в виде остроугольных обломков или из их сростков.

На Кошмансайской площади выялены многочисленные диатремы (Кошмансайская, алмазоносная; Палатхон, Терекли и др.), выполненные лампроитоподобными породами ориндитового ряда в ассоциации с долеритами, вогезитами и др. В составе щелочно-мафитовых пород участвуют также породообразующие лейциты, оливины, щелочные амфиболы и пироксены, а также устанавливается повышенное содержание калиевого компонента (>5 %). На Кошмансайской площади алмазы образуют октаэдры, кубы и кубоиды (до 2.5 мм), кривогранные кристаллы с отчетливо ступенчатым характером граней, также установлены округлообразные выделения типа "речного песка" (флюидная обработка газо-твердой взвесью).

Основные промышленные золоторудные объекты (Кочбулак, Чадак, Каульды, Актурпак, Школьное и др.), контролируемые развитием вулканитов трахиандезит-дацитового комплекса (C_2–C_3), несут признаки воздействия малоглубинных флюидитов [3]. На кварцево-золото-полисульфидном с теллуридами месторождения Кочбулак проявидлись трубчатые рудные тела, выполненные комплексом флюидогенных брекчий, когда часть обломков обладают округлыми формами (рудные сульфиды, чаще пириты и др.), рассматриваемые также как результат обработки обломков газотвердыми рудоносными флюидами.

Определенный научно-практический интерес связывается с химическим (компонентным) составом разноглубинных флюидов (флюидной фазы).

Высокобарные тугоплавкие минералы (хамрабаевит, зюссит, муассаниты, алмазы) из Кошмансайской диатремы содержат газово-флюидные включения с азотно-гидритным составом (N_2, CH_4, C_2H_2 и др.) при оксидирующем участии CO_2. Флюидная фаза отличается существенным преобладанием концентрации "тяжелых" газов над "легкими" [1].

В месторождениях малых глубин в составах рудных минералов, представленных самородными золотом, серебром, а также другими рудными минералами на основе Cu, Pb, Zn, Te, Pd и других выявляется участие "легких" компонентов флюидного состава (H_2S, SO_2, H_2, CO_2, H_2O и др.).

Исследования флюидовзрывных образований, которые вообщем-то широко представлены на территории Срединного Тянь-Шаня, включая флюидиты и сопутствующие им образования, сопряжены возможностью открытия новых и нетрадиционных полезных компонентов даже на уже разрабатываемых объектах. Отметим для Срединного Тянь-Шаня проблемы со связанной алмазоносностью платиноносностью и др.

Литература

1. *Рафиков Я.М.* Автомагматические брекчии Шаваз-Дукентского грабена // Узб. геол. журн. 1989. № 3. С. 45–49.
2. *Хамрабаев И.Х. и др.* Природа геофизических границ и слоев земной коры Средней Азии. О природе высокоскоростных включений земной коры Чаткало-Кураминских гор (Срединный Тянь-Шань) // Узб. геол. журн. 1990. № 1. С. 24–36.
3. *Юсупов Р.Г., Рафиков Р.Я.* Акцессорные минералы барофильно-тугоплавкого типа из пород магматических комплексов, газовый состав флюидных включений (Срединный Тянь-Шань) // Докл. АН РУз. 2000. № 2. С. 37–40.

БИТУМЫ, ГРАФИТ И УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО В ПОРОДАХ И РУДАХ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ, ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА

В.В. Рябов, В.А. Пономарчук, А.Г. Талибова

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
trapp@uiggm.nsc.ru

Флюидный режим рудообразующих систем имеет ключевое значение в проблеме рудообразования. Флюиды производят экстракцию, транспорт и накопление рудообразующих компонентов. Состав и объем летучих и *P–T*-состояние рудообразующей системы определяют геохимическую специализацию руд и масштабы их накопления. Одной из важных составляющих флюидных систем на северо-западе Сибирской платформы являются углеводороды, возможная роль которых до настоящего времени оказывается недостаточно изученной.

Известно, что глубинные разломы Сибирской платформы являются магмоподводящими структурами и проводниками тепломассопереноса. С тектоническими зонами связаны талики, выходы минерализованных источников, зоны гидрогеохимических и геохимических аномалий на целый комплекс химических элементов, в породах трещинных зон развиваются сульфиды, оксиды, битумы, силикаты, карбонаты, сульфаты, бораты и т.п., которые отражают геохимический состав флюидов.

Проявления углеводородных газов установлены в процессе проведения геолого-съемочных работ в различных частях региона. Особенностью их распространения является приуроченность к зонам глубинных разломов. В зоне Норильско-Хараелахского разлома при бурении скважины в Норильской мульде из мергелей нижнего девона в течение двух месяцев происходило активное выделение метанового газа с повышенным содержанием тяжелых углеводородов. В зоне того же разлома в рудниках Талнаха (Хараелахская мульда) в процессе проходки горных выработок отмечаются суфляры метана. В районе оз. Дюпкун в зоне Курейского разлома Л.З. Липков и другие установили около 50 струй горючих газов с периодом активного выделения от 0.8 до 5 мин. Вдоль зоны Имангдино-Летнинского разлома серия проявлений метана, сероводорода и минерализованных источников прослежена от оз. Лама до р. Летняя.

Проявления жидких битумов обнаружены в зонах Боганидского, Пясинского, Северо-Хараелахского, Курейского, Тымерского и Норильско-Хараелахского разломов. Эти нефтепроявления представляют собой капельно-жидкие выделения и выпоты в миндалекаменных базальтах и пропитку в туфах. Кроме того, в процессе проходки одного из рудных горизонтов Октябрьского месторождения Талнаха жидкая нефть струилась по стенкам горной выработки, капала с потолка, а при бурении восстающей скважины из нее единовременно вылилось до 20 литров нефти.

Твердые битумы в регионе имеют более широкое распространение, чем жидкие. Твердые битумы встречаются в карбонатно-глинистых осадочных и вулканогенных породах различного возраста от рифея до триаса включительно. Особенностью их распространения является приуроченность к трещиноватым породам зон глубинных разломов. В карбонатно-глинистых породах битумы концентрируются в кавернах, накапливаются на стилолитовых швах, образуют прожилки и пропитку цемента тектонической брекчии известняков. В туфолавовой толще битумы встречаются в виде прожилков и заполнителей миндалин в базальтах от ивакинской до надеждинской свиты включительно. Помимо этих прожилковых "посттрапповых" образований скопления битумов установлены в сопутствующих вулканизму палеофумаролах, в известняках из кальдер палеовулканов, тонкодисперсное углеродистое вещество обнаружено в пизолитовых туфах околожерловых фаций палеовулканов и в палагонитах миндалекаменных зон базальтов.

Примером связи оруденения с углеводородами являются находки битумов в медепроявлениях Норильско-Хараелахского прогиба. В Гравийском месторождении медистых песчаников распространены черные углеродистые сланцы и скопления антраксолита. Вертикальная вытянутость рудной зоны, секущей две свиты осадочных пород венда и рифея, и особенности геологического строения района имеют большое сходство с черными курильщиками. Арылахское месторождение меди приурочено к кальдере палеовулканической постройки заполненной туфами и известняком со скоплениями антраксолита. Подобные рудопроявления встречаются в других вулканических аппаратах региона. Медистые руды Талнахского рудного узла характеризуются повышенной концентрацией тонкодисперсного углеродистого вещества и графита в черных серпентинитах [1]. В районе медно-молибденового рудопроявления связанного с Болгохтохским гранитным штоком известны газо- и битумопроявления.

Графит проявляется в связи с пластами каменных углей пермотриаса, встречается в интрузивных траппах и в различных по составу рудах. В зависимости от теплового эффекта, который оказывают различные

по мощности силлы долеритов на каменные угли, на контактах образуются кокс или антрацит. Графитизация каменных углей наблюдается локально. Пласты графита встречаются на контактах с долеритами, а также на удалении от них среди свежих терригенных пород либо в обрамлении метасоматитов. По простиранию пласта графита можно проследить переход его в каменный уголь. Месторождения графита, как правило, располагаются в зонах глубинных разломов. Приведенные данные позволяют предполагать наложенный характер графитизации, которая осуществлялась в результате сорбции углерода рыхлыми структурами каменных углей из углеводородных газов, мигрирующих по зонам разломов.

В кровельных частях трапповых интрузий известны проявления эруптивных брекчий с обломками в различной степени графитизированных углей и графитов. В горизонте верхних такситов интрузии Норильск-1, несущих Pt-малосульфидные руды, новообразования графита обрастают ксенолиты каменного угля и кристаллы силикатов. В том же горизонте Верхнеталнахской интрузии выделяется графитовое глобулярное лейкогаббро, в котором глобулы палагонита с кристаллами апатита обрамляются щеткой игольчатых кристаллов графита [4]. Обильная сыпь тонкодисперсного углеродистого вещества с чешуйками графита встречается в мезостазисе призматическизернистых метадиоритов интрузии Норильск-1 и в магматогенной брекчии Верхнеталнахской интрузии. В различных типах сульфидных руд Талнаха графит является самым распространенным минералом [2], в сплошных рудах известна находка карбида вольфрама, а в медистых рудах, связанных с черными серпентинитами, проявляется тонкодисперсное углеродистое вещество с мелкими чешуйками графита [1]. Примером участия восстановительных флюидов в магматогенном рудообразовании являются Pt-Fe-руды в самородном железе. Это подтверждается данными газовой хроматографии руд и нахождением в них карбидов железа и кремния, антраксолита и графита.

Изучение изотопного состава углерода различных С-содержащих фаз в породах и рудах региона позволило выявить широкие вариации $\delta^{13}C$ от –14.8 до –34.8 ‰. Проведенные исследования показали сравнительно устойчивый состав $\delta^{13}C$ в каменных углях (–24.8…–25.1 ‰), который в коксе утяжеляется до –22.5 ‰. В обломках графитизированного угля эруптивных брекчий $\delta^{13}C$ изменяется в диапазоне –22.3…–23.4 ‰, а в случае ярко выраженной наложенной графитизации достигает значений –14.8…–14.9 ‰. В пластах графита расположенных среди метасоматитов ближнего экзоконтакта Верхнеталнахской интрузии $\delta^{13}C$ составляет –21.1…–2.9 ‰. Изотопный состав углерода твердых битумов из прожилков в базальтах варьирует от –21.7 до –30.8 ‰ с тенденцией облегчения снизу вверх по разрезу туфолавовой толщи. Углеродистое вещество пизолитовых туфов палеовулканов аянского (моронговского) возраста имеет $\delta^{13}C$ –19.4…–21.8 ‰, в миндалинах мандельштейнов –21.7…–23,3 ‰. В битумах из известняков верхнего девона $\delta^{13}C$ –20,9…–26.7 ‰, а в сапропелите нижнего силура –18 ‰. Углеродистое вещество черных серпентинитов медистых руд Талнаха имеет $\delta^{13}C$ –14.4…–30.7 ‰, а проявления нефти из вкрапленных сульфидных руд –27.8…–30.5 ‰. В рудах самородного железа намечается тенденция утяжеления изотопного состава углерода в ряду: когенит (–27.1…–34.8 ‰) – графит (–23.8…–26.2 ‰) – антраксолит (–22.1…–23.5 ‰).

Разнообразие состава, форм проявления и особенностей распространения С-содержащих фаз в породах и рудах региона подтверждают представление о коровом происхождении углеводородов, накоплении их в тектонических зонах в результате декомпрессии, а также активном участии в формировании различных типов рудных месторождений [3].

Литература

1. *Архипова А.И., Наторхин И.А.* Термодинамический анализ процессов образования углеродсодержащих серпентиновых пород в ореоле Талнахского интрузива // Геология и полезные ископаемые Норильского р-на. Л., 1971.С. 98–100.
2. *Кавардин Г.И., Митенков Г.А.* Медно-никелевые руды Талнахского месторождения // Петрология и рудоносность талнахских и норильских дифференцированных интрузий. Л., 1971 С. 123–181.
3. *Рябов В.В.* Норильские Pt-Cu-Ni-месторождения-гиганты: проблемы связи тектоники, магматизма, флюидного режима и рудообразования // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 4: Материалы Всерос. петрограф. конф. Томск, 2004. С. 160–165.
4. *Рябов В.В., Шевко А.Я., Гора М.П.* Магматические образования Норильского района. Новосибирск: Нонпарель, 2000. Т.1. 408 с.; Т. 2. 600 с.

О РЕКОНСТРУКЦИИ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР ПО РЕЛИКТАМ АПОВУЛКАНИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ

Н.Е. Савва

Северо-Восточный комплексный научно-исследовательский институт ДВО РАН, г. Магадан, Россия
savva@neisri.magadan.ru

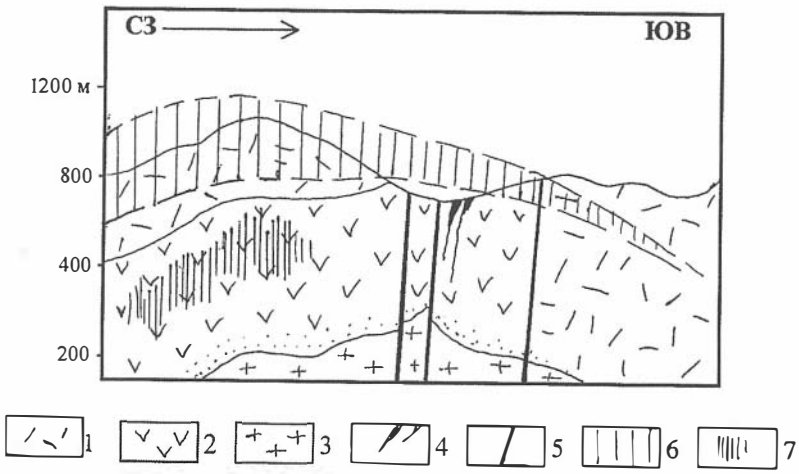
Одной из важных устойчиво сохраняющихся характеристик метасоматических изменений, является последовательное упорядоченное расположение парагенезисов метасоматических пород по главному направлению изменчивости минерализации [3]. Для рудоносных вулканических построек, имеющих, как правило, кольцевую в плане структуру, это расположение по вертикали зональное, обусловленное градиентом pH и температур минералообразующих растворов. В ряде случаев полистадийность и полиэтапность гидротермального процесса затрудняют расшифровку формационной принадлежности метасоматических фаций. Это заставляет по конечным продуктам устанавливать специфические особенности вещественного состава исходных вулканитов. Предлагается для реконструкции вулканоструктур – их эрозионного среза и прогнозирования слепых рудных тел использовать реликты метасоматической зональности.

В качестве примера рассмотрим Нявленгинское Au-Ag-месторождение, которое локализовано в центральной части одноименной раннемеловой вулканотектонической депрессии Северного Приохотья Рудное поле приурочено к купольному поднятию в ядре депрессии в зоне сочленения разломов субмеридионального, северо-восточного, субширотного простираний. Породы, вмещающие оруденение, представлены покровами и экструзиями пропилитизированных андезитов-андезит-базальтов, реже – экструзиями кластолав риодацитов-риолитов (см. рисунок). Основные рудные тела имеют северо-западную ориентировку и локализуются в трещинах отрыва, оперяющих крупный разлом северо-восточного простирания [2]. Преобладают жилы метасоматического облика мощностью до 20 м, в подчиненном количестве – жилы выполнения. Состав жил существенно кварцевый, хлорит-кварцевый, гидрослюдисто-хлорит-кварцевый, с небольшим количеством адуляра, рудные минералы – пирит, халькопирит, сфалерит, галенит, акантит, фрейбергит, науманнит, магнетит, гематит, ялпаит, маккинстриит и Au-Ag составляют в сумме 1–3 %. Анализ истории геологического развития вулканоструктуры и пространственно-временных взаимоотношений минеральных парагенезисов позволяет говорить о полиэтапном характере формирования руд [4].

Ранний этап – вулканогенный. С ним связано образование стандартной колонны метасоматитов снизу вверх – кварц-адуляр-серицитовые→кварц-серицитовые → алунитовые кварциты. Поздний этап обусловлен интрузией субщелочных гранитов, вскрытых скважинами на глубине 100–150 м под рудными телами западного фланга месторождения. Внедрение гранитов сопровождается в первую очередь термальным метаморфизмом аргиллизитов и кварц-гидрослюдистых метасоматитов, которые за счет глинозема апопропилитов под воздействием высоких температур (более 500 °С) в результате сложных реакций превращаются в корунд-пирофиллитовые кварциты по следующей схеме: *мусковит* – $KAl_2[(OH,F)_2/AlSi_3O_{10}]$ + *каолинит* – $Al_2[(OH)_4/Si_2O_5]$ + *алунит* – $KAl_3[(OH)_6/(SO_4)_2]$ → *нагрев* до 500 °С → *ректорит* – $Na,K,Ca)Al_4[(OH)_4/(Si,Al)_8O_{20}] \cdot 2(H_2O)$ → нагрев до 800 °С → *пирофиллит* – $Al_2[(OH)_2/Si_4O_{10}]$ + *лазулит* – $(Mg,Fe^{2+})(Al,Fe^{3+})_2[(OH)_2/(PO_4)_2]$ + *корунд* – Al_2O_3 [5].

Инверсия температуры приводит также к скарнообразованию по адуляру и апопропилитам раннего этапа на нижних горизонтах месторождения. Магнетит-гематит-эпидотовые с гранатом и актинолитом скарноиды образуют по отношению к рудному телу субсогласные или кососекущие линзы и прослои, нередко совмещенные в пространстве с ранними Au-Ag-полисульфидными жилами и зонами. Халцедоновидный кварц рекристаллизуется с образованием гребенчатых фаз. Зональность продуктов второго этапа преобразования вулканитов снизу вверх имеет следующий вид: пропилиты эпидот хлоритовой фации → вторичные кварциты серицитовой фации → вторичные кварциты пирофиллитовой фации, а вдоль жил сформировались кварц-адуляр серицитовые апопропилиты [1].

Важное значение для реконструкции Нявленгинской вулканоструктуры имеет картирование площади распространения корунд-пирофиллитовых метасоматитов, т.к. фактически они маркируют масштаб воздействия рудогенерирующего очага на вмещающие породы и располагавшуюся на этом месте аргиллизитовую (алунитовую) надрудную шляпу. В настоящее время она частично эродирована, а в районе современного водотока полностью уничтожена, где и обнажаются известные рудные тела. Можно предположить, что на участке с наиболее мощными выходами корунд-пирофиллитовых метасоматитов на глубине 200–300 м могут быть найдены слепые рудные тела (см. рисунок) и что основная часть месторождения



Схематический геологический разрез месторождения Нявленга [4]:

1 – покровы риолитов, риодацитов и игнимбритов аналогичного состава (K_1); *2* – андезиты (K_1), субщелочные граниты (K_2); *3* – ....;.*4* – рудные тела; *5* – разрывные нарушения (разломы); *6* – ореол распространения корунд-пирофиллитовых аповулканитовых метасоматитов; *7*–участок, прогнозируемый на обнаружение слепых рудных тел.

не вскрыта современным эрозионным срезом. Подобные исследования предполагается провести на месторождении Невском в Омсукчанском районе, где корунд-пирофиллитовые метасоматиты образованы в связи с поствулканическим внедрением оловоносной интрузии, ранние существенно серебряные эпитермальные руды испытали термальный метаморфизм.

Литература

1. *Гречишников А.В.* Опыт изучения аповулканитовых метасоматитов на основе анализа их минерально-элементных парастерезисов // Метаморфические комплексы Северо-Востока СССР, их рудоносность и геологическое картирование. Магадан: СВКНИИ ДВО АН СССР, 1991. С.197–206.
2. *Демин А.Г.* Метасоматическая и минералогическая зональность золото-серебряного месторождения Нявленга. Колыма, 1992. № 4. С.13–19.
3. *Метасоматизм* и рудообразование / Под ред. Ю.В. Казицына. М.: Недра, 1975. 280 с.
4. *Савва Н.Е., Петров С.Ф.* Дифференциация золото-серебряного и серебряного оруденения на примере эпитермальных месторождений Северо-Востока России // Минералогия и генетические особенности месторождений золота и серебра. Магадан: СВКНИ ДВО РАН, 1996. С. 7–25.
5. *Савва Н.Е., Гамянин Г.Н., Горячев Н.А.* Термальный метаморфизм руд как признак полихронности серебряного оруденения на примере месторождений Северо-Востока России // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока: рудообразующие системы месторождений комплексных и нетрадиционных типов руд. В 2-х томах. Т.2. Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2005. С. 130–132.

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА

Ю.Г. Сафонов

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
safonov@igem.ru

Общее состояние металлогенического учения в нашей стране сегодня нельзя признать удовлетворительным. Теоретические основы учения, созданные работами С.С. Смирнова, Ю.А. Билибина, В.И. Смирнова, В.А. Кузнецова, А.Д. Щеглова и других исследователей, в настоящее время в значительной мере остаются невостребованными либо пересматриваются, что в основном связано с радикальной сменой тектонических – геодинамических парадигм в последние десятилетия. Естественное накопление нового знания о развитии Земли, об эволюции тектонических, магматических геохимических процессов в ее истории не сопровождается адекватным изменением представлений о закономерностях размещения и образования рудных месторождений в различных масштабных измерениях с учетом эволюции геологических процессов, также в разномасштабном выражении во времени и пространстве. Реальное геологическое знание по одной

шестой- одной седьмой части континентальной Земли определяет критические подходы российских геологов к новым мировым теоретическим концепциям как в геодинамике, так и в металлогении. Такие подходы в геодинамических исследованиях уже на ранней стадии становления плейттектонической теории привели к сохранению представлений о важнейшей роли рифтогенеза в формировании земной коры и ее металлогении (Д.А. Щеглов и др.), к ускоренному развитию концепций мантийных плюмов и их металлогенической роли (Н.Л. Добрецов, Н.П. Лаверов, Д.В. Рундквист). Золото относится к числу тех металлов, открытия новых месторождений которых осуществлялись в последние 50–60 лет наиболее часто, включая выявление новых типов месторождений и новых золотоносных провинций. Интенсивно проводятся исследования этих месторождений и золотоносных территорий, что позволяет на примере золота оценить как общее состояние металлогенической теории, так и показать современные представления о металлогении золота как в нашей стране, так и за рубежом [1, 2, 3]. Среди зарубежных публикаций выделяется статья Д. Гровса с соавторами [4] о временных (вековых) изменениях глобальных тектонических процессов и их влиянии на пространственное размещение золотосодержащих минеральных месторождений. Образование и распространение золоторудных месторождений определенных типов увязывается с циклами формирования и распада суперконтинентов, что уже рассматривалось этими и другими авторами ранее, а также подстилающей их литосферной мантией, состояние которой изменялось во времени с общей тенденцией уменьшения теплового потока и ослаблением плюмовой активности от архея–раннего протерозоя к палеозою. С высокой плюмовой активностью в раннем докембрии (~2.7 млрдлет, 2.0–1.8 млрд лет), ростом коры и плывучестью литосферной мантии связывается массовое образование орогенных золоторудных месторождений и их последующее сохранение от эрозии в центральных частях всплывающих кратонов. Считается, что орогенные средне-, позднепротерозойские и палеозойские орогенные месторождения были эродированы в связи с изменениями динамического режима, в процессах аплифта и эрозией орогенных поясов на более плотной, "негативной по плавучести" литосфере, свойственной плейттектоническим обстановкам. Авторы делают выводы о террейновой металлогенической специализации, оперируя, в основном данными по орогенным месторождениям, а также железо-оксидным медно-золотым и золотосодержащим вулканогенным месторождениям массивных сульфидов. Особое место отводится в этих построениях модифицированным палеороссыпным месторождениям, прежде всего золотоносному бассейну Витватерсранд. Выдвинутые Д. Гровсом и его коллегами концептуальные положения требуют детального анализа, так как касаются действительно принципиальных вопросов: 1) соотношений литосферной и более глубинной мантии; 2) металлогенической специализации мантийных плюмов; 3) цикличности проявления плюмового магматизма и временной продолжительности рудообразующих процессов; 4) масштабности и времени развития плейттектонических процессов, их металлогенической роли и специализации; 5) глубинности образования золоторудных месторождений различных типов, масштабов и скорости эрозионных процессов золотоносных территорий, сформированных в различных геодинамических обстановках. Этот перечень актуальных проблем более широк, так как включает вопросы современного состояния рудно-формационного анализа, содержание понятий "металлогеническая эпоха", "металлогенический цикл" и др.

Можно выделить определенные базисные положения, вытекающие из огромной накопленной информации и аналитических разработок.

1. Выделяются две металлогенические эпохи – позднеархейская (2.7–2.6 млрдлет) и мезокайнозойская (120–0.2 млн лет), имеющие глобальное проявление и определившие аномально высокую золотоносность архейских кратонов и высокую – молодых окраинных орогенных поясов и вулканических дуг – поясов. Тихоокеанский пояс представляет наиболее концентрированное размещение последних.

2. Аномальная продуктивность позднеархейской металлогенической эпохи выражена в широком развитии средних – крупных золото-(сульфидно-кварцевых месторождений зеленокаменных поясов) и "эксгаляционно"-гидротермально-осадочных стратиформных месторождений, уникальные концентрации которых представлены в бассейне Витватерсранд.

3. Продуктивность протерозойских металлогенических эпох остается неопределенной. Значительное число раннепротерозойских месторождений золота, наличие отдельных месторождений, в том числе гигантских, среднепротерозойских месторождений, а также широкое распространение месторождений других металлов (уран, свинец, цинк и др.) не позволяет относить протерозойские провинции к широко и глубоко эродированным и бесперспективным на обнаружение золота.

4. Фанерозойская металлогения золота определялась как глубинными мантийными процесами, так и мантийно-коровым взаимодействием и коровыми процессами, дифференцированно проявлявшимися в различных геодинамических обстановках: внутриконтинентальных впадинах, рифтогенных, офиолитовых поясах, в структурах тектономагматической активизации консолидированных областей, в орогенных и вулканических поясах, в масштабных вулканических центрах.

5. Мантийно-коровое взаимодействие служило фактором создания золоторудных концентраций в течение всего длительного (>3 млрд лет) периода образования золоторудных и золотосодержащих месторождений. В этом взаимодействии участвовала не только литосферная мантия, но и глубинные мантийные флюиды.

6. Геодинамическими, тектоническими, магматическими, геохимическими, флюидно-динамическими и энергетическими факторами, соотношения которых обусловливалось спецификой мантийно-корового взаимодействия, определялось пространственное размещение и масса золоторудных концентраций в различных масштабных измерениях (рудный пояс, область, район – рудное поле – месторождение), как и их геохимическая специализация.

7. Накопленные данные по металлогении золота территории России позволяют положительно оценивать перспективы обнаружения новых месторождений в известных золотоносных областях, так и открытие новых областей.

Литература

1. *Константинов М.М., Некрасов Е.М., Сидоров А.А. и др.* Золоторудные гиганты России и мира. М.: Научный мир, 2000. 270 с.
2. *Сафонов Ю.Г.* Гидротермальные золоторудные месторождения: распространенность – геологические типы – продуктивность рудообразующих систем // Геология руд. месторождений. 1997. Т. 39, № 1. С. 25–40.
3. *Сафонов Ю.Г.* Золоторудные и золотосодержащие месторождения мира – генезис и металлогенический потенциал // Геология руд. месторождений. 2003. Т. 45, № 4. С. 305–320
4. *Groves D. I., Condie Kent C., Goldfarb R. J. et al.* Secular Changes in Global Tectonic Processes and Their Influence on the Temporal Distribution of Gold-Bearing Mineral Deposits // Econ. Geol. V. 100. P. 203–224

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ: СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗРАБОТКИ

Ю.Г. Сафонов, А.В. Волков, Т.М. Злобина, И.В. Чаплыгин

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
safonov@igem.ru

Наиболее распространенное понимание рудообразующей системы эндогенного происхождения как охватывающей области и процессы генерации рудоносных флюидов, их миграции и собственно рудообразования приемлемо для анализа классических флюидно-магматических систем, с которыми связаны редкометалльные и некоторые другие месторождения. Различия в источниках и процессах генерации золотоносных флюидов заставляет выделять общие золотоносные флюидно-магматические и флюидные системы и собственно рудообразующие, охватывающие области формирования месторождений. Для общих рудообразующих систем конкретизация реальных стереогенетических параметров является сугубо приближенной, схематичной, что определяется недостаточным знанием по глубинным процессам. Перспективы радикального роста такого знания остаются неопределенными, что сохраняет первостепенное значение для изучения систем теоретических моделей. Это, естественно, относится и к пониманию мегасистем, охватывающих группы одинарных систем, с которыми связано образование рудных узлов, районов и более крупных золотоносных металлогенических доменов (область, пояс). Существенно теоретическими, модельными в большинстве своем являются и представления о собственно рудообразующих системах. Конкретизация этих представлений возможна. Она в значительной мере зависит от детальности и комплектности исследований реальной геологической среды и минеральных новообразований, реконструкции геодинамических и физико-химических систем, увязываемых в единое целое. Отдельные попытки таких исследований уже предпринимаются, но в основном изучение рудообразующих систем можно охарактеризовать как формирование основ представлений об этих системах. Золотоносные рудообразующие системы, различающиеся по источникам вещества, прежде всего золота, и источникам металлоносных флюидов, первично золотоносных и (или) приобретающие такую специализацию на путях миграции и даже в области рудоотложения – многообразны. В эту проблему, естественно, входят вопросы фазового состояния

флюидов, формы переноса золота и сопутствующих компонентов. Определенно выделяются рудообразующие системы, парагенетически связанные с вулканоплутоническими комплексами и образующие эпитермальные золоторудные и золотосеребряные месторождения, золотоносные колчеданные и медно-порфировые и, вероятно, месторождения куранахского типа. Не менее выразительно своеобразие систем, продуктом деятельности которых являются месторождения пространственно связанные с гранитоидными интрузивами. В генетических построениях зарубежных специалистов они объединены вместе с месторождениями прожилково-вкрапленных руд в сланцевых комплексах и разнообразными жильными месторождениями в одну группу орогенных месторождений. Минералого-геохимические особенности месторождений Мурунтау, Олимпиада, Сухой Лог, Наталкинское, Майское, Кумтор, залегающих в сланцевых комплексах, широко известны. Каждое из них, несомненно, формировалось в достаточно специализированной рудообразующей системе, на развитие которой магматические события оказывали лишь большее или меньшее опосредованное влияние. Заметно различаются месторождения золота, локализованные в зеленокаменных поясах, что можно проиллюстрировать на примерах сверхкрупных месторождений Калгурли, Колар, Керкленд Лейк, Ред Лейк, Хэмло. Геохимическая специализация, геодинамическое развитие систем, в которых формировались эти месторождения, безусловно, не были одинаковыми. Всеми исследователями золоторудных месторождений в особые типы выделяются месторождения типа Карлин и бассейна Витватерсранд. Оригинальные данные, полученные авторами [1], и другими исследователями, позволяют относить месторождения Витватерсранда к полигенным образованиям – "эмманационно"-гидротермально-осадочным, связанным с первичными коллоидно-дисперсными системами, возникавшими в пределах "рифов" при поступлении в придонные русловые потоки эндогенных газов, газово-водных растворов, содержащих рудообразующие компоненты. Среди последних помимо золота, кремния, были углеводороды, уран. Источником рудоносных флюидов мог служить глубинный флюидный "бассейн", существовавший более 300 млн лет. Наибольшая флюидная активность этого бассейна имела место в интервале времени 2.8–2.6 млрд лет, а также в финальной стадии, после определенного перерыва, около 2.5 млрд лет. Базальтоидная природа источников золота, хрома, никеля, кобальта позволяет связывать размещение флюидного бассейна с нижней корой, ее верхней границей, что отражено в истории магматизма в пределах осадочного бассейна. С источниками бассейнового типа, но более глубинными флюидными потоками, можно связывать концентрацию золоторудных месторождений типа "Карлин" в штате Невада (США). Образование этих месторождений также можно связывать с поступлением газовых потоков, переносящих золото и сопутствующие компоненты (Tl, Sb, Hg и др.) в водную среду – в насыщенные подземными водами структурные ловушки и горизонты пород с повышенной трещинно-поровой проницаемостью. Характерно активное участие в процессах рудообразования эндогенных углеводородов.

Проблема переноса рудных компонентов в рудообразующих системах имеет длительную историю. В последнее время в связи с разнообразием месторождений целевым изучением условий образования крупных месторождений, формирование которых в традиционных моделях постмагматического гидротермального рудообразования должно быть связано с огромными объемами слабо минерализованных растворов, проблема газового транспорта рудных компонентов стала особенно актуальной. Она входит в общую проблему флюидных режимов развития Земли [2]. Нарастающая информация по экспериментальному изучению летучих соединений различных металлов, по термобарометрии и составу газово-жидких включений в рудообразующих минералах из месторождений различных типов, позволяет отводить определенную роль в переносе рудных компонентов газовым потокам. Реальность такого переноса и даже непосредственное отложение золота из газовых конденсатов показана при их изучении в современной рудообразующей системе вулкана Кудрявого (Курилы). Установлены факты о самоорганизации динамического развития системы со сменой положения основных осей поля напряжений по механизму маятника, что может объяснить пульсационное развитие системы, синхронное с периодической сменой условий растяжения – сжатия. Эти данные, как и доказательства важной роли газовых потоков в процессах образования вкрапленности рудных минералов среди метасоматитов, а также большего значения коллоидного минералообразования не только в формировании эпитермальных золоторудных месторождений, отражают перспективные направления исследований золотоносных рудообразующих систем.

Литература

1. *Сафонов Ю.Г.* Процессы образования золоторудных месторождений // Проблемы рудной геологии, минералогии и геохимии. М.: ИГЕМ, 2004. С. 99–129.
2. *Elements*. 2005. V. 1, N 1.P. 9–37.

ЗОЛОТО-СЕРЕБРОНОСНОСТЬ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ЖОНГАРО-БАЛХАШСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ

Э.Ю. Сейтмуратова, Ф.Ф. Сайдашева

Институт геологических наук им. К.И. Сатпаева МО и НРК, г. Алматы, Казахстан

Жонгаро-Балхашское звено Центрально-Азиатского складчатого пояса является регионом особенно широкого проявления позднепалеозойских вулканогенных, вулканогенно-осадочных и интрузивных формаций, полностью определяющих его металлогению. Огромный ареал интенсивного развития позднепалеозойского магматизма, подковообразно охватывающий со всех сторон, за исключением юго-восточной, область развития Жонгаро-Балхашского палеобассейна, изучался долгие годы многими геологами бывшего Союза. Большинство из них придерживались мнения о принадлежности всех позднепалеозойских магматитов к единому Балхаш-Илийскому вулканоплутоническому поясу (ВПП). Долгие годы этой точки зрения придерживалась и авторы. Однако многолетние и детальные работы по теме "Геология и металлогения Балхашского сегмента земной коры" позволили установить крайнюю неоднородность строения ВПП, особенно в поперечном сечении, выражающуюся прежде всего в резко различных вертикальных рядах формаций как позднепалеозойских, так и формационных рядов основания. В результате авторы вслед за некоторыми исследователями Жонгаро-Балхашской складчатой области (ЖБСО) выделют два позднепалеозойских ВПП – *окраинно- и внутриконтинентальный.*

Окраинно-континентальный (краевой) Тасты-Кусак-Котырасан-Алтынэмельский ВПП, имеющий протяженность немногим более 1000 км при ширине от 15–20 км, местами до 50–60 км, располагается на границе Жонгаро-Балхашского морского окраинного палеобассейна и окраины Казахстанского палеоконтинента, в зоне сочленения кор континентального и переходного типов. Заложение и развитие пояса, вплоть до полного его становления, происходили в каменноугольное время. Для пояса устанавливается слабо обозначенная поперечная петрохимическая зональность, выражающаяся в смене преобладающего натриевого типа щелочности вулканитов в натриево-калиевый к тыловой части.

Внутриконтинентальный Балхаш-Илийский ВПП, развивавшийся на протяжении C_1–P_2, протяженностью более 1600 км при ширине от 50–100 до 120–200 км (чаще в северном сегменте), опоясывает с внешней (тыловой) стороны окраинно-континентальный ВПП. В его строении участвуют продукты всех четырех циклов позднепалеозойского вулканизма, для него характерны четкая наложенность на консолидированные структуры субстрата, формирование характерных магматогенно-тектонических структур различного типа и класса и тесное парагенетическое проявление вулканитов и интрузивных образований, резкая смена магматитов с натриевой и нормальной щелочностью до калиевой.

Анализ обширной литературы по рудоносности геологических формаций различных типов структур земной коры показывает, что по числу месторождений полезных ископаемых, которое приходится на единицу площади, ВПП превосходят любые другие районы иных тектонических позиций. Поэтому металлогенией ВПП ЖБСО издавна занимались геологи не одного поколения различных школ бывшего Союза. Тем не менее проблема металлогении золота и серебра ЖБСО остается мало разработанной.

Описываемый регион, начиная с первых открытий в 20–50-е годы XX в. месторождений редких металлов, полиметаллов и меди, известен до настоящего времени лишь как редкометалльно-полиметаллически-медная провинция. Поэтому открытие в регионе ряда промышленных месторождений золота (Архарлы, Таскора, Наурызбай, Кудер, Слушокы) при проведении геолого-съемочных работ не произвели особого "бума" среди казахстанских металлогенистов. Эти открытия свелись лишь к передаче некоторых объектов старательским артелям для добычи золота и публикациям А.Б. Диарова (1968); Б.С. Зейлика (1968), которые пытались привлечь внимание геологической общественности к вопросам золотоносности региона.

Далее работы по выявлению Au-Ag объектов в регионе продолжались, но в неоправданно ограниченных объемах. Независимо от их малочисленности список золоторудных объектов в 80–90-е годы значительно пополнился не только отдельными точками минерализации, но также рудопроявлениями, мелкими и средними промышленными месторождениями, среди которых Мыстобе, Джусабай, Шолкызыл, Музбель, Аралтобе, Аксенгир, Акжартас, Пустынное Долинное, Бактай, Мухтар, Умит и др. На многих из них завершена или продолжается добыча золота старателями. К концу 80-х годов на схематической карте золотоносности ЖБСО было отмечено уже около ста проявлений Au и Au-Ag-минерализации, требовавших своей оценки.

Часто отмечаемая золотоносность позднепалеозойских формаций ВПП подтолкнула авторов к обобщению всей имеющейся на текущий момент информации по золоторудным проявлениям северной и

южной частей ЖБСО, охватывающих территорию 55 планшетов м-ба 1:200 000, и составлению "Карты золото-сереброносности ЖБСО" м-ба 1:500 000, на которой показано более 2000 объектов различной формационной принадлежности. Из отмеченных на карте объектов 684 точки минерализации Au характеризуются содержанием от 0.01 до 0.1 г/т, 773 точки – 0.5–1.0 г/т, 577 точек – 1.0–5.0 г/т и 90 точек более 5.0 г/т Au. С целью приближенно-количественной оценки золотоносности ЖБСО авторами на базе этой карты были проанализированы плотность и интенсивность проявлений Au-Ag-минерализации и составлена "Карта перспективных золоторудных полей, узлов и участков ЖБСО" м-ба 1:500 000. В пользу данного метода предварительной количественной оценки золотоносности площадей свидетельствует удивительное совпадение контуров перспективных площадей, выделенных Х.А. Яковлевым при составлении "Прогнозно-металлогенической карты Прибалхашья и Северного Казахстана" м-ба 1:500 000 (1988) и составленной авторами вышеуказанной "Карты…".

Независимо от все еще слабой изученности Au-Ag-оруденения региона некоторые выявленные закономерности его проявления в сравнении с хорошо разработанным на базе многих мировых месторождений "пакетом" поисковых критериев позволяют дать высокую прогнозную оценку Au-Ag-оруденения ВПП ЖБСО. Подобное же заключение было сделано С. Д. Шером уже в 1972 г. при сопоставлении золотоносности герцинид Австралии и СССР, когда он в качестве весьма перспективных назвал Кураминский район, Джунгарию и Прибалхашье в Казахстане.

Высокая оценка подтверждается и обнаруживаемыми многочисленными аналогиями по геологическому строению золоторудных объектов ЖБСО с известными в мире крупными месторождениями данной формационной группы (Тавуа Поло, Фиджи – Сымбыл, Южно-Токрауская СФЗ; Уайхи, Новая Зеландия – Кудер, Западно-Токрауская СФЗ; Рудное поле Багио, Филлипины – Архарлы, Джунгария; Калгурли, Западная Австралия – Таскора, Котанэмельская СФЗ). Из сказанного следует, что региональные поисковые критерии месторождений эпитермальной Au-Ag-формации мировых объектов во многом коррелируют с таковыми реальных месторождений и рудопроявлений ЖБСО, и их смело можно использовать для поисков Au-Ag-оруденения в ВПП ЖСБО.

В связи со сказанным поиски причин отсутствия крупных промышленно значимых золоторудных объектов в регионе являются весьма актуальными. Одной из главных причин отсутствия все еще крупных эпитермальных Au-Ag-месторождений в ЖБСО, как представляется авторам, является принципиально неверная методика их поисков. Так, при проведении поисков подобных объектов не учитывается одна из важнейших закономерностей их проявления, заключающаяся в том, что в одном и том же рудном районе и даже узле, наряду с единичными крупнейшими месторождениями, развиты многочисленные рудные объекты небольшого масштаба. Характерным примером подобного распределения золоторудных объектов являются рудные поля месторождений Тавуа Поло (более 120 т) и Сильвертон-Теллурид (245 т). Эти крупные месторождения находятся в единых структурах кальдерного типа с многочисленными непромышленными проявлениями: в первом случае – с 23 объектами, во втором – с 37.

Поэтому при поисках эпитермальных золоторудных месторождений на стадии проведения поисковых работ нельзя ограничивать их оценку выявлением лишь одного-двух проявлений, находящихся в пределах перспективной рудной площади или рудного узла, а необходимо оценивать всю потенциально рудоносную площадь, выделяющихся в ВПП ЖБСО сотнями.

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ РУДНЫЕ СИСТЕМЫ В СТРУКТУРЕ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО ПЛЮМА

Ж.В. Семинский

Иркутский государственный технический университет, г. Иркутск, Россия
seminsky@istu.irk.ru

Формирование главных тектонических элементов региона происходило под воздействием двух процессов: плитотектонического и плюмтектонического. Первым механизмом трансформации литосферы был аллохтонный с горизонтальным перемещениям блоков, вторым автохтонный, связанный с дифференциацией мантийного вещества, вертикальными движениями и тепломассопереносом. Подавляющая масса рудных месторождений Забайкалья образовалась в позднемезозойскую металлогеническую эпоху, в связи с деятельностью мантийного плюма.

Структурообразование плюмтектонического этапа выразилось в формировании сложного парагенезиса линейных и нелинейных структурных элементов – крупных разломов, рифтовых зон, грабенов, линейных вулканических впадин, разноранговых сводовых структур, очагово-купольных сооружений центрального типа с системами кольцевых, дуговых и радиальных разломов. Таким образом, на современной поверхности и в приповерхностной зоне коры наблюдается весьма сложное сочетание разнообразных структурных форм, что затрудняет выделение типичных геологических обстановок зарождения, эволюции и консервации рудообразующих систем. На более глубоких горизонтах земной коры, где исключается влияние "случайных" факторов рудоконтроля, обусловленных особенностями эрозионного среза, неравномерной изученностью и т.д., с большей достоверностью можно установить главные структурные элементы, обязанные своим происхождением глубинной эндогенной активности в период функционирования рудообразующих систем. По этой причине целесообразно обратиться к особенностям структуры плюма, определившего образование и размещение магматических и рудных систем.

На основании построенных физико-геологических моделей (плотностной, гравитационной, магнитной) с использованием данных ГСЗ и МТЗ установлено, что наибольшей информативностью обладает мафитовый слой, разделяющий условно гранитный и базальтовый слои. Он характеризуется инверсией плотности, намагниченности и скорости упругих волн. Его нижняя граница картируется как подошва магнитоактивного слоя, верхняя отвечает границе сред со средней плотностью 2.73 и 2.82 г/см^3. В спокойной тектонической и термальной обстановке мощность его составляет 4–5 км, что отвечает средней мощности волноводного слоя. Под влиянием глубинных мантийных струй при изменении температур и давления, благодаря реологическим и инверсионным свойствам этого слоя, происходит переток вещества с образованием мощных (до 15 км) линз и утоненных участков. В этом состоянии "активизации" по направлению к источнику тепловой энергии понижается скорость, плотность и увеличивается намагниченность. Изменение объема, скученность, пластичное течение приводят к деформациям выше- и нижележащих слоев. Очевидно, в определенных условиях происходит нарушение сплошности слоя в процессе поступления в эти участки глубинных тепловых потоков, магматических масс и функционирования флюидных систем. Представляется, что расчлененность мафитового слоя, его разлинзование, поднятия и прогибы различных амплитуд, обусловленные воздействием крупных и малых струй Забайкальского плюма, отражают его структуру в юрско-меловое время, в период последней интенсивной перестройки земной коры этого региона.

При металлогеническом районировании Забайкалья выделяются региональные металлогенические пояса, включающие рудные зоны, районы, узлы и месторождения. Эти пояса отчетливо различаются не только по особенностям магматизма и рудоносности, но и по строению мафитового слоя. Джида-Витимский металлогенический пояс, формировавшийся к северо-западу от Монголо-Охотской сутуры, характеризуется в целом сравнительно невысокой рудонасыщенностью, хотя и содержит ряд значительных месторождений вольфрама, молибдена, золота, флюорита. Строение мафитового слоя здесь отличается наименьшей расчлененностью: характерны отдельные крупные по размерам поднятия, разделенные участками "спокойного" залегания. Преобладают внутрикоровые депрессии и троги, вытянутые в северо-восточном направлении и осложненные отдельными купольными поднятиями (диапирами) в подошве этого слоя. Чикой-Шилкинский металлогенический пояс, примыкающий к названной сутуре с юго-востока и включающий серию разломов, входящих в ее систему, отличается весьма высокой рудонасыщенностью и широким спектром полезных ископаемых (золото, молибден, вольфрам, олово, свинец, цинк, серебро, флюорит, редкоземельная минерализация и др.). Этот пояс характеризуется наиболее сложным строением мафитового слоя. Рельеф подошвы отличается развитием близких к изометричным или вытянутых на северо-восток внутрикоровых валов и диапиров. По северо-восточной границе пояса (в зоне сутуры) мафитовый слой по подошве поднят до 8 км от поверхности в виде прерывистого вала. На такую структуру подошвы накладывается интенсивно расчлененный рельеф кровли в виде множества мелких и крупных по площади диапиров и разноориентированных валов, перемычек, трогов. Поднятия достигают здесь 1 км, а опускания – 16 км от поверхности. Керуленско-Приаргунский металлогенический пояс, попадающий на территорию России небольшой своей частью и содержащий крупные месторождения полиметаллов, флюорита, урана, характеризуется также интенсивной расчлененностью мафитового слоя, образующего узкие протяженные в северо-восточном направлении валы и глубокие троги. Высокая рудонасыщенность и разнообразие рудной минерализации двух последних металлогенических поясов явно коррелируется с напряженной структурой мафитового слоя, что свидетельствует об интенсивной нарушенности литосферы, перераспределении и концентрации металлогенных элементов.

В пределах металлогенических поясов большинство рудных узлов и полей локализуется в магматогенных очагово-купольных структурах. Формирование и положение этих рудно-магматических систем определяется локальными струями тепломассопереноса, составляющими структуру плюма.

Большинство из них выражается в мафитовом слое локальными поднятияи его линз. При этом концентрация оруденения наблюдается на крутосклонных участках этих поднятий, на гребневидных поднятиях слоя или на узких "перемычках" между поднятиями. Обособленными купольными поднятиями мафитовых линз и сложной их структурой характеризуются также рудные районы.

Таким образом, как региональные металлогенические пояса, так и локальные эндогенно-рудные систем в их пределах, связанные с очагами тепловой и тектонической активности, отчетливо коррелируется со строением инверсионного мафитового слоя. В этом слое зафиксированы участки подъема глубинной энергии, тепла и вещества – своеобразные структуры, отражающие положение энерготоков, обусловленных деятельностью Забайкальского плюма.

О МЕТАЛЛОГЕНИИ КРАТОННЫХ ТЕРРЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ

А.А. Сидоров, А.В. Волков

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
alexandr@igem.ru

Срединные, или жесткие, массивы, именуемые ныне кратонными террейнами, академик А.Д. Щеглов называл островами сокровищ еще в те времена, когда в пределах наших кратонных террейнов не было открыто ни одного крупного месторождения, хотя их перспективы, по мнению ряда исследователей, представлялись значительными. В пределах региона известны Охотский, Омолонский, Тайгоносский и Эскимосский кратонные террейны. Если два первых представляются сравнительно изученными и характеризуются значительным количеством разнообразных месторождений и рудопроявлений, то два последних почти полностью перекрыты постаккреционными вулканогенными образованиями. Фундамент этих террейнов сформировался к началу позднего протерозоя; в его строении участвуют метаморфический комплекс архея, образующий выступы в куполовидных структурах кратонов. Эти структуры расчленены на приподнятые и опущенные блоки. Последние погребены под чехлом толщ различного возраста – от верхнепротерозойских и палеозойских до триасовых, юрских и верхнемеловых вулканогенных. Мощность чехла редко превышает 2000 м в опущенных блоках. Верхнемезозойские гранитоиды и вулканиты размещены вдоль разломов фундамента и в приразломных более поздних структурах – зонах активизации. Мощные проявления кислого вулканизма отмечены в среднем девоне–раннем карбоне. От протерозоя до мела и кайнозоя отмечены многочисленные вспышки базальтового и щелочно-базальтового вулканизма. Металлогения кратонных террейнов на данном этапе их изученности представляется родственной колымским и чукотским террейнам пассивных континентальных окраин. Однако для рудоносных зон различного возраста в кратонных террейнах не характерна оловянная минерализация, что свойственно большинству уникальных золоторудных провинций Тихоокеанского пояса.

В пределах Омолонского кратона известны докембрийские железистые кварциты, палеозойские молибден-медно-порфировые, полиметаллические, золотые, золото-теллуридные и золото-серебряные в том числе и скарновые месторождения и рудопроявления. На периферии и по обрамлению кратона развиты также медно-порфировые и золото-серебряные месторождения позднемезозойского возраста.

Аккреция околоомолонского ансамбля террейнов, колымских – пассивной континентальной окраины на западе и чукотских – островодужных на северо-востоке, завершилась в послеготеривское–предальбское время. Фрагменты докембрийского фундамента обнажены преимущественно в палеозойских интрузивно-купольных поднятиях-выступах с месторождениями железистых кварцитов и магнетитовых скарновых залежей, ассоциирующихся с рядом других рудопроявлений. В частности, на Коаргычанском выступе в докембрийских катаклазитах; среди очковых гнейсов и диафторитов отмечены амфиболиты и магнетитовые кварциты с гематитизированным кварцем, в штуфной пробе из которого обнаружено 40.1 г/т золота и 306 г/т серебра; в магнетитовых кварцитах содержания золота достигают 2.4 г/т и серебра – 30 г/т. Неоднократно отмечалась также золотоносность сульфидизированных докембрийских амфиболитов, гнейсов и мигматитов в пределах Абкитского поднятия. Геологическая ситуация и минеральные ассоциации рудопроявлений позволили сопоставить их с оруденением типа Калгурли (Западно-Австралийский щит) [4]. Среди карбонатных толщ ордовика выявлены золотоносные зоны сульфидизации в джаспероидах. Однако

наиболее изучены в настоящее время эпитермальные золото-серебряные месторождения и рудопроявления палеозойских континентальных вулканических зон (месторождения Кубака, Ольча, Инняги, Туманное и др.). Они представлены адуляр-кварцевыми жилами с незначительной вкрапленностью сульфидов (пирит, арсенопирит, халькопирит, галенит, акантит, фрейбергит), электрума, кюстелита, золота и серебра, с еще более ред кой вкрапленностью теллуридов (гессит, алтаит и др.) и сульфосолей (полибазит, стефанит, пираргирит и др.). Именно незначительным содержанием рудных минералов в жилах эти месторождения отличаются от своих позднемеловых аналогов в приомолонских и других золото-сереброносных зонах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса.

Значительно слабее изучен Охотский кратонный террейн, представляющий собой систему горстов и грабенов; в Кухтуйском и Юровском выступах известны архейские породы. Позднемезозойские гранитоиды и вулканогенные толщи связаны с разломами Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Разломы прослежены на десятки и сотни километров в северо-западном субмеридиональном и северо-восточном направлениях. Северо-западные разломы представляются унаследованными, так как согласуются со структурным планом кристаллического основания кратона. Поперечные северо-восточные разломы имеют прерывистый (скрытый) характер. В пределах рассматриваемых зон разломов формировались меловые вулканоплутонические ассоциации пестрого состава: ранние – преимущественно гранодиорит-андезитовые с молибденитовой и сульфидно-полиметаллической минерализацией, средние – гранит-риолит-игнимбритовые и андезит-базальтовые с золото-редкометалльной и молибденитовой минерализацией, поздние – контрастные габбро-гранит-базальт-риолитовые с полиметаллической, золото-серебряной и сурьмяно-ртутной минерализацией.

Эскимосский и Тайгоносский кратонные террейны расположены в пределах наиболее перспективных частей Охотско-Чукотского вулканогенного пояса, перекрывающего эти террейны, строение и границы которых в сущности не выявлены.

Даже из тех неполных и отрывочных сведений, которыми мы располагаем, нетрудно сделать вывод о высочайших перспективах кратонных террейнов и структур их обрамления. Особенно тесно эти перспективы связаны с проблемой прогнозирования золотого оруденения, которое характеризуется отчетливо сквозным развитием в структурах Северо-Востока России – от докембрия до кайнозоя. Высокая фанерозойская золотоносность колымских и чукотских террейнов и рудноформационный анализ позволяют прогнозировать в пределах железистокварцитового ряда праформаций месторождения типа Хомстейк, в пределах базит-ультрабазитового ряда – месторождения типа Калгурли, а также золоторудные месторождения уран-многометалльных рядов [2].

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 03-05-64095 и 04-05-64359.

Литература

1. *Аксенова В.Д., Шевченко В.М.* Золотое оруденение и гранитоидный магматизм Северной Пацифики: Тез. докл. Всерос. совещ. Магадан, 1997. С. 33–35.
2. *Сидоров А.А.* Рудные формации и эволюционно-исторический анализ благороднометалльного оруденения. Магадан, 1998. С. 246. (Тр. ДВО РАН).
3. *Сидоров А.А., Берман Ю.С., Найбородин В.И.* К проблеме возраста субвулканического золото-серебряного оруденения на Северо-Востоке России // Сов. геология. 1970. № 8. С. 77–85.
4. *Фомина М.И.* Северо-Восток России: проблемы экономики и народонаселения // Расширенные тез. докл. науч. конф. Магадан, 1998. С. 52.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ РАСПЛАВОВ КОЛЧЕДАННЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЮГА СИБИРИ

В.А. Симонов, И.В. Гаськов

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
simonov@uiggm.nsc.ru

Исследования колчеданных месторождений рудных районов Сибири (Рудный Алтай, Восточная Тува, Салаирский кряж) достаточно убедительно обосновали их генетическую связь с вулканизмом кислого и основного состава. Преимущественное развитие в этих рудных районах имеет контрастнвая базальт-риолитовая формация. Вместе с тем проблема выявления отличительных физико-химических и геохимических признаков собственно рудоносных расплавов в процессе развития вулканогенных систем в районах с колчеданным оруденением остается открытой. Большинство работ, посвященных изучению "особенностей рудоносного вулканизма", основано на исследовании собственно магматических пород рудоносных формаций, которые, являясь конечным продуктом кристаллизации магм, не в полной мере отражают свойства первичного расплава. Более близкими по составу к исходному расплаву, на наш взгляд, являются законсервированные в минералах расплавные включения. Исследование этих включений современными методами может приблизить нас к установлению специфики рудоносных расплавов.

С помощью расплавных включений были изучены геохимические параметры кислых магм в рудных полях колчеданно-полиметаллических месторождений Юбилейное (Рудный Алтай) и Кызыл-Таштыг (Восточная Тува). Включения исследовались в кварце по методике [1, 2]. Составы расплавных включений установлены на рентгеновском микроанализаторе "Camebax-Micro" (ОИГГМ СО РАН, г. Новосибирск). Содержания редких и редкоземельных элементов (РЗЭ), рудных и летучих компонентов во включениях определены на ионном микроанализаторе IMS-4f в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) по методу [3].

Температуры гомогенизации расплавных включений близки в порфирах Юбилейного и Кызыл-Таштыгского месторождений и составляют 1050–1180 °С. Лишь для дорудных порфиров Юбилейного месторождения установлены более высокие температуры (1230–1250 °С).

По характеру распределения и содержаниям РЗЭ гомогенизированные расплавные включения в кварце месторождений Юбилейное и Кызыл-Таштыг близки к данным по самим порфирам, и в целом спектры РЗЭ изученных включений хорошо согласуются с информацией по риолитам Курило-Камчатской островной дуги, что подтверждает их формирования в близких к островодужным палеогеодинамическим условиям. На графиках распределения РЗЭ во включениях фиксируется повышенное содержание легких лантаноидов, а также отчетливый европиевый минимум, который свидетельствует об образовании этих кислых расплавов в результате дифференциации магм при фракционировании плагиоклазов.

Впервые для колчеданных рудных полей на основе изучения расплавных включений с помощью ионного зонда установлено существенное обогащение медью кислых расплавов. Для месторождения Юбилейное (Рудный Алтай) высокие содержания Cu фиксируются на дорудном (844–7118 г/т) и рудоносном (124–1393 г/т) этапах развития магматических систем относительно пострудного (25–45 г/т), а для Кызыл-Таштыга концентрации меди (325–1028 г/т), в десятки раз превышающие кларковые значения, установлены в расплавных включениях дорудных комплексов.

Анализ содержания воды в расплавных включениях риолитовых порфиров в пределах рудного поля месторождения Юбилейное показал, что наиболее сухими были дорудные расплавы (0.19–0.77 мас. % H_2O), обеднены водой пострудные магматические системы (0.94–1.84 мас. %), а рудоносные магмы обогащены H_2O (1.56–4.30 мас. %), т.е. в процессе эволюции кислых магматических систем накопление флюида происходило в рудоносных расплавах. Дорудные кислые магмы месторождения Кызыл-Таштыг также характеризуются невысокими содержаниями воды (0.50–0.52 мас. %.)

Устанавливается сложная связь рудных элементов и флюидных компонентов в расплавах. Обогащенные медью сухие расплавы, сформировавшиеся на ранних этапах (дорудного) развития магматической системы сменялись богатыми медью водонасыщенными магмами, что, вероятно, сопровождалось отделением флюидной фазы и насыщением ее рудными компонентами за счет экстрагирования из расплава. Дальнейшее развитие этой рудно-магматической системы приводило к образованию колчеданных месторождений различных минеральных типов. На заключительных этапах развития магматического очага формировались магмы, обедненные флюидными и рудными компонентами.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 05-05-64341, 04-05-64399 и НШ-1573.2003.5.

Литература

1. *Симонов В.А.* Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
2. *Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.* Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 1183–1211.
3. *Соболев А.В.* Включения расплавов в минералах как источник принципиальной петрологической информации // Петрология. 1996. Т. 4, № 3. С. 228–239.

УРОВЕНЬ КОНЦЕНТРАЦИЙ МЕДИ В ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВАХ, ГЕНЕРИРУЮЩИХ РАЗНОМАСШТАБНЫЕ Cu-Mo-ПОРФИРОВЫЕ ОРУДЕНЕНИЯ

В.А. Симонов, В.И. Сотников, С.В. Ковязин

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
simonov@uiggm.nsc.ru

Одним из важных факторов формирования разномасштабных месторождений является уровень концентраций рудных элементов в материнских расплавах. С целью выяснения влияния этого фактора для Cu-Mo-порфировых месторождений по методике [1, 2] исследовались расплавные включения во вкрапленниках кварца порфировых пород (штоки, дайки) рудоносных магматических комплексов. Составы включений определялись на рентгеновском микроанализаторе "Camebax-micro" (ОИГГМ СО РАН, Новосибирск). Исследовались: 1) дациты (S-0931ж) *небольшого рудопроявления* Амар-Хид, расположенного в Орхон-Селенгинском вулканогенном прогибе (Северная Монголия) на удалении от месторождения Эрдэнэтуин-Обо; 2) гранит-порфиры (S-0557/2) *мелкого месторождения* Баян-Ула в Центральной Монголии. Для сравнения привлекались результаты изучения расплавных включений в риолитах *крупного месторождения* Залдивар в Чили [3].

Для образца S-0557/2 температуры гомогенизации расплавных включений (1030–1190°С) вполне отвечают реальным температурам кристаллизации, сравнимым с данными по включениям в кварце эффузивов (порядка 1140–1165 °С) [4–7]. Высокие температуры, установленные для образца S-0931ж (1210–1225°С), отмечались и ранее для включений в кварце [4, 8] и объяснялись потерей летучих кислым расплавом вследствие его нагрева поднимающейся базальтоидной магмой.

По химическому составу изученные гомогенизированные расплавные включения соответствуют породам нормальной щелочности, несмотря на повышенные суммы щелочей (для S-0931ж до 7.8 мас. %). В расплавах образца S-0557/2 щелочей заметно меньше (до 5.3 мас. %). По содержанию SiO_2 расплавные включения изученных образцов также различаются. Для S-0931ж характерны риодацитовые-риолитовые расплавы с 72–76 мас. % SiO_2. Расплавы S-0557/2 содержат явно больше SiO_2 (до 78 мас. %) и принадлежат к семейству низкощелочных риолитов. Минимальные значения железистости (FeO/MgO до 5.7) характерны для кислых расплавов S-0931ж. Расплавы S-0557/2 более железистые (FeO/MgO около 11–20). В то же время они содержат меньше FeO (0.38–0.62 мас. %) по сравнению с S-0931ж (0.54–0.84 мас. %). Таким образом, повышенная железистость определяется в основном минимальными значениями MgO. По соотношению K и Na изученные расплавы принадлежат к калиево-натриевым сериям. Для S-0931ж характерна относительно повышенная роль калия (K_2O/Na_2O до 2.5) по сравнению с расплавами S-0557/2 (K_2O/Na_2O – 1.2–2.1).

Значительная часть расплавных включений образца S-0557/2 содержит повышенные количества меди (CuO 430–900 ppm) в отличие от S-0931ж, большинство данных по которому ниже уровня значимых концентраций для микрозонда (300 ppm). Обратная картина с содержанием Cl – низкие для S-0557/2 (250–630 ppm) и существенно более высокие для S-0931ж (1340–1890 ppm). Последнее связывается с обогащением Cl верхних уровней "порфировой колонны" за счет дегазации расплава.

Сравнение полученных данных с результатами исследования расплавных включений в кварце из месторождения Залдивар [3] показало следующее. Наблюдаются более широкие вариации содержания щелочей и SiO_2 во включениях из Залдивара по сравнению с характеристиками расплавов образцов S-0931ж и S-0557/2,

хотя в целом основные группы данных практически совпадают. По железистости рассмотренные расплавы также имеют в основном общие черты с широкими вариациями значений. В то же время по роли калия наблюдаются резкие различия. Если расплавы образцов S-0931ж и S-0557/2 принадлежат к калиево-натриевой серии, то значительная часть данных по включениям Залдивара располагается в поле калиевых серий. Последние также содержат минимальное количество железа. По количеству Cl рассматриваемые расплавы во многом совпадают, но для Залдивара есть данные и об аномальных (до 5000 ppm) его концентрациях. Включения в кварце Залдивара существенно обогащены медью, и в диапазоне до 4000 ppm CuO намечается определенная положительная корреляция с содержанием хлора.

Основные выводы.

1. Изученные включения в кварце из образцов S-0931ж и S-0557/2 свидетельствуют о кристаллизации этих пород из риодацитовых и риолитовых расплавов нормальной щелочности.

2. Температурный режим магматических систем был различен. Если в случае S-0557/2 температуры (1030–1190 °C) вполне отвечают реальным температурам кристаллизации, сравнимым с данными по включениям в кварце эффузивов, то высокие температуры, установленные для S-0931ж (1210–1225 °C), объясняются, скорее всего, перегревом кислого расплава поднимающейся базальтоидной магмой (возможное влияние суперплюма). Последнее согласуется с [9].

3. В расплавных включениях образца S-0557/2 установлено повышенное содержание меди (до 900 ppm), не зависящее от количества хлора.

4. Кислые расплавы образцов S-0931ж и S-0557/2 по большинству петрохимических характеристик имеют сходные черты с данными по расплавным включениям в кварце месторождения Залдивар. В то же время кислые расплавы последнего явно более калиевые и содержат существенно больше меди.

5. В целом намечается корреляция масштабности оруденения с уровнем содержаний меди в рудоносных расплавах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 05-05-64341, 04-05-64238.

Литература

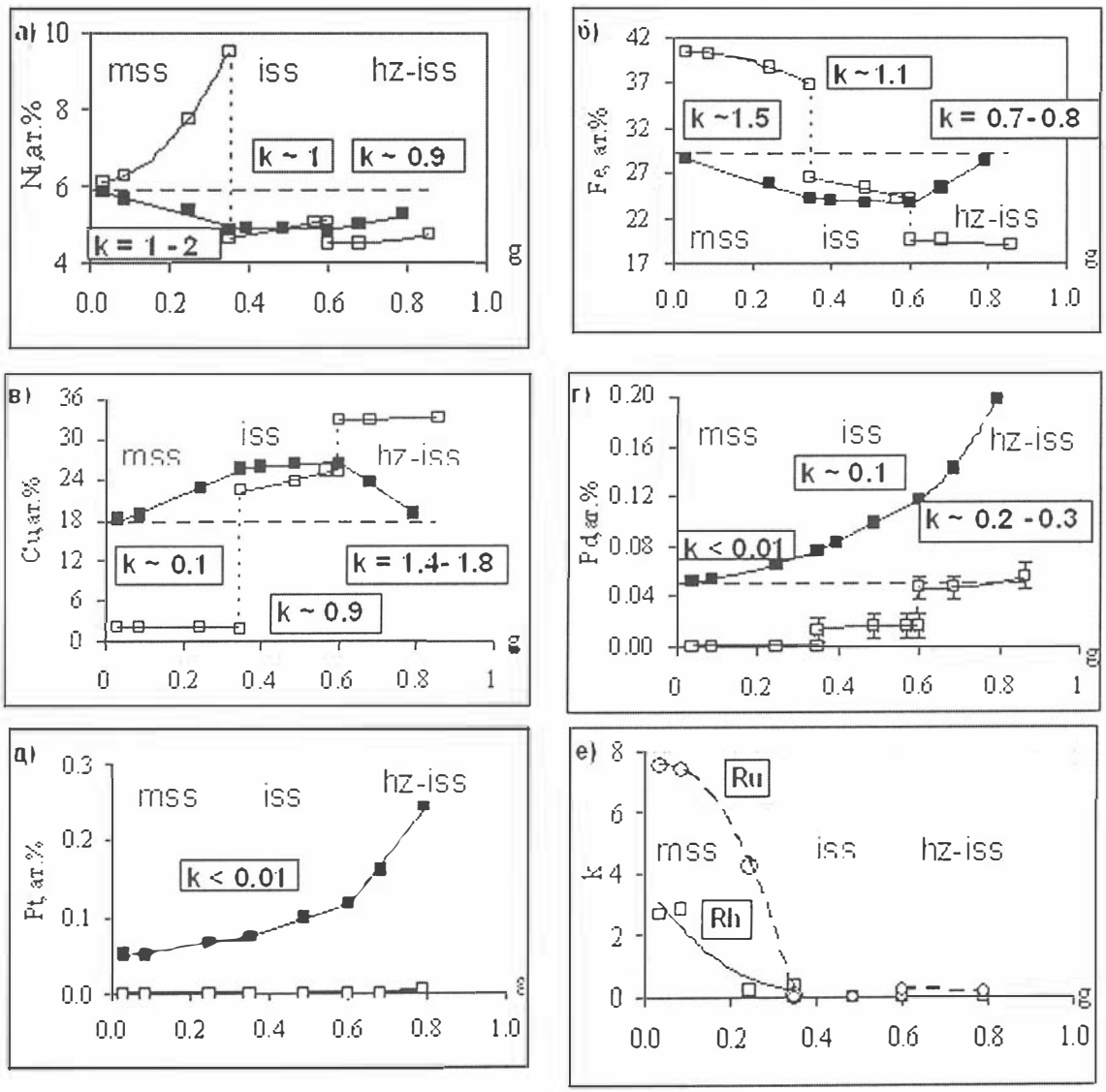
1. *Симонов В.А.* Петрогенезис офиолитов (термобарогеохимические исследования). Новосибирск: ОИГГМ СО РАН, 1993. 247 с.
2. *Sobolev A.V., Danyushevsky L.V.* Petrology and Geochemistry of Boninites from the North Termination of the Tonga Trench: Constraints on the Generation Conditions of Primary High-Ca Boninite Magmas // J. Petrol. 1994. V. 35. P. 1183–1211.
3. *Campos E., Touret J.L.R., Nikogosian I., Delgado J.* Overheated, Cu-bearing magas in the Zaldivar porphyry-Cu deposit, Northern Chile. Geodynamic consequences // Tectonophysics. 2002. V. 345, N 1–4. P. 229–251.
4. *Бабанский А.Д., Ашихмина Н.А., Коваленко В.И. и др.* Исходная магма пород Верхнечегемского кальдерного комплекса (Северный Кавказ) по данным изучения включений в минералах // Докл. РАН. 1995. Т. 344, № 2. С. 226–228.
5. *Карпухина В.С., Наумов В.Б., Баранов Э.Н., Кононкова Н.Н.* Состав расплавов кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) по данным изучения включений в кварце // Докл. РАН. 1998. Т. 358, № 1. С. 100–103.
6. *Лапухов А.С., Симонов В.А., Ковязин С.В.* Особенности формирования магматических комплексов Салаирского колчеданно-полиметаллического рудного поля (Западная Сибирь) // Геология и геофизика. 2001. Т. 42, № 8. С. 1186–1195.
7. *Наумов В.Б., Карпухина В.С., Баранов Э.Н., Кононкова Н.Н.* Составы расплавов, содержания летучих компонентов и элементов-примесей, температуры кристаллизации кварца кислых вулканитов Верхнеуральского рудного района (Южный Урал) // Геохимия. 1999. № 4. С. 339–351.
8. *Симонов В.А., Гаськов И.В., Ковязин С.В., Борисенко А.С.* Эволюция геохимических параметров кислых расплавов при формировании колчеданных месторождений Рудного Алтая // Докл. РАН. 2005. Т. 403, № 5. С. 1–4.
9. *Берзина А.П., Добрецов Н.Л., Сотников В.И., Пономарчук В.А.* Cu-Mo-порфировый магматический центр Эрдэнэтуин-Обо (Монголия) как отражение пермо-триасового суперплюма // Докл. РАН, 2004. Т. 399, № 6. С. 806–809.

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ И ПРИМЕСЕЙ Pt, Pd, Rh И Ru ПРИ НАПРАВЛЕННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РАСПЛАВОВ СИСТЕМЫ Fe-Ni-Cu-S

Е.Ф. Синякова[1], В.И. Косяков[2], Г.Р. Колонин[1]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
efsin@uiggm.nsc.ru, kolon@uiggm.nsc.ru
[2]Институт неорганической химии им. А.В. Николаева СО РАН, г. Новосибирск, Россия
kosyakov@che.nsk.su

Фракционная кристаллизация играет важную роль в образовании платино-медно-никелевых руд таких месторождений, как Седбери, Норильск-Талнах, Дулут и др.[2]. Традиционные методы исследования этого процесса основаны на исследовании химического и фазового составов закаленных после изотермической обработки образцов, принадлежащих системе Fe–Ni–Cu–S, и легированных примесями платиноидов. В настоящей работе впервые непосредственно изучен процесс направленной кристаллизации расплавов



Кривые распределения Ni (*а*), Fe (б), Cu (*в*), Pd (*г*) и Pt (*д*) в обр. 2.

Светлые квадраты соответствуют концентрации элементов в твердой фазе, затемненные – в расплаве. Штриховой горизонталью показана концентрация компонента в исходном расплаве. В рамках даны коэффициенты распределения металлов между соответствующей твердой фазой и расплавом; *е* – зависимость коэффициентов распределения Rh и Ru от степени кристаллизации *g*.

системы Fe–Ni–Cu–(Pt, Pd, Rh, Ru)-S. В связи с этим нами проведена направленная кристаллизация двух образцов, исходные составы которых выбраны в области первичной кристаллизации моносульфидного твердого раствора [$(Fe, Ni)_{1\pm x}S$] (mss), так как он является наиболее ранним продуктом кристаллизации рудообразующего сульфидного расплава. Ее осуществляли, опуская ампулу с гомогенным расплавом из горячей зоны в холодную со скоростью $2.3\cdot10^{-8}$ м/с. Эти условия обеспечивали протекание процесса в квазиравновесном режиме. Полученные слитки длиной ~80 мм и диаметром ~7 мм разрезали на ~20 частей сечениями, перпендикулярными продольной оси. Эти фрагменты образца использовали для приготовления аншлифов, которые исследовали методами микроскопического, рентгенофазового и микрорентгеноспектрального анализа.

Образец 1 (Fe = 29.3, Ni = 5.9, Cu = 17.6, Pt = Pd = Rh = Ru = 0.05, S = 47.0 ат. %) состоял из четырех участков: начального из mss, следующие участки – из промежуточного твердого раствора [$Cu_{1\pm x}Fe_{1\pm y}S_2$] (iss) и из четверного твердого раствора [$(Ni,Cu,Fe)_{3\pm x}S_2$] (hz-iss), в последней части слитка присутствовал многофазный продукт, образовавшийся при затвердевании остаточного расплава. Переход от одного участка к другому можно интерпретировать как протекание бивариантных фазовых реакций с участием расплава и двух кристаллических фаз: 1) L + mss → iss, 2) L + iss →hz-iss. По результатам измерения состава твердого слитка с использованием уравнений материального баланса компонентов были рассчитаны состав расплава в произвольный момент кристаллизации и значения коэффициентов распределения (k) макрокомпонентов и микропримесей. Экспериментальные кривые распределения макрокомпонентов, Pt и Pd в образце показаны на рисунке. Там же приведены значения k, которые для этих элементов слабо изменяются в процессе кристаллизации. Для Ru и Rh показано изменение k вдоль образца. Видно, что при кристаллизации mss Ni, Fe, S, Ru и Rh концентрируются преимущественно в твердой фазе, а Cu и Pd оттесняется в расплав. Интересно, что iss кристаллизуется со слабым изменением состава по макрокомпонентам, а все платиноиды концентрируются в расплаве. При кристаллизации hz-iss расплав обогащается Ni, Fe, S, Ru, Rh, Pt и Pd, а Cu преимущественно переходит в слиток. Выявлено, что Pt практически отсутствует в mss, в iss и hz-iss эта примесь находится преимущественно в виде включений Pt_3Fe.

Образец 2 (Fe = 23.3, Ni = 17.5, Cu = 11.6, Pt = Pd = Rh = 0.2, S = 47.0 ат. %) состоял из трех участков (mss / hz-iss / продукты кристаллизации остаточного расплава в виде предположительно эвтектической смеси пентландита и борнита). Поведение макрокомпонентов и микропримесей при кристаллизации образцов 2 и 1 аналогично. Следует отметить, что в закристаллизованных образцах присутствовали включения пентландита (pn). На начальных участках образцов 1 и 2 он выделялся в виде ламелей в результате твердофазного распада mss. Эти выделения характеризовались повышенным содержанием Fe, Cu и Rh: $Fe_{23.9}Ni_{21.6}Cu_{7.2}Rh_{0.2}Pd_{0.06}S_{47.1}$. Четверной твердый раствор hz-iss при закалке распадался на смесь фаз: борнитового [$Cu_{5\pm x}Fe_{1\pm y}S_4$] (bnss), промежуточного (iss) и пентландитового [$(Fe_zNi_{1-z})_{9+}dS_8$] (pn) твердых растворов. Химический анализ пентландитовых зерен дал вариации состава от $Fe_{23.0}Ni_{28.7}Cu_{1.6}Pd_{0.3}S_{46.4}$ до $Fe_{23.3}Ni_{23.8}Cu_{6.1}Pd_{0.2}S_{46.7}$. Пентландит, образующийся при затвердевании остаточного расплава, имеет состав: $Fe_{17.1}Ni_{34.4}Cu_{1.5}Pd_{0.9}S_{46.1}$

Отметим, что такие особенности, как подобие концентрирования Pt и Pd, Rh и Ru, а также скачкообразное изменение их коэффициентов распределения при возникновении новых минеральных ассоциаций, были отмечены Дистлером и др. [1] как характерные для медно-никелевых руд Норильских месторождений. Эти особенности авторы связывают с "кристаллизационной дифференциаций сульфидных расплавов". Полученные нами результаты отражают наблюдаемую зональность медно-никелевых руд и связанную с ней особенности поведения платиноидов.

Литература

1. *Дистлер В.В. и др.* Петрология сульфидного магматического рудообразования. М.: Наука, 1988. 230 с.
2. *Налдретт А.Дж.* // Генезис рудных месторождений. М.: Мир, 1984. Т. 2. С. 253–343.

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ФРОНТАЛЬНЫХ ЗОН АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА)

Л.И. Скринник

Институт геологических наук МО и НР К, г. Алматы, Казахстан

В современной структурной ситуации, представляющей результат молодых перемещений, Илийская ветвь краевого девонского вулканического пояса Казахстана обрамляет окраинный Джунгаро-Балхашский бассейн с юга и юго-запада. Ширина ветви около 200 км, протяженность до сочленения с Центрально-Казахстанским сегментом порядка 1000 км. В ее фронтальной и тыловой (перивулканической) частях выходят гнейсовые купола фундамента, рассеченные диагональной решеткой базитовых поясов и перекрытые раннепалеозойскими углеродистыми карбонатными и терригенными толщами.

Во фронтальной зоне вулканического пояса вулканиты чередуются с прибрежно-морскими и наземными терригенными накоплениями, что обусловлено неоднократной миграцией вулканических зон в краевую часть Джунгаро-Балхашского бассейна и морской трансгрессией в пределы вулканического пояса (соответственно моментам сжатия и растяжения). Девонские вулканогенные образования по составу соответствуют последовательно дифференцированной андезибазальт-дацито-риолитовой, дацито-риолитовой, базальт-трахиандезитовой и андезит-дацито-риолитовой формациям и образуют наиболее полный вертикальный ряд во фронтальной и осевой частях пояса [3]. В тыловой зоне вулканиты имеют контрастный субщелочной состав и развиты локально. Соседняя с севера зона морской осадочной седиментации Джунгаро-Балхашского бассейна не несет существенной металлогенической нагрузки девонского возраста

В металлогении Илийского сегмента фронтальная зона занимает важное место благодаря масштабам полиметаллического оруденения. Основные рудные запасы сосредоточены в фундаменте вулканического пояса и связаны с ордовикским магматизмом рифтового типа. Это большей частью колчеданно-полиметаллические и полиметаллические месторождения с изотопным возрастом свинца около 420–460 млн лет: Текелийская группа, Екпенды, Сууктюбе, Кюелы, Усек, БольшойУсек, Тельмановское [1], Буруптас, Акпан и др.[4]. С девонским вулканизмом они связаны процессами регенерации. Нижнепалеозойские углеродисто-карбонатные и углеродисто-глинистые толщи, изначально обогащенные гидротермально-осадочным свинцом и цинком и пронизанные густой сетью девонских субвулканических, жерловых тел и даек, испытали интенсивный прогрев и проработку вулканическими гидротермами и привнос рудного вещества. Густая решетка субвулканических тел кремнекислых и основных пород, секущих углеродистые сланцы, доломиты и известняки с резко меняющимися физико-химическими свойствами служила осадителем гидротермальных растворов. Сами субвулканические тела, жерловины и дайки гидротермально изменены и несут значительные концентрации полиметаллов. В риолитах наряду с полиметаллами порой присутствует золото до 5 г/т.

Более мелкие, но многочисленные полиметаллические объекты расположены в палеонтологически датированных вулканогенных отложениях франского яруса девона, имеющих отчетливую халькофильную геохимическую специализацию. Часть из них приурочена к стратовулканам, насыщенным экструзивными куполами, некками и дайками кремнекислого состава. Это Кызылжарская группа (Ураганное, Буракой, Жайпак, Доланкара, Сулушокы). К неккам девонских риолитов приурочены проявления Бурхан Восточный, Северная зона, Попутный и др. В Чу-Илийском районе это рудопроявления Дружное, Марьинское, Кумадыр. Они принадлежат вулканогенно-гидротермальному типу. Рудные проявления приурочены к кольцевым и линейным вулканическим структурам, а в их пределах к околожерловым и жерловым частям построек, вулканическим, и осадочным породам склонов и подножий, с контрастным составом, высоким градиентом пористости, наличием экранов в виде даек, экструзивов, мощных лавовых потоков, субвулканических тел.

Околоинтрузивный гидротермальный тип полиметаллического оруденения объединяет многочисленные мелкие объекты в девонских вулканогенно-осадочных толщах, приуроченные к экзоконтактовым зонам интрузивов позднефранской гранодиоритовой формации, породы которой также геохимически специализированы на цветные металлы (до 4–10 кларков). Это Долинное, Жаршапкан, Ешкиольмес, Ащибулак, Керегетас, Алабасы, Дувантау в Джунгарском Алатау [1] и Аксуек, Карпыкбай, Карабие и др. в Чу-Илийском районе [4].

Общими чертами рудных объектов всех трех типов является их контроль долгоживущими субширотными и северо-западного простирания разломами, обилие секущих магматических тел, их лавовый и субвулканический облик, преимущественно линейная форма, контрастность вмещающей среды,

наличие экранов, активность гидротермальных систем, и, наконец, непосредственный привнос рудного вещества [2].

В глобальном масштабе известна приуроченность полиметаллических месторождений к границам литосферных плит, где обычны стабильность эндогенного режима, обилие разрывных нарушений и их пересечений, обеспечивающих оптимальную проницаемость и циркуляцию гидротермальными и гидрогеологическими системами. Важнейшая роль принадлежит базитовым поясам фундамента, в нашем случае ордовикскому рифту с базальт-спилитовым магматизмом и сопровождающим его гидротермально-осадочным оруденением. Околорудные метасоматиты (пропилиты, березиты, доломиты) являются продуктами кислой гидротермальной проработки. Ювенильной является и часть углерода, присутствующая в трещинах кливажа, секущих породы различного состава.

Для сравнения: тыловая зона девонского пояса характеризуется контрастностью вулканитов по составу, обилием рифтоподобных грабенов, более мощной сиалической корой и обстановками, благоприятными для локализации редкометалльно- и золото-полиметаллического оруденения с более значительной ролью щелочных гидротерм.

Литература

1. *Бекжанов Г.Р., Пучков Е.В., Зорин Е.С., Лось В.Л.* Закономерности размещения и перспективы полиметаллического оруденения Казахстана. Алма-Ата: Изд-во КазИМС, 1978. 217 с.
2. *Скрипник Л.И.*Зональность оруденения Илийского вулканического пояса // Металлогеническое районирование вулканических поясов. Хабаровск, 1988. С. 178–179.
3. *Скрипник Л.И., Сенкевич М.А.*Формации и зональность девонского вулканического пояса Юго-ВосточногоКазахстана // Геология Казахстана. 1996. № 4 . С. 23–43.
4. *Чу-Илийский* рудный пояс. Металлогения. Алма-Ата: Наука КазССР, 1980. 232 с.

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ ОСНОВНОЙ СУТУРНОЙ ЗОНЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КАЗАХСТАНСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА

А.В. Смирнов, О.А. Федоренко, М.С. Рафаилович

Институт природных ресурсов ЮГГЕО, г. Алматы, Казахстан

Теория тектоники литосферных плит позволила создавать генетические модели для разных геодинамических обстановок и связанных с ними рудообразующих систем. В настоящее время можно с уверенностью говорить об определенной минерагенической специализации и глубинных механизмах формирования месторождений во внутриплитной обстановке, на пассивных окраинах континентов, на конвергентных и дивергентных границах плит [1]. Однако достаточно широкие (от первых до многих десятков километров) сутурные зоны (СЗ), разделяющие бывшие плиты и террейны, отличаются своеобразной минерагенией, но остаются недостаточно понятыми и изученными в силу своей чрезвычайно сложной структуры и многоэтапной истории развития. А между тем именно такие зоны вмещают крупнейшие рудные месторождения, такие как Мурунтау, Кимперсай и др.

Сутурные зоны – это зоны мегамеланжа, образованные в результате коллизии на месте конвергентных и трансформных границ литосферных плит. В них, как правило, присутствуют тела офиолитов, метаморфических пород сверхвысоких давлений, а также флиша, олистостром, островодужных вулканических толщ, рифовых известняков, т. е. разнообразных геодинамических обстановок. Матриксом служит терригенный обломочный материал и динамосланцы. Рудные и нерудные месторождения сутурных зон столь же разнообразны, как и геодинамические обстановки, в которых формировались блоки мегамеланжа, слагающие эти зоны. В офиолитовых аллохтонах встречаются месторождения хромитов, никель-кобальтовых руд, платины, медно-цинково-колчеданных руд, ртутные и сурьмяно-ртутные. Из нерудных полезных ископаемых здесь присутствуют месторождения магнезита и цветных камней. В метаморфитах сверхвысоких давлений имеются месторождения технических алмазов. В зонах динамометаморфизма располагаются месторождения золота, тантала-ниобия и олова. Углубленное изучение геологического строения СЗ, особенностей их формирования и состава открывает принципиально новые возможности для прогнозирования месторождений полезных ископаемых [2].

Основная сутурная зона (ОСЗ) Казахстанского палеоконтинента протягивается в меридиональном направлении от Северного Тянь-Шаня и Шу-Илийских гор на юге до низовьев р. Селета на севере. Она образована в позднем ордовике в результате закрытия основной ветви Палеоазиатского океана и столкновения Степнякской островной дуги с несколькими террейнами и Атасу-Жонгарским микроконтинентом. Изучается ее южная часть от гор Кендыктас до долины р. Сарысу. Структура зоны сложна, и ширина ее значительна из-за большого количества геологических объектов, участвовавших в столкновении. Это Шуский, Приатасуйский, Жельтауский, Чокпарский и Кастекско-Кендыктасский террейны; Бурунтауская аккреционная призма; Жуантобинский и Саксаулдалинский офиолитовые аллохтоны. Террейны разделены шовными зонами второго порядка, главными из которых являются Кордайско-Моинкумская, Жалаир-Найманская и Сарытумская.

В металлогеническом плане наиболее продуктивны шовные зоны второго порядка. Они протягиваются в северо-западном направлении на сотни километров, их ширина от первых сотен метров до 1–2 км. В строении зон участвуют фрагменты вендско-нижнекембрийского офиолитового комплекса (серпентинизированные гипербазиты, базальты и диабазы, полосчатый комплекс габбро-диорит-плагиогранитного состава), ордовикских комплексов: карбонатно-терригенного флиша, аккреционного олистостромового комплекса, включающего олистолиты и крупные фрагменты тектонических покровов офиолитов, яшм, порфироидов, карбонатных пород; миндалекаменные базальты и туфы вулканической островной дуги. С шовными зонами связаны своеобразные малые интрузии и дайки диорит-гранодиоритового и граносиенитового состава. Вулканические и осадочные комплексы подверглись крайне неоднородному динамометаморфизму, высокобарическому в офиолитах, и гидротермальному метаморфизму. В зонах шириной до 1–2 км породы превращены в тектонический меланж, кварц-серицитовые и серицит-хлоритовые сланцы с зонами пропилитизации и березитизации. В контактовых зонах Кордайско-Чатыркульского плутона образуются биотитовые и амфиболовые контактовые гнейсы. Степень деформированности достигает высших тектонофаций, развит весьма интенсивный кливаж, будинаж песчаниковых слойков и кварцевых прожилков, вторичные крутошарнирные складки. Общее падение Кордайско-Моикумской и Жалаир-Найманской зон крутое северо-восточное. Первая сложно изогнута в плане и фрагментирована сдвигами северо-восточного простирания, вторая имеет выдержанное простирание с небольшими плавными изгибами. Падение Сарытумской зоны юго-западное, крутое.

Формирование структуры шовных зон происходило в несколько этапов. Зоны с аккреционными комплексами зародились на активной континентальной окраине в связи с субдукцией океанической коры. В раннем ордовике имел место перескок зоны субдукции от Жалаир-Найманской к Сарытумской в связи с аккрецией Жельтауского террейна. Своеобразное строение офиолитов без комплекса параллельных даек свидетельствует о трасформном характере границ и косой субдукции. В этих условиях образовались продольные зоны сдвигового динамометаморфизма. После коллизии в Жалаир-Найманской зоне возник крупный продольный правосторонний сдвиг.

В пределах зон находятся месторождния золото-сульфидно-кварцевого жильного и жильно-прожилкового типов Каратас, Чокпар Северный, Гагаринское, Ушалык, Кепкен, Карагуз и другие, золото-медно-железорудно-скарнового типа Хантауское. В висячем боку Кордайко-Моинкумской зоны локализовано золото-медное жильное месторождение Шатырколь. К висячему боку Жалаир-Найманской зоны и окраине Жельтауского террейна приурочен богатый золоторудный пояс, включающий крупное месторождение Акбакай золото-сульфидно-кварцевого жильного типа и ряд месторождений таких же руд жильного, штокверкового и прожилково-вкрапленного типов (Верхне-Андассайское, Карьерное, Жайдарман, Кенгир и др.). Явственно выражена золоторудная специализация шовных зон. Одним из источников золота, очевидно, служил офиолитовый комплекс океанической коры. Мобилизация и первичная концентрация металла могла быть связана с высокобарическим динамометаморфизмом и магматизмом в зонах субдукции. Процессы коллизии породили два новых процесса, способствовавших ремобилизации и созданию вторичных богатых концентраций металла: специфический диорит-гранодиоритовый магматизм шовных зон и локальный динамометаморфизм.

Литература

1. *Ковалев А.А.* Мобилизм и поисковые геологические критерии. М.: Недра, 1985. 223 с.
2. *Ужкенов Б.С., Мазуров А.К., Смирнов А.В. и др.* Строение, формирование и рудоносность главных сутурных зон Центральной Евразии // Тр. Междунар. науч.-практ. конф. Ташкент, 2003. С. 37–39.

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ КАК СОСТАВЛЯЮЩАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА

А.А. Сорокин[1], В.А. Пономарчук[2], А.П. Сорокин[1], В.И. Сотников[2], А.Б. Котов[3], В.О. Гимон[2]

[1]Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, Россия
sorokin@ascnet.ru
[2]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
sotnikov@uiggm.nsc.ru
[3]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, Россия
akotov@peterlink.ru

В пределах Приамурья, в геологическом отношении охватывающего северную окраину Амурского супертеррейна и восточный сегмент Монголо-Охотского складчатого пояса, известен ряд золотосеребряных, золоторудных, медно-молибден-порфировых месторождений и проявлений. Исследование этих объектов имеет длительную историю. В рамках геосинклинальной концепции, их формирование традиционно связывалось с мезозойской эпохой тектоно-магматической активизации. В конце XX столетия в связи со сменой парадигм в геологии возникла необходимость переосмысления причин возникновения этих месторождений и рудопроявлений в соответствии с тектоникой литосферных плит. Эта проблема неоднократно поднималась в литературе, но до сих пор вопросы связи процессов рудообразования с конкретными магматическими комплексами и геодинамическими обстановками в пределах рассматриваемого региона во многих случаях носят декларативный характер. Это обусловлено отчетливым дефицитом надежных геохронологических данных, как для магматических комплексов, так и рудных образований. В последние годы такие данные стали появляться. Так, вдоль северной окраины Амурского супертеррейна, обращенной к структурам Монголо-Охотского складчатого пояса, на основе результатов $^{40}Ar/^{39}Ar$ изотопного датирования можно выделить следующие возрастные уровни мезозойского магматизма [1]: около 145 млн лет – комплекс умеренно щелочных гранитов и гранит-порфиров (магдагачинский комплекс); 134–140 млн лет – гранит-гранодиоритовый (верхнеамурский) комплекс; 127–130 млн лет – монцодиорит-гранодиоритовый (буриндинский) комплекс; 124–127 млн лет – андезитовый (талданский) комплекс; 115–119 млн лет – трахибазальт-риолитовый (галькинский) комплекс; 105–95 млн лет – трахибазальт-трахиандезитовый комплекс.

Раннемеловые гранитоидные и близкие им по возрасту андезитовые комплексы в возрастном интервале 145–124 млн лет характеризуются сравнительно древними Nd-модельными возрастами ($T_{Nd}(DM)$ = 1.0–1.3 млрд лет, $T_{Nd}(DM\text{-}2st)$ = 1.2–1.3 млрд лет) и отрицательными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ = –4.7...–3.4. Геохимические особенности этих пород (умеренные содержания LILE, дефицит Nb, Ta, определенный избыток Sr) сближают их с типичными образованиями активных континентальных окраин и дают основания полагать, что магмообразующим субстратом для них являлась смесь корового и мантийного источников.

Более поздние трахибазальт-риолитовый и трахибазальт-трахиандезитовый вулканические комплексы конца раннего –начала позднего мела (119–95 млн лет) характеризуются несколько более молодыми Nd-модельными возрастами ($T_{Nd}(DM)$ = 0.9–1.0 млрд лет, $T_{Nd}(DM\text{-}2st)$ = 1.0–1.2 млрд лет) и более высокими величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ = –3.3...–0.6 по сравнению с раннемеловыми гранитоидными и андезитовыми комлексами. Учитывая обогащенность этих пород такими элементами, как K, Rb, Th, U, REE, нельзя исключать участие в магмообразовании (наряду с другими источниками) обогащенной мантии.

Близкие возрастные уровни магматизма отмечаются и для северной части Большехинганского пояса [3]. Кроме того, во внутренней части Амурского супертеррейна выявлены трахириолиты с возрастом 133–136 млн лет [1] и гранитоидов А-типа с возрастом 122–125 млн лет [2 и др.]. Эти образования характеризуются наиболее молодыми Nd-модельными возрастами $T_{Nd}(DM\text{-}2st)$ = 0.7–0.8 млрд лет) и максимальными положительными значениями $\varepsilon_{Nd}(T)$ = +1.8... +2.3. В совокупности с геохимическими данными (в частности, высокие содержания LREE, HFSE) можно предполагать, что в образование родоначальных для этих пород расплавов значительный вклад внес мантийный источник (или смесь мантийных источников).

Приведенные материалы свидетельствуют о том, что мезозойский магматизм северной окраины Амурского супертеррейна имеет выраженный дискретный характер, причем магматические комплексы разных возрастных уровней имеют свои геохимические особенности. В этой связи вполне закономерно возникает вопрос увязки конкретных рудных объектов с тем или иным магматическим комплексом.

Первым результатом планомерных работ в указанном направлении является получение нами возрастных характеристик для Боргуликанского рудного поля. В частности, для ранних кварцевых монцодиоритов получены $^{40}Ar/^{39}Ar$-датировки для матрикса – 125.8±0.7 (плато) и 125.3±1.6 (изохрона) млн лет;

по биотиту – 125.2±1.8 (плато) и 124.8±0.9 (изохрона) млн лет. По вкрапленникам плагиоклаза ранних кварцевых монцодиоритов, испытавших интенсивные преобразования, возраст составляет 121.8±1.9 (плато) и 121.3±2.9 (изохрона) млн лет. Почти аналогичные возрастные оценки – 122.6±0.7 (плато) и 122.9±1.7 (изохрона) млн лет получены для биотита поздних кварцевых монцодиоритовых порфиритов, с которыми связывается основной рудно-метасоматический этап. Таким образом, возраст предрудных кварцевых монцодиоритов Боргуликанского рудного поля (126–125 млн лет) в общей схеме развития раннемелового магматизма западной части Умлекано-Огоджинского вулканноплутонического пояса соответствует уровню талданского вулканического комплекса (127–124 млн лет). Возраст "рудоносных" кварцевых монцодиоритовых порфиритов и, очевидно, сопряженного с ними процесса преобразований (123–122 млн лет) находится в своеобразной "вилке" между возрастами талданского андезитового (127–123 млн лет) и галькинского трахибазальт-риолитового (119–115 млн лет) комплексов, но ближе к первому.

Таким образом, мезозойский магматизм Верхнего Приамурья представляет собой серию сближенных во времени комплексов, различающихся геохимическими и изотопно-геохимическими особенностями. С одними из таких эпизодов магматизма связывается формирование Боргуликанского рудного поля, продолжаются работы по установлению возраста типовых золоторудных и золотосеребряных месторождений. Эти данные могут служить отправным моментом для пересмотра с новых позиций взглядов на металлогению региона.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 05-05-64242-а, Интеграционного проекта СО РАН (6.11).

Литература

1. *Сорокин А.А., Пономарчук В.А., Сорокин А.П., Козырев С.К.* Геохронология и корреляция мезозойских магматических образований северной окраины Амурского супертеррейна // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2004 . Т. 12, № 6. С. 38–54.
2. *Jahn B-M, Wu Fu-Y, Capdevila R. et al.* Higly evolved juvenile granites whith tetrad REE patterns: the Woduh and Baerzhe granites from the Great Xing'an Moutains in the NE China // Lithos. 2001. V. 59. P. 171–198.
3. *Wei-Ming Fan, Feng Guo, Yue-Jun Wang, Ge Lin.* Late Mesozoic calc-alkaline volcanism of post-orogenic extension in northern Da Hinggan Mountains, northeastern China // J. Volcanol. Geotherm. Res. 2003. V. 121. P. 115–135.

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРЕДШЕСТВЕННИКИ РУДОНОСНОГО ПОРФИРОВОГО МАГМАТИЗМА В МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ РУДНЫХ УЗЛАХ

В.И. Сотников, В.А. Пономарчук, А.П. Берзина, В.О. Гимон

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
sotnikov@uiggm.nsc.ru

Полученные в последние годы многочисленные изотопно-геохронологические данные свидетельствуют о значительной общей длительности проявления разновозрастных геологических процессов в рудных узлах, приводящих в конечном счете к крупномасштабному концентрированию рудного вещества. Эта проблема наиболее активно обсуждается применительно к золоторудной минерализации. При этом основной акцент делается на длительную подготовку рудогенеза (период предыстории месторождений). Однако золоторудные месторождения не являются каким-то исключением. Имеются данные по общей длительности эндогенных процессов, приводящих к формированию крупных месторождений урана, редких и редкоземельных элементов, колчеданно-полиметаллических, железорудных и др.

Как показали детальные $^{40}Ar/^{39}Ar$-исследования, в Cu-Mo-порфировых рудных узлах Сибири и Монголии формированию штокверкового медно-молибденового оруденения, сопровождающего развитие рудоносных порфировых комплексов, также предшествовала длительная история проявления магматизма, с отдельными импульсами которого связана разнообразная рудная минерализация. Довольно отчетливо это фиксируется в рудных районах, расположенных в пределах Орхон-Селенгинского прогиба (ОСП) в Северной Монголии, где находится крупнейшее в Центральной Азии месторождение Эрдэнэтуин-Обо.

Все пермо-триасовые вулканогенные и интрузивные образования ОСП сопровождаются проявлением разномасштабной и разнотипной рудной минерализации медного профиля с постоянным присутствием

Эволюция *P–T*-магматизма и оруденения в ОСП

Магматические ассоциации	Возраст, млн лет	Рудно-метасоматические образования
Базальт-андезит-риолитовая серия	P	Самородная Cu в вулканитах, кварц-эпидотовых и хлорит-эпидотовых жилах, зонах эпидотизированных и хлоритизированных пород
Селенгинский комплекс (габбро-диорит-гранодиорит-граносиенит-гранитовая ассоциация)	256±21 (Sm-Nd) 258.6±3.3 и 247±3.7 ($^{40}Ar/^{39}Ar$)	Cu-Ni (ЭПГ) оруденение в расслоенных габбро-норитах. Кварцевые жилы с редкой вкрапленностью пирита, халькопирита. Кварц-турмалиновые жилы с халькопиритом. Cu-скарновая минерализация
Трахиандезитобазальтовая серия	$P_2–T_1$	Самородная Cu в вулканитах, кварц-эпидотовых жилах и зонах гидротермально измененных пород
Шивотинский комплекс (габбро-монцонит-граносиенитовая ассоциация)	244.6±1.0 – 239.3±1.4 ($^{40}Ar/^{39}Ar$)	Геохимические аномалии Cu и Mo; акцессорный халькопирит в пегматоидных образованиях
Эрдэнэтский рудоносный порфировый комплекс (кварцевые диоритовые порфириты, гранодиорит- и гранит-порфиры)	234.6±1.7; 225.3±1.0 – 220.3±5.8 ($^{40}Ar/^{39}Ar$)	Штокверковое Cu-Mo-порфировое оруденение (многоэтапное)
Трахит-трахибазальт-трахиандезитовые вулканиты и дайки, некки трахириолитов и риолитов	$T_3–J_1$	Зоны кварц-серицитового изменения, алунитизации, каолинизации, окварцевания, пиритизации. Геохимические аномалии Cu и Mo

молибдена, как сопутствующего компонента (см. таблицу). Во временной последовательности развития магматизма формируются разнотипные рудные проявления, составляющие единый металлогенический ряд (от ранних к поздним): самородной Cu (P) – Cu-Ni сульфидные – Cu-скарновые и Cu-жильные ($P_2–T_1$) – самородной Cu ($P_2–T_1$) – Cu-Mo-порфировые (T) – рассеянная медная минерализация в метасоматических зонах ($T_3–J_1$).

С учетом близости возраста вулканоплутонических образований ОСП с траппами и ассоциирующими с ними гранитоидами, проявившимися на Сибирской платформе и Таймыре, сходства петрогеохимических характеристик базитовых составляющих, идентичности мантийных стронциевых изотопных меток магматитов и определенной металлогенической общности этих регионов развитие магматизма в ОСП можно, очевидно, рассматривать как отражение плюма, входящего в систему нижнемантийных плюмов, существовавших в пермо-триасовое время на обширной территории Азии. При этом со временем в ОСП происходило увеличение потенциальной рудопродуктивности магм с переходом от малоперспективной рудной минерализации в начальные периоды проявления магматизма к промышленно важному Cu-Mo-порфировому типу на позднем этапе. В этом направлении отмечается рост интенсивности флюидного потока и инверсия окислительно-восстановительного потенциала эндогенной системы в сторону более окислительной обстановки, что стимулировало перенос рудных элементов из глубинных уровней и способствовало увеличению меденосности магматогенных флюидов.

Охарактеризованные особенности металлогенической эволюции ОСП с длительной предысторией формирования Cu-Mo-порфировых месторождений не являются чем-то уникальным. Подобная ситуация характерна для Сорского (Кузнецкий Алатау) и Аксугского (Северо-Восточная Тува) Cu-Mo-порфировых рудных узлов, для района существенно молибденовых месторождений рудного пояса Колорадо, рудных районов Чили и др. Имеются и другие примеры подобного длительного и сложного развития Cu-Mo-порфировых рудных районов. Можно ожидать, что их число будет увеличиваться по мере проведения целенаправленных исследований с широким привлечением изотопно-геохронологических методов.

Обсуждаемый в докладе стиль металлогенического развития рудных районов с длительным периодом проявления многоимпульсного магматизма и разнотипной рудной минерализации, предшествующим Cu-Mo-порфировому оруденению, является одним из важных факторов формирования крупных месторождений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64238, Министерства образования и науки (РНП.2.1.1.702) и Интеграционного проекта СО РАН (6.11).

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЗОЛОТОНОСНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЗАБАЙКАЛЬЯ

А.М. Спиридонов[1], Л.Д. Зорина[1], В.Ю. Прокофьев[2]

[1]Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия
sam@igc.irk.ru
[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
vpr@igem.ru

Рассматривается флюидный режим Дарасунской, Широкинской, Карийской, Ушумунской, Любавинской и Балейской золотоносных рудно-магматических систем (РМС) Забайкалья. Используются как собственные данные исследования флюидных включений в минералах руд, метасоматитов, рудогенерирующих интрузий, так и литературные источники.

Характерная особенность всех РМС – более широкий температурный диапазон гидротермального процесса рудообразования, чем продуктивных стадий.

Магматический этап Дарасунской РМС протекал при температурах 750–700 °С. Установлены обогащенность расплава гранодиорит-порфиров Дарасунской интрузии H_2O (до 6.7 мас. %) и Cl (до 0.36 мас. %), участие CO_2 в гидротермальном процессе, а также наличие в магматическом кварце вторичных включений трех типов – существенно газовых, двухфазовых газово-жидких и включений хлоридных рассолов, отражающих постмагматический рудообразующий процесс и свидетельствующих о непрерывности магматического и гидротермального процессов при формировании Дарасунской РМС, а также о генетической связи оруденения Дарасунского месторождения с Дарасунской каркасной интрузией. Граничные параметры гидротермального процесса Дарасунской РМС: температура (T) 600–120 °С, давление (P) 2040–60 бар, концентрация солей ($C_{солей}$) 51.0–0,5 мас. %- экв. NaCl. Минералообразование рудного этапа происходило в более узком диапазоне: эксплозивных брекчий Дарасунского месторождения при T = 590–314 °С, P = 1460–170 бар, $C_{солей}$ = 50.3–7.0 мас. %-экв. NaCl, руд этого месторождения при T = 430–120 °С, P = 1540–65 бар, $C_{солей}$ = 44.8–1.9 мас. %- экв. NaCl, руд Теремкинского месторождения при T = 466–118 °С, P = 410–70 бар, $C_{солей}$ = 34.7–1.2 мас. %-экв. NaCl, руд Талатуйского месторождения при T = 594–32 °С, P = 1970–150 бар, $C_{солей}$ = 48.7–0.4 мас. %-экв. NaCl. Все указанные объекты имеют сходные черты – температуры рудообразования выше 400 °С, гетерогенный характер флюидов на ранних стадиях, участие в рудообразующем процессе хлоридных высококонцентрированных рассолов, связь с высококалиевыми магматическими породами – и являются разными зонами одной флюидно-магматической системы. Многие черты изученных месторождений характерны для месторождений порфирового типа. Талатуйское месторождение представляет наиболее высокотемпературную фацию руд месторождений дарасунского типа. Термодинамическая обстановка на Теремкинском месторождении указывает на быстрый процесс рудоотложения при резком спаде давления. С кратким временем существования гидротермальной системы, вероятно, и связан мелкий масштаб этого месторождения. На Дарасунском месторождении гидротермальный процесс был наиболее длительным, что и способствовало накоплению золота в больших масштабах.

Рудообразующий этап Широкинской РМС начался минерализацией турмалиновой стадии при T = 600–300 °С [4], последующее минералообразование колчеданной стадии происходило при T = 400–350 °С [1] полиметаллической и сульфосольной при 300–150 °С [1], реальгар-антимонитовой и ртутно-барит-антимонитовой при 200–50 °С [4]. На фоне постепенного уменьшения температуры гидротермального раствора и не меняющейся величины Na^+/Cl^- наблюдается направленность изменения химизма каждой последующей порции флюида, выраженная в снижении величин Ca^{2+}/Mg^{2+} и SO_4^{2-}/Cl^- и возрастании значения K^+/Na^+.

Магматический этап Карийской РМС характеризуется более высокими температурами (920–690 °С) по сравнению с Дарасунской. При повышенных содержаниях H_2O и Cl в исходных силикатных расплавах обеих систем в Карийской они более высоки. Часть гидротермального флюида имеет магматическую природу, как и основной источник рудного вещества. В Карийской РМС оруденение связано с дайками грорудитов и гибридных порфиров, которые являются сателлитами Кара-Чачинского массива амуджикано-сретенского комплекса (J_{2-3}). Во включениях силикатного расплава в кварце гранитов Кара-Чачинского массива установлены T = 800–690°С, P = 4.8–4.2 кбар, C_{H_2O} = 11.3–3.5 мас. % , C_{Cl} = 0.48–0.22 мас. %; в дайках гибридных порфиров – T = 860–810°С, Р 3.4 кбар, C_{H_2O} 8.6–4.7 мас. %, C_{Cl} = 0.21–0.11 мас. %; в дайках грорудитов T = 920–860 °С, P = 4.8–1.0 кбар, C_{H_2O} = 6.8–0.6 мас. %, C_{Cl} = 0.4–0.02 мас. %. Во вторичных

включениях в минералах гранитов Кара-Чачинского массива T = 530–205°С, P = 1565–90 бар, $C_{солей}$ = 4.5–5.1 мас. %- экв. NaCl. В минералах рудных жил T = 575–85°С, P = 2820–85 бар, $C_{солей}$ = 56–0.5 мас. %-экв. NaCl. Давление углекислоты на участке Амурская дайка составило 1030–860 бар, на участке Новинка – 710–210 бар. Граничные параметры гидротермального минералообразования Карийской РМС: T = 575–85°С, P = 2820–85 бар, $C_{солей}$ = 56–0.5 мас. %-экв. NaCl.

В Ушумунской РМС продуктивные минеральные ассоциации формируются при T = 380–270 °С, диапазон температур гидротермального процесса в целом – 450–270 °С [2].

Температуры минералообразования месторождений Любавинской РМС составляют 290–50°С, давления 980–200 атм [2]: T ранних сульфидных минеральных ассоциаций – 290–240°С, P – 980–850 атм., T золото-малосульфидной – 260–205°С, P – 750–560 атм, T кварцево-карбонатной – 150–50°С, P – 400–200 атм.

Начальные температуры формирования Балейской РМС близки к температурам кристаллизации гранитного расплава – 600–500 °С [5]. Граничные параметры гидротермального процесса: T = 353–131°С, P = 150–20 бар, $C_{солей}$ = 7.5–0.5 мас. %-экв. NaCl, т. е. температуры исходных гидротермальных растворов, формировавших балейские руды, были такими же, как и на золоторудных месторождениях других формационных типов Забайкалья (Дарасунском, Карийском и др.), но балейское рудообразование происходило в условиях быстрого падения T и P, характерных, по классификации [3], для открытых рудоносных систем. Продуктивный этап совпадает с началом резкого уменьшения T (ниже 225 °С) и $C_{солей}$ (3.5–0.7 мас. %- экв. NaCl).

Работа выполнена при финансовой поддержке Интеграционных проектов 161 и 6.7.6, а также РФФИ, проект № 04-05-65119.

Литература

1. *Колтун Л.И., Локерман А.А.* О температурах формирования Ново-Широкинского полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье) // Вестн. Львов. ун-та. Сер. геол. 1964. Вып. II. С. 65–69.
2. *Ляхов Ю.В., Пизшор А.В.* Физико-химические закономерности процесса рудообразования на золото-молибденовых месторождениях Восточного Забайкалья // Изв. ТПИ. 1970. Т. 239. С. 167–171.
3. *Прокофьев В.Ю.* Геохимические особенности рудообразующих флюидов гидротермальных месторождений золота различных генетических типов. Новосибирск: Наука. Сиб отд-ние, 2000. 192 с.
4. *Татаринов П.М.* Условия образования месторождений рудных и нерудных ископаемых. М.: Госгеолтехиздат, 1963. 370 с.
5. *Юргенсон Г.А., Грабеклис Р.В.* Балейское рудное поле // Месторождения Забайкалья. М.: Геоинформмарк, 1995. Т. 1. Кн. 2. С. 19–32.

РОЛЬ ПЛЮМОВ В ОБРАЗОВАНИИ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ

Г.А. Стогний[1], Вас.В. Стогний[2]

[1]Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
stogny@newmail.ru
[2]Ботуобинская экспедиция АК "АЛРОСА", г. Мирный, Россия
v.stogny@alrosa-mir.ru

Возможность формирования кимберлитового магматизма под влиянием "горячей точки" либо плюма рассматривается в ряде работ [1, 6 и др.], однако мантийное термальное воздействие плюма вызывает деструкцию литосферы, в том числе и алмазсодержащей. Алмазсодержащие породы выносятся с глубин более 150 км, то есть в механизме формирования кимберлитовых провинций основополагающим является внутримантийный фактор, обеспечивающий быстрый подъем алмазсодержащего субстрата к поверхности. С учетом этого предлагается кинематическая модель формирования Якутской кимберлитовой провинции в рамках поля тектонических напряжений литосферы Якутского протократона на глубинах 100–200 км, создаваемых Тунгусским (Сибирским) и Верхоянским палеоплюмами, локализованными соответственно в пределах Тунгусского и Верхоянского геоблоков.

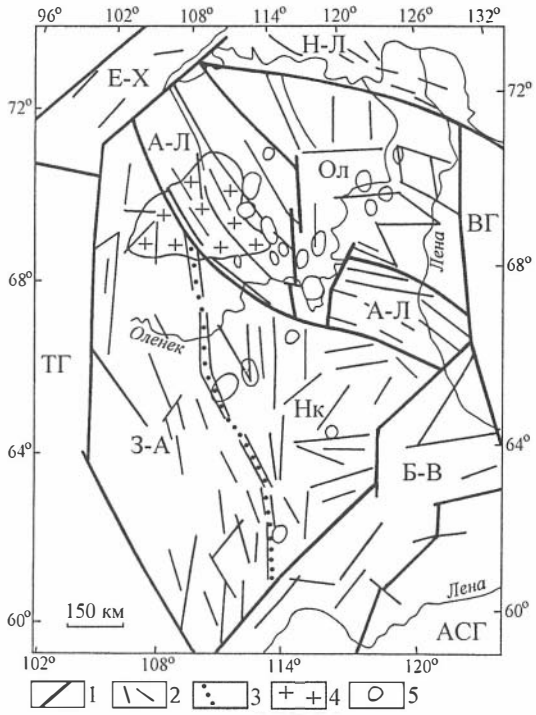


Схема кристаллического фундамента Якутской кимберлитовой провинции:

1 – границы тектонических структур; *2* – линеаменты (оси и градиенты) гравитационных аномалий; *3* – зона тектонических нарушений, выделенная по линейным гравитационным аномалиям; *4* – выходы раннедокембрийских пород Анабарского щита; *5* – кимберлитовые поля. Архейские кратоны: Накынский (Нк) и Оленекский (Ол). Подвижные пояса: раннепротерозойские Анабаро-Ленский (А-Л) и Западно-Анабарский (З-А); позднепротерозойские Байкало-Вилюйский (Б-В), Енисей-Хатангский (Е-Х) и Нижне-Ленский (Н-Л). Геоблоки: Алдано-Становой (АСГ), Верхоянский (ВГ) и Тунгусский (ТГ).

Верхоянский верхнемантийный плюм выделен исходя из особенностей геофизических полей Верхояно-Колымской орогенной области, в их числе региональный гравитационный минимум амплитудой более 120 мГал и размером в поперечнике около 1200 км, повышенный тепловой поток (50–100 мВт/м^2) и высокая сейсмическая активность [5]. Природа Верхоянского плюма может трактоваться с нескольких позиций. Он мог быть унаследован от палеоплюма, маркером которого, по-видимому, является Верхоянская трапповая провинция [3]. Проявления вулканизма в пределах Верхояно-Колымской орогенной области наиболее интенсивными были в раннем кембрии, среднем-позднем девоне и раннем карбоне, при этом для базальтов характерно повышенное содержание калия при стабильных значениях индекса фракционирования и по этому параметру они аналогичны базальтам траппов западной части Сибирской платформы [4].

По нашему мнению, синхронное развитие Тунгусского и Верхоянского палеоплюмов, разделенных литосферой Якутского протократона, могло создать в среднем палеозое геодинамическую обстановку, способствующую кимберлитообразованию. К основным факторам такого процесса, по-видимому, можно отнести следующие: создание бокового давления в процессе развития плюмов; перестройка верхней мантии с формированием утолщения литосферы в межплюмовом пространстве (килевой части литосферы Якутского протократона); создание избыточного давления при интерференции волн, вызванных плюмами, достаточном для формирования протрузий кимберлитов с захватом субстрата алмазоносных горизонтов нижней литосферы (150–200 км). В среднем мезозое (160–190 млн лет) обстановка геодинамического сжатия могла повториться, однако более высокий уровень формирования избыточного давления (100–150 км), выше уровня алмазоносных горизонтов нижней литосферы, привел к формированию слабоалмазоносных кимберлитов (Куойское, Молодинское и др. поля). Зональность магматизма в направлении от Тунгусского палеоплюма к центру Якутского протократона следующая: толеитовые базальты → щелочно-ультраосновные породы → кимберлиты [2].

Структуру кристаллического фундамента Якутской кимберлитовой провинции, схема которой обосновывается авторами исходя из анализа гравитационного поля Сибирской платформы (см. рисунок), определяют Накынский и Оленекский архейские кратоны, а также раннепротерозойские Анабаро-Ленский и Западно-Анабарский подвижные пояса. Судя по морфологии гравитационного поля, Накынский и Оленекский кратоны в архее представляли собой единый Якутский протократон, и лишь сформированная в раннем протерозое транспрессионная структура Анабаро-Ленского подвижного пояса разделила их, причем в центральной части последнего сохранился выступ (блок) Оленекского кратона.

Литература

1. *Василенко В.Б., Зинчук Н.Н., Кузнецова Л.Г.* Геодинамический контроль размещения кимберлитовых полей центральной и восточной части Якутской кимберлитовой провинции (петрохимический аспект) // Вестн. ВГУ. Сер. геол. Воронеж, 2000. № 3. С. 37–55.
2. *Караваев К.А., Поспеев В.И.* Электромагнитные исследования алмазоносных провинций некимберлитового типа // Геофизические исследования Восточной Сибири на современном этапе. Иркутск: ВостСибНИИГГиМС, 1990. С. 29–35.

3. *Макаренко Г.Ф.* Планетарные горные дуги и мифы мобилизма. М.: Космоинформ, 1993. 280 с.
4. *Орлов Ю.С., Трушлина В.А., Роев С.П.* Палеозойский магматизм Восточной Якутии: геодинамические аспекты // Отеч. геология. 2002. № 4. С.50–54.
5. *Стогний Г.А., Стогний В.В.* Строение литосферы Верхояно-Колымской орогенной области // Отеч. геология. 2000. № 5. С. 41–44.
6. *Ernst R.E., Buchan K.L.* Giant radiation dyke swarms: their use in identifying pre-Mesozoic large igneous provinces and mantle plumes // Large igneous provinces: continental oceanic and planetary volcanism. Amer. Union Geophys. Monogr. 1997. V. 100. P. 297–333.

КОНВЕКТИВНАЯ РЕСТРУКТУРИЗАЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПОЛИХРОННОЕ ФОРМИРОВАНИЕ РУДНО-ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ)

В.И. Стреляев, Г.А. Дмитриев, Е.В. Дель, Я.А. Первушина

Томский государственный университет, г. Томск, Россия
dingeo@ggf.tsu.ru

Практикой проведения геолого-разведочных работ, осуществляемых в центральной части Енисейского кряжа, установлено, что благороднометалльная минерализация локализуется к узлам высокой проницаемости – пересечению рудоконтролирующих разломов СЗ и СВ простираний. Было также установлено, что благородными металлами обогащены верхние зоны жесткой структуры, центральной коровой астенолинзы (ЦКА) протерозоя [5], в которых широко развиты стволовые золоторудные жилы и штокверки.

Если рассматривать минерагению Енисейского кряжа в целом, то бросается в глаза анизотропность в положении полиметаллического оруденения в альбит-хлоритовых и сланцево-карбонатных породах, находящегося на низких гипсометрических отметках, по отношению к благороднометалльному. Такое явление трудно объяснить с позиций линейной металлогении.

Н.Л. Добрецов [1] и В.Е. Хаин, М.Г. Ломизе [6] разработали теоретические основы тепловой конвекции для макроячей применительно к структурам первого порядка и геодинамике Земли.

Наши исследования и расчеты по распределению компонентов в противоточной колонне кристаллизации (ПКК), выполненные по программе "Паскаль" [4], показали, что основные выводы по взаимодействию конвективных потоков, изложенные в [1, 6] вполне могут использоваться в практике проведения и научно-исследовательских, и геолого-разведочных работ при условии увязки микроконвекции с химической при выравнивании энергий образования мигмакристаллитов в верхней зоне- зоне охлаждения и потоков плавления мантии в нижней зоне – зоне нагревания в ходе раскрытия ЦКА в раннем палеозое.

Согласно расчетам, выделяются три типа конвективных микроячей: надосевая с господствующими тепло отрицательными конвективными (преимущественно астенолитными) потоками (ГД), маточная- осевая (МД) и подосевая (АД) с большим влиянием тепло положительных мантийных потоков плавления. Как показали исследования, последние обладают самым высокой скоростью дрейфа потоков при самых низких коэффициентах внутреннего трения.

Исследование высотного положения и составов потоков ЦКА при их вращении показало, что надосевой гипабиссальный диапир зоны охлаждения, связанный с одноименной микроячеей, локализуется на гипсометрических отметках 600 м и более и преимущественно сложен гранитизированной вязкой мигмой. В состав мигмы входят кварц, ксеноморфный микроклин, слюды и др. Рудные компоненты гипабиссальных потоков представлены арсенопиритом, пирротином, пиритом и другими с зольным и свободным золотом.

Минерализованное вещество маточного мигма- диапира, связанного с одноименной конвективной микроячеей, представлено полувязкой гибридной мигмой, сложенной ксеноморфным калинатровым полевым шпатом, альбитом, гранобластовым кварцем, которое присутствует совместно с карбонатными и сульфатными (анкерит, доломит, сидерит, барит и др.), а также хлоритсодержащими агрегатами. Рудные компоненты осевого диапира представлены минералами группы сульфидов (галенит, сфалерит, пирит с золотом, халькопирит с золотом, аргентит и др.) с ферриторитом, ильменорутилом, пирохлором и др. Отмечается определенная сбалансированность, выражающаяся в том, что при возрастании объема потоков гипоячеи в составе маточного мигмадиапира закономерно падает координационный объем потоков подосевого (аби-)метадиапира. И наоборот.

Подосевой аби-, мигмадиапир сложен преимущественно альбитовой, хлоритовой и карбонатной текучей мигмой наиболее раскрытых частей корового астенолита. Рудные компоненты представлены хорошо подвижными компонентами зоны плавления – сульфиды цветных металлов, циртолит, уран-пирохлор, ферриторит, редкоземельный апатит, серый монацит и др.

По своему характеру процессы конвективного вращения потоков и трехлучевого рифтогенного раскрытия корового астенолита тесно связаны с явлением гранитизации, описанным В.А. Кузнецовым [2] для данного региона. Доказательством такого сходства является заметный ксеноморфизм полевых шпатов в минерализованных потоках по отношению к кварцу [3].

Таким образом, установленные основные факторы конвективного вращения потоков литосферы определяют закономерный реструктуризированный состав и полихронное формирование рудно-флюидных колонн с проточно-конвективной кристаллизацией. Выявленные нетрадиционными методами закономерности формирования коровых астеносистем необходимо учитывать в практике прогноза и поисков полезных ископаемых.

Литература

1. *Добрецов Н.Л.* Пермо-триасовый магматизм и осадконакопление в Евразии как отражение суперплюма // Докл. РАН. 1997. Т. 354, № 2. С.220–223.
2. *Кузнецов В.А.* Главные типы магматических формаций. М.: Недра,1964. 387 с.
3. *Ножкин А.Д.* Полевошпатовые метасоматиты активизированных зон центральной части Енисейского кряжа // Теоретическая и генетическая минералогия. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. С. 30–47.
4. *Паскаль Ю.И., Стреляев В.И., Борисов С.С.* О гравитационной дифференциации магматического расплава (термодинамика и кинетика) // Изв. вузов. Сер. "Физика". 1988. 62 с.
5. *Стреляев В.И., Жилина Е.Н., Ерошова Е.В. и др.* Енисейский кряж – продукт сложного апвеллинга метасоматизированного минерального вещества // Геология и полезные ископаемые Красноярского края. Красноярск: Краснояр. кн. изд- во, 1998. С. 206–210.
6. *Хаин В.Е., Ломизе М.Г.* Геотектоника с основами геодинамики. М.: КДУ, 2005. 560 с.

СУБЭФФУЗИВНЫЕ И ЭФФУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДНЫХ УЗЛОВ ФАНЕРОЗОЯ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИХ ПЕТРОГЕНЕЗИСА

Л.Ф. Сырицо[1], Е.В. Баданина[2], В.С. Абушкевич[3], Е.В. Волкова[1]

[1]Институт земной коры при СПбГУ, г.Санкт-Петербург, Россия,
elena_badanina@mail.ru
[2]Санкт-Петербургский госуниверситет, г.Санкт-Петербург, Россия
[3]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г.Санкт-Петербург, Россия

С целью решения проблемы происхождения редкометалльных гранитов (РГ) нами предпринято изучение всей совокупности вулканоплутонических ассоциаций пород в пределах редкометалльных рудных узлов Забайкалья и прежде всего дайковых образований. В результате этих исследований выявлены специфические эффузивные и субэффузивные образования, которые проявлены в виде ассоциирующих с массивами РГ дайковых тел, малых штоков и(или) покровов и в ряде случаев обнаруживают с РГ несомненное геохимическое родство.

На основе изучения структурно-текстурных особенностей, минерального и петрогеохимического состава этих пород нами выявлены и изучены онгориолиты Шумиловского, эльваны Букука-Белухинского, трахириодациты (ТРД) Хангилайского рудных узлов, а также известные ранее онгониты и фельзит-порфиры Шерловогорского рудного узла. Однако при таком соотнесении мы столкнулись с крайней неоднозначностью определений имеющихся классификационных единиц: онгониты, эльваны, макузаниты, калгутиты, селенгиты и т. д., которые, как правило, отражают локальные территориальные названия. К тому же некоторые из выявленных нами образований имеют эксклюзивные составы и не могут быть соотнесены ни с одной из известных разновидностей субэффузивных пород. Предвидя появление очередного "*итого*" члена данной группы, мы хотели бы обсудить возможные критерии для классификации этих пород: вещественный состав и прежде всего

состав первичных расплавов, роль наложенных метасоматических процессов, изотопно-геохимические характеристики для оценки первичного субстрата и характера связи с РГ.

К числу наиболее специфических образований относятся покровы ультракалиевых ТРД из ареала Орловского массива Li-F гранитов [3] и дайки эльванов из Букукинского и Белухинского рудных узлов. Изотопно-геохимическое исследование орловских ТРД (U-Pb, Rb-Sr, Sm-Nd изотопные системы) показало, что эти породы являются типично коровыми образованиями – IR(Sr) = 0.7065, однако возраст их по данным цирконометрии на SHRIMP-II (235.4 ± 2.4 Ma) существенно отличается от времени формирования хангилайских пород (139.9 ± 1.9 Ma) [1]. Учитывая тесное геохимическое родство этих пород с РГ, в том числе идентичность в содержании РЗЭ и униформность их распределения, есть основания полагать, что орловские РГ и ТРД имеют общий субстрат плавления. Изучение расплавных включений в кварце показало реальность существования высококалиевых расплавов, изначально специализированных по редким элементам (K_2O = 6.7 мас.%, Rb_2O = 0.12 мас.%), при этом состав остаточного расплава хорошо отвечает составу онгонита, в котором место фтора занимает хлор (0.34 мас.%).

Для эльванов Букуки и Белухи характерно сравнительно низкое содержание кремнезема (от 68 до 70 мас.% SiO_2), повышенные по сравнению с эльванами и онгонитами фемичность (до 0.5 мас.% TiO_2, до 2 мас.% eFeO) и содержания кальция (до 2 мас.% CaO). В них существенно варьирует содержание натрия (от 0.2 до 3.42 мас.% Na_2O), в то время как калий всегда преобладает и изменяется не столь заметно (от 4.08 до 5.91 мас.% K_2O). По сравнению с типичными эльванами Корнуолла изученные породы характеризуются резко повышенными содержаниями лития (до 2450 г/т Li_2O) и фтора (до 1.53 мас.% F) при сопоставимом содержании рубидия (до 1090 г/т Rb_2O). В отличие от эльванов для них характерно отсутствие бора и фосфора и, напротив, устойчиво повышенные содержания бария (до 654 г/т). Наиболее специфической особенностью пород является аномальный спектр распределения РЗЭ, характеризующийся "склоноподобной" формой из-за резкого преобладания LREE и отсутствия Eu-аномалии. Сходный характер распределения РЗЭ характерен для даек субщелочных базальтоидов этого рудного узла. Таким образом, изученные породы фиксируют совмещенные черты химизма, присущие как высокодифференцированным кислым магмам, так и субщелочнобазальтоидным расплавам, что позволяет предполагать участие последних в генерации кислых редкометалльных магм.

Сопоставление химизма выявленных субэффузивных образований в целом показывает, что эти породы различаются K/Na-отношением, содержаниями Li, Rb, F, Sn, W (до двух порядков концентрации), а также Ba и Sr, контрастностью европиевой аномалии $(Eu/Eu^*)_n$, но при этом принципиально сходны в геохимической специализации и характере распределения (спайдерграммы) индикаторных тугоплавких элементов – Ta, Nb, REE, Zr, Y, Yb. Выявленные различия могут определяться степенью фракционирования гранитного расплава, процессами послемагматического метасоматоза. В эльванах вольфрамовых рудных узлов определенно сказывается воздействие субщелочно-базальтоидных расплавов, что фиксируется, в химизме этих пород и прежде всего в характере распределения РЗЭ.

Различие в геологическом положении, минеральном и геохимическом составе субэффузивных пород редкометалльных рудных узлов, ставят проблему корректировки имеющейся их классификации исключительно на основании соотношения Na и K, содержаниях фтора, бора и фосфора [2]. Наиболее информативным в классификации этих пород может оказаться переход на расплавный уровень исследований, позволяющий исключить процессы послемагматического метасоматоза и изотопно-геохимический подход, позволяющий реально оценить возрастные отношения с РГ, источник расплавов и роль мантийно-корового взаимодействия.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проекты № 03-05-65293, 05-05-64878, 05-05-79114-к, 05-05-79115-к и гранта CDRF.

Литература

1. *Абушкевич В.С.* Геохимия и петрология пород дайкового комплекса Хангилайского редкометалльного рудного узла в Восточном Забайкалье: Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. СПб., 2005.
2. *Дергачев В.Б.* Классификация редкометалльных пород группы онгонита // Геология и геофизика. 1992. № 2. С. 104–113.
3. *Сырицо Л.Ф., Волкова Е.В., Баданина Е.В., Абушкевич В.С.* // Высокоспециализированные ультракалиевые трахириодациты в ареале Орловского массива Li-F гранитов в Восточном Забайкалье и проблемы их связи с редкометалльными гранитами // Петрология. Т. 3, № 1. С. 133–137.

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ МИКРОКОМПОНЕНТОВ МЕЖДУ МИНЕРАЛЬНЫМИ КРИСТАЛЛАМИ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ РАСТВОРАМИ КАК МЕТОД ОЦЕНКИ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ

В.Л. Таусон

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия
vltauson@igc.irk.ru

Количественная оценка полезной нагрузки рудообразующих флюидов является одной из важнейших проблем рудной геохимии. Существует несколько подходов к ее решению. Многие считают перспективным подход, основанный на физико-химическом моделировании равновесий в системах, имитирующих природные, с применением тех или иных компьютерных программ минимизации термодинамических потенциалов (обычно – энергии Гиббса). Однако существуют сомнения в применимости принципа равновесия Гиббса к природным системам; более того, показано, что во многих реальных случаях мы имеем дело с особого рода термодинамическими состояниями минеральных систем – вынужденными равновесиями [3,7]. В таких случаях задача не решается путем простой минимизации термодинамического потенциала системы при заданных условиях ее изоляции и требует учета так называемых внутренних вынуждающих факторов. К этому надо добавить отсутствие количественных критериев близости природных и модельных систем, неполноту исходных термодинамических данных, высокую чувствительность результата к качеству и взаимной согласованности входной информации, отсутствие способа верификации результатов на конкретных объектах.

Современная аналитическая техника делает возможным прямое определение элементов во флюидных включениях, например, с использованием ИСП-МС– микроанализа с лазерной абляцией [6]. Но и этот подход имеет существенные ограничения, связанные с неоднородностью рудно-магматических систем, с неприменимостью локальных методов, если они не сопровождаются убедительной статистикой. Набор такой статистики крайне сложен, а учитывая разнообразие типов включений и различные механизмы их образования –едва ли вообще возможен на практике. До сих пор вызывает дискуссии вопрос об отношении включений к исходному рудному флюиду. Большие сомнения возникают и по поводу постоянства состава включений на протяжении их геологической истории.

В этой связи представляет интерес несколько забытый подход, использующий минералы переменного состава и законы сокристаллизации компонентов [4, 5], который был предложен для классических изоморфных смесей. При переходе от макро- к микрокомпонентам (МиК) задача, как будто бы, упрощается, поскольку растворы могут рассматриваться как бесконечно разбавленные в отношении МиК. Но, с другой стороны, МиК захватываются по механизмам, отличным от обычного изоморфного обмена и подпадающим под определение эндокриптии [1, 2]. В этом случае основы подхода [4, 5] становятся проблематичными. Очень часто собственная фаза МиК аналогичной стехиометрии и с тем же лигандом, что и в случае основы, не существует, и ее свойства неизвестны. При сильном различии кристалло- и геохимических характеристик атомов основы и МиК весьма спорно приближение "сложного растворителя" [5]. Но самое главное – для МиК, нередко имеющих переменную валентность и разнообразные формы существования в растворе, первостепенное значение приобретают не солевой состав раствора и P–T-параметры, а такие его характеристики, как окислительный потенциал, кислотность и др. Функции закомплексованности будут различны для основного компонента и МиК и будут зависеть от дополнительных параметров, что отразится и на коэффициенте распределения. Сказанное выше интуитивно понятно: кристалл осуществляет отбор атомов для своего построения не только согласно их размеру и "удобству позиции", но и в зависимости от их химического состояния в растворе. Возьмем простой пример ртути. В восстановительных условиях она находится преимущественно в форме Hg^0_{aq} и хорошо сорбируется поверхностью некоторых сульфидов, что приводит к высоким значениям валового $K_р$, превышающим истинный $K_р$, относящийся к структурной составляющей ртути в кристалле. Различие достигает порядка величины [8].

Все вышесказанное не вселяет оптимизма по поводу решения поставленной задачи. Тем не менее проблема не кажется безнадежной. Существуют еще два механизма захвата МиК, важные именно для несовместимых элементов: сорбция и образование поверхностных фаз. На поверхности растущего кристалла физически или химически сорбироваться в той или иной мере могут все присутствующие в растворе формы МиК. На поверхности они трансформируются, и кристалл использует при росте только те продукты их превращения, которые совместимы с его структурой. Другие же либо десорбируются, либо образуют на поверхности собственные фазы (преципитаты), или так называемые неавтономные фазы [2, 8]. Возможность использования этих форм для оценки содержаний МиК в растворах основывается на том, что компоненты,

присутствующие в микроконцентрациях, не насыщают поверхности кристаллов [8], поэтому должна существовать подобная ЗДМ пропорциональная зависимость концентрации поверхностных форм от содержания МиК в растворе, характеризуемая коэффициентом распределения $K_p^{пов}$. Следовательно, необходимо рассматривать два коэффициента распределения: первый учитывает только структурную форму и выражается как $K_p^{стр} = C_{МиК}^{стр} / C_{МиК}^{р\text{-}р}$ (для МиК полагаем активность равной концентрации), второй учитывает поверхностное накопление МиК, зависящее от дополнительных факторов состояния: $K_p^{пов} = C_{МиК}^{пов} / C_{МиК}^{стр} = f(X_i, Y_j)$, где X_i – основные (T, P и др.), Y_j – дополнительные параметры. Например, для ртути, захватываемой галенитом, увеличение f_{S_2} ведет к росту $K_p^{пов}$. Последняя величина в принципе может быть установлена как в экспериментальных условиях, так и для природных объектов. Следовательно, можно получить дополнительную информацию об условиях захвата МиК и использовать соответствующие экспериментальные данные для оценки $K_p^{стр}$ и концентрации МиК в растворе. Например, захват Au пиритом осуществляется поразному в присутствии As и в его отсутствии. Влияние As может быть установлено по повышенному $K_p^{пов}$(Au), даже если As не зафиксируется на поверхности минерала, а перейдет в ореолы рассеяния вокруг рудных тел.

Литература

1. *Таусон В.Л.* // Геохимия. 1999. № 6. С. 665–668.
2. *Таусон В.Л.* // Геохимия. 2005. № 2. С. 213–219.
3. *Таусон В.Л., Акимов В.В.* // Геология и геофизика. 1991. № 11. С.3–13.
4. *Урусов В.С.* // Геохимия. 1980. № 5. С. 627–644.
5. *Чернышев Л.В.* // Геохимия.1980. № 6. С. 787–797.
6. *Graupner T., Bratz H., Klemd R.* // Eur. J. Mineral. 2005. V. 17. P. 93–102.
7. *Tauson V.L., Akimov V.V.* // Geochim. Cosmochim. Acta. 1997. V. 61. P. 4935–4943.
8. *Tauson V.L., Parkhomenko I.Yu., Babkin D.N. et al.* // Eur. J. Mineral. 2005. V. 17. P.599–610.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В ПРИКОНТАКТОВОЙ ЧАСТИ ЧИНЕЙСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА

Н.Д. Толстых

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
tolst@uiggm.nsc.ru

Введение. Чинейский пироксенит-габбро-анортозитовый расслоенный массив расположен в западной части Алданского щита среди терригенно-осадочных пород удоканской серии (PR_1ud). С ним связаны медно-сульфидные руды с платинометалльной и золото-серебряной минерализацией [1–4]. Массив имеет лополитообразную форму. В нижнем контакте интрузива с вмещающими породами проявлена краевая фация пород, сложенных мелкозернистыми габбро, диоритами и монцодиоритами, с максимальной мощностью на восточном фланге участка Рудный [1, 4]. Вкрапленная сульфидная минерализация встречается во всех типах пород и распределена неравномерно, но наиболее она значима в приконтактовых породах, выходя за пределы магматической интрузии и локализуясь во вмещающих ороговикованных песчаниках в виде вкрапленности и линзовидных тел сплошных халькопиритовых руд. Такой тип ЭПГ минерализации в настоящее время классифицируется как руды краевой серии ("marginal series") [5]. Эндоконтактовая сульфидная минерализация в габброидах представлена, преимущественно, пирротином, в меньшей степени халькопиритом, роль которого увеличивается по направлению к контакту; при этом контакт часто затушеван процессами брекчирования. Повышенная концентрация ЭПГ, Au и Ag связана с сульфидными рудами, что обусловлено как присутствием собственных минералов благородных металлов, так и вхождением ЭПГ в структуру сульфидов, арсенидов и сульфоарсенидов. Концентрация Ag преобладает над Au, а Pd – над другими ЭПГ в обоих типах руд [3].

Результаты. Выявлено, что концентрация благородных металлов по разрезам скважин составляет десятки мг/т и не изменяется с глубиной. В габброидах содержание ЭПГ, Au и Ag коррелирует с Cu и связано, вероятно, с халькопиритовой составляющей существенно пирротиновых руд, тогда как в экзоконтактовых рудах такая зависимость отсутствует. Сперрилит является главным концентратором Pt по всему разрезу, но только в габбро,

наиболее удаленных от контакта, обнаружены Pt-Fe сплавы $(Pt_{0.63}Pd_{0.03}Rh_{0.01})_{0.67}(Fe_{0.31}Cu_{0.02})_{0.33}$ и куперит $(Pt_{0.87}Pd_{0.06})_{0.93}S_{1.06}$, образованный по Pt-Fe сплавам, а также Pt-содержащий атокит $(Pd_{2.23}Pt_{0.73})_{2.96}Sn_{1.04}$. Pd-минерализация в габброидах представлена полиминеральными агрегатами до 50 мкм палладоарсенида Pd_2As, паоловита Pd_2Sn и их твердыми растворами $Pd_{2.01}(Sn_{0.62}As_{0.36}Sb_{0.01})_{0.99}$, а также многочисленными неназванными соединениями переменного состава $Pd_5(As,Sn,Sb)_2$ часто в ассоциации с Au-Ag сплавы и $PtAs_2$.

При приближении к контакту в мелкозернистых габброидах и кварцевых диоритах количество Pd-As фаз сокращается, появляются арсениды Ni (никелин и маухерит), иногда замещаемые сульфоарсенидами Co и Ni. Именно в этой ассоциации находится платино-палладиевая минерализация, в которой размер зерен ЭПГ уже не превышает 20 мкм. Состав и парагенезис палладиевых минералов изменяется: исчезает паоловит, распространение получают Pd-Sb-соединения, преимущественно стибиопалладинит $Pd_{5.09}(Sb_{1.59}As_{0.31})_{1.90}$. Появляются Pd-Te фазы, такие как котульскит $Pd_{1.03}(Te_{0.73}Bi_{0.23})_{0.96}$ и Sb-содержащий меренскиит $Pd_{0.99}(Te_{1.12}Bi_{0.62}Sb_{0.26})_{2.00}$ с различной стехиометрией замещаемых элементов. Аналогичные парагенезисы встречаются и в краевой эндоконтактовой фации участка Рудного, но там более распространены минералы серии садбериит-соболевскит-котульскит $Pd_{0.99}(Bi_{0.51}Te_{0.31}Sb_{0.18})_{1.00}$ и майченерит $Pd_{1.02}Bi_{0.99}(Te_{0.96}Sb_{0.03})_{0.99}$. В монцодиоритах вблизи контакта, а также в брекчированных и окварцованных вмещающих песчаниках мельчайшие включения минералов ЭПГ (менее 1 мкм, реже до 10 мкм) рассеяны в твердых растворах кобальтина – герсдорфита. Сохраняются твердые растворы садбериита-соболевскита, в которых сокращается котульскитовая и доминирует соболевскитовая составляющие $Pd_{1.00}(Bi_{0.47}Sb_{0.40}Te_{0.13})_{1.00}$. Распространены фрудит $Pd_{1.04}(Bi_{1.95}Te_{0.01})_{1.96}$ и цумоит BiTe. В целом минеральные парагенезисы экзоконтактовых руд, охарактеризованные по вскрытым выработкам участка Рудного, намного более разнообразны [3], но всегда преобладают Pd-Bi-соединения.

Таким образом, от внутренних частей массива по направлению к контакту:

1) уменьшаются размеры зерен МПГ;

2) возрастает их генетическая связь с кобальтином и герсдорфитом;

3) состав минеральных парагенезисов изменяется для палладия: Pd-Sn → Pd-As → Pd-Sb → Pd-Te → Pd-Bi, и для платины: Pt-Fe+$PtAs_2$ → PtS+$PtAs_2$ → $PtAs_2$.

Обсуждение. Согласно экспериментальным данным [6,7], $(Pd,Pt)_3Sn$, является наиболее высокотемпературным и может появляться из расплава при 1000 °C. При понижении температуры добавляется Pd_2Sn. Эволюция сульфидного расплава приводит к кристаллизации пирротина, ассоциирующего с Pt-Fe(Pd) сплавами, $PtAs_2$ и PtS при температуре около 850 °C; далее из остаточного Pt-Pd-As-расплава выпадают Pd_5As_2, затем Pd_2As совместно со сперрилитом $PtAs_2$. При этих же температурах появляется стибиопалладинит Pd_5Sb_2 [6], который устойчив и при более низких температурах в парагенезисе с садбериитом PdSb. Последний при 600 °C формирует полный изоморфный ряд с котульскитом PdTe и неравновесные твердые растворы между PdTe и $PdTe_2$. Майченерит PdBiTe, Bi-котульскит и фрудит $PdBi_2$ в ассоциации с цумоитом формируются еще при более низких температурах (менее 489 °C) [7].

Выводы. Закономерное изменение высокотемпературных магматических парагенезисов минералов ЭПГ от внутренних габброидных частей массива, где сульфидная минерализация представлена пирротином, к низкотемпературным парагенезисам в краевой его части, сложенной монцодиоритами с халькопиритовыми рудами, позволило сделать вывод, что Pt-Pd минерализация является результатом рудно-магматической эволюции с регрессивным температурным градиентом от внутренних частей интрузива к контакту. Остаточный расплав последовательно насыщался летучими компонентами, последние порции которого имели свойства магматогенного флюида, выносившего низкотемпературную ЭПГ минерализацию за пределы интрузива, формируя экзоконтактовые руды.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 06-05 65055, Интеграционного проекта СО РАН (6.2.2).

Литература

1. *Гонгальский Б.И., Криволуцкая Н.А.* Чинейский расслоенный плутон. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1993. 189 с.
2. *Коныков Э.Г.* Дифференцированные гипербазит-базитовые комплексы докембрия Забайкалья (петрология и рудообразование). Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1986. 127 с.
3. *Платиноносность* ультрабазит-базитовых комплексов Юга Сибири / РАН, Сиб. отд-ние, Объед. ин-т геологии, геофизики и минералогии / Ред.: Г.В. Поляков, В.И. Богнибов. Новосибирск, 1995. 151 с.
4. *Tolstykh N.D., Zhitova L.M.* PGE minerals distribution in marginal sulfide ares of the Chineisky layered pluton, Transbaikal Region, Russia // Platinum-group elements – from genesis to beneficiation and environmental impact/ Extended Abstracts. Oulu, Finland, 2005 P. 247–250.

5. *Alapieti T.T.* Classification of the Fennoscandian early Palaeoproterozoic (2.5–2.4 Ga) layered intrusions and related PGE deposits // Platinum-group elements – from genesis to beneficiation and environmental impact: Extended Abstracts. Oulu, Finland, 2005. P. 21–24.
6. *Kim Won Sa, Chao G.Y.* Phase Relations in the system, Pd-Sb-Te // Can. Miner. 1991. V. 29, Pt. 3. P. 401–409.
7. *Makovicky E.* Ternary and quaternary phase systems with PGE // The geology, geochemistry, mineralogy and mineral beneficiation of platinum-group elements / Ed. L.J. Cabri CIM S. 2002. V. 54. P. 131–175.

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ ЗОН СОВЕТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ

А.А. Томиленко, Н.А. Гибшер

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
tomilen@uiggm.nsc.ru

Советское месторождение является крупным месторождением золота на Енисейском кряже. За время эксплуатации с 1908 года добыто более 100 тонн золота [3]. На площади месторождения широко распространены кварцевые жилы и кварцево-жильные зоны различной мощности и протяженности, но золотоносны из них лишь единицы. Одни кварцево-жильные зоны являются промышленными со средним содержанием Au 10–25 г/т. В отдельных кварцах этих зон содержание золота достигает 3600 г/т. Другие кварцево-жильные зоны являются пустыми (безрудными) или содержат очень мало золота (менее 1 г/т).

Ранее проведенными исследованиями [1, 2] установлено, что кварцево-жильные зоны Советского месторождения имеют сложное строение. Золотоносные участки этих зон перемежаются со слабозолотоносными или вообще не содержат золота. Выявлено также, что основная масса золота заключена в кварце и в меньшей степени в сульфидах. Кварцево-жильные зоны залегают преимущественно в зонах рассланцевания верхнепротерозойских осадочных пород, которые метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации.

Флюидные включения были изучены в безрудных и рудных кварцево-жильных зонах Советского кварц-золоторудного месторождения. Флюидные включения из безрудных зон являются преимущественно водными, с небольшим количеством CO_2 (менее 12.5 мол.%), CH_4 (менее 1.3 мол.%) и N_2 (менее 1.7 мол. %), с низкой соленостью растворов (4.0–8.0 мас.%-экв. NaCl) и температурой гомогенизации в интервале от 100 до 410 °С, давление флюида было около 1.5 кбар.

Рудные кварцево-жильные зоны содержат флюидные включения, которые существенно отличаются от включений безрудных жил. Для рудных жил характерны более высокие температуры гомогенизации флюидных включений до 450 °С и выше, при этом, основная часть включений гомогенизируется в интервале температур от 250 до 350 °С. Концентрация солей во флюидных включениях значительно выше (в некоторых случаях составляет 20–25 мас.%-экв. NaCl), чем в безрудных зонах. Наряду с этим, основное различие состоит в наличии существенных количеств летучих компонентов CO_2, N_2 и CH_4 в рудных кварцево-жильных зонах, в то время как в безрудных зонах содержание этих компонентов сравнительно низкое. По данным хроматографии в самородном золоте содержание CO_2 обычно изменяется от 29.3 до 62.0 мол.%, N_2 от 2.7 до 13.2 мол. % и CH_4 от 0.0 до 2.8 мол.%. В рудоносном кварце по данным КР-спектроскопии в отдельных порциях флюида содержание CO_2 достигало 98.2 мол. %, N_2 – 66.4 мол. % и CH_4 – 88.7 мол. %.

Распределение редкоземельных элементов, нормализованное по хондриту, из флюидных включений безрудных зон характеризуется отрицательной аномалией европия, а во флюидах рудных жил – положительной аномалией Eu.

Близкие значения $\delta^{34}S$ для пирита, пирротина и арсенопирита, рассеянных во вмещающих породах ($\delta^{34}S$ = +21.6 … +14.7 ‰), в рудных кварцево-жильных зонах ($\delta^{34}S$ = +17.9 … +13.3 ‰) и в безрудных кварцево-жильных зонах ($\delta^{34}S$ = +19.9 ...+12.9 ‰) показывают, что сера была заимствована при растворении сульфидов вмещающих пород.

Получены существенные различия изотопного состава углерода углекислоты флюидов в рудных ($\delta^{13}C$ = –4.9 … +5.2 ‰) и в безрудных жилах ($\delta^{13}C$ = –8.1…–10.2 ‰). Установлена положительная зависимость между продуктивностью кварца в рудных зонах и изотопными характеристиками захваченных им флюидных включений. При содержании золота в кварце менее 1 г/т изотопный состав углерода CO_2 флюида составляет –4.9 ‰, а при содержании 43.5 г/т достигает +5.2 ‰. Утяжеление углерода CO_2 флюидов рудных зон, скорее

всего, связано с поступлением в зоны рудоотложения более восстановленных флюидов, обогащенных CH_4. Поступающий в рудоносные зоны метан обогащается легким изотопом углерода (значение ($\delta^{13}C_{CH_4}$ составило –33.0 ‰), а углекислота, соответственно, утяжеляется изотопом ^{13}C (до +5.2 ‰). Узкий интервал изотопного состава углерода CO_2 флюидов безрудных зон, вероятнее всего, свидетельствует о местном источнике углерода, а широкие вариации $\delta^{13}C_{CO_2}$ флюидов в рудных зонах Советского месторождения обусловлены вовлечением в минералообразующую систему углерода из разных источников осадочной толщи.

Отношение изотопов гелия ($^3He/^4He$) во флюидных включениях в кварце рудных и безрудных кварцево-жильных зон меняется от 0.05 до 0.02 раз по сравнению с воздушным отношением, свидетельствуя о типичном коровом источнике.

Полученные $^{40}Ar/^{39}Ar$-датировки по плато показали, что возраст серицитов рудных зон составляет 730 млн лет, а серицитов из безрудных зон и вмещающих метаморфических пород порядка 850 млн лет.

Комплексное исследование флюидных включений, а также изотопные и геохимические данные показали, что начальный этап формирования кварцевых жил и прожилков безрудных и рудных зон месторождения был связан с зеленосланцевым метаморфизмом. Таким путем, по-видимому, образовалась большая часть слабо золотоносных кварцевых жил и прожилков безрудных зон месторождения. Формирование же рудных зон месторождения в значительной степени было обусловлено масштабной наложенной гидротермальной деятельностью, активную роль в которой играли коровые флюиды, активизированные в глубоких зонах углеродисто-терригенной толщи в процессе тектономагматической активизации северной части Енисейского кряжа и становления гранитоидов Татарско-Аяхтинского комплекса. При этом вмещающие породы рудных зон подверглись интенсивной гидротермальной переработке, что привело к обогащению минералообразующего флюида углекислотой, метаном и азотом, а также к утяжелению углерода углекислоты и существенному обогащению его европием.

Установленные различия в термобарогеохимических и изотопных характеристиках флюидных систем рудных и безрудных зон месторождения могут иметь практическое значение для выявления и оценки золотоносности кварцевых жил, особенно скрытых рудных тел, в черносланцевых породах при поисково-разведочных работах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, проект № 04-05-64283.

Литература

1. *Богданович В.А.* Новые данные о строении Советского золоторудного месторождения // Геология и геофизика. 1962. № 7. С. 87–96.
2. *Петровская Н.В.* Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых жил на примере месторождений Енисейского кряжа // Отдел технической информации. М., 1956. Вып. 21. С. 3–45. (Тр. Ин-та "НИГРИЗОЛОТО").
3. *Русинова О.В., Русинов В.Л., Абрамов С.С. и др.* Околорудные изменения пород и физико-химические условия формирования золото-кварцевого месторождения Советское (Енисейский кряж, Россия) // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 4. С. 308–328.

СОСТАВ И РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОВ А-ТИПА СЕВЕРО-ВОСТОКА ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ

В.А. Трунилина, Ю.С. Орлов

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
v.a.trunilina@diamond.ysn.ru

А-граниты, выделенные как петротип В. Коллинзом [6] на примере анорогенных или внутриплитных гранитоидов Австралии, привлекают внимание исследователей прежде всего своей высокой рудоносностью. К настоящему времени гранитоиды А-типа установлены как в пределах щитов, так и их складчатых обрамлений и изучены во многих регионах мира. Состав их широко варьирует и, соответственно, с ними ассоциирует самое разнообразное оруденение. Выделяется от трех до семи разновидностей или подтипов

А-гранитов [9]. На северо-востоке Верхояно-Колымской области среди них мы различаем: неопротерозойские рапакивиподобные граниты; ранне-среднеюрские щелочные граниты; раннемеловые микроклин-альбитовые граниты; позднемеловые щелочнополевошпатовые и щелочные граниты и граносиениты. В настоящей работе рассматриваются меловые граниты А-типа.

Мелкие штокообразные и трубообразные тела, этмолиты и дайки раннемеловых (120–128 Ma, по $^{40}Ar/^{39}Ar$ -методу) микроклин-альбитовых и альбитовых редкометалльных гранитов локализуются в пределах или в непосредственной близости от выходов коллизионных гранитоидов, от которых отличаются как главными петро- и геохимическими параметрами, так и по составу породообразующих и акцессорных минералов. Калиевый полевой шпат представлен промежуточным и низким ортоклазом или решетчатым микроклином и содержит до 40 % Ab и не более 1.5 % An. Плагиоклаз – альбит-олигоклаз и альбит, лишь изредка присутствует олигоклаз с 20–24 % An. Состав биотита варьирует от литийсодержащего железистого (f = 70–75 %) биотита до сидерофиллита и лепидолита; светлой слюды – от фенгит-мусковита до циннвальдита и протолитионита. Слюды интенсивно обогащены F (1.5–6 %). В акцессорной фракции установлены: литийсодержащий турмалин; амблигонит, монтебразит, топаз; флюорит; обогащенные Ta и Nb касситерит, марганцовистый ильменит, оловоносный рутил с содержанием SnO_2 3–6 % и WO_3 – до 10 %; тантало-ниобаты. Широко развиты процессы площадной и трещинной грейзенизации с образованием мусковит-лепидолит-кварцевых, слюдисто-топаз-кварцевых, топаз-кварцевых, каолинит-слюдисто-кварцевых эндо- и экзогрейзенов. Типоморфизм минералов указывает на кристаллизацию из низкотемпературных, богатых водой и летучими расплавов при температурах 680–460 °C, минимальном потенциале кислорода ($-\log f_{O_2}$ = 19–21), низкой активности хлора ($-\log f_{HCl}$=1-1,8) и максимальных активностях воды и фтора ($\log f_{H_2O}$ до 3.5, $\log f_{HF}$ – до 2,8).

Рассматриваемые граниты гиперглиноземистые (K_{Al} = 1.47–1.64), с несколько повышенной суммарной щелочностью при величине Na_2O/K_2O=1.06–1.33. Они относятся к высококалиевой известково-щелочной серии посколлизионной или позднеорогенной геодинамической обстановки, геохимическому типу редкометалльных плюмазитовых гранитов и по большинству индикаторных петро- и геохимических коэффициентов сопоставимы с эталонными гранитами А-типа. Тренды REE слабоасимметричные с соотношением La_N/Yb_N 1.1–1.6 и глубоким минимумом Eu. Пространственно сопряженные с ними коллизионные гранитоиды не комплементарны им по составу, обладают нормальной или пониженной щелочностью и относятся к геохимическому типу палингенных гранитов известково-щелочного ряда. В микроклин-альбитовых гранитах, даже по сравнению с поздними дифференциатами коллизионных гранитоидов, скачкообразно возрастают содержания Sn, W, Nb, Ta, Li, F, Y, Ce, La. [3]. Соответственно, по соотношениям F – Li+Rb – Ba+Sr и индексу суммарной рудоносности [1], первые представляют нерудоносные или ограниченно рудоносные, а вторые – высоко- и ультрарудоносные образования. Они либо вмещают рудные тела, либо сами представляют собой богатую руду.

Пространственная локализация редкометалльных микроклин-альбитовых и альбитовых гранитов и присутствие в них оплавленных реликтов минералов предшествовавших коллизионных гранитоидов позволяют, вслед за Ю.Д. Недосекиным [2], наиболее детально изучавшим эти образования региона, предполагать кристаллизацию их из расплава, возникшего в результате повторного плавления коллизионных гранитоидов под влиянием глубинных высокотемпературных флюидопотоков. Степень и характер рудоносности этих гранитов зависят прежде всего от величины и соотношений активностей лития и фтора в системе, в соответствии с которыми формируются либо месторождения Li с сопутствующими Sn и LREE, либо Sn-W с Ta и Nb.

Массивы щелочно-полевошпатовых гранитов и лейкогранитов приурочены к узлам пересечения крупных тектонических нарушений. Жильная фация представлена гранит-порфирами, аляскитовыми гранитами, пегматитами, кварцевыми альбититами. Вдоль зон тектонических нарушений и в апикальных частях массивов породы грейзенизированы. Преимущественно к апикальным зонам приурочены и жилы кварца с гнездами редкоземельных минералов и крупными кристаллами пьезокварца. Отмечаются зоны гематитизации. Изотопные датировки соответствуют рубежу раннего и позднего мела и позднему мелу: 91–92 Ma (K-Ar-метод), 106 и 86 Ma (Rb-Sr), 96–99 Ma ($^{40}Ar/^{39}Ar$-метод).

Граниты содержат до 45 % кварца с характерной почти черной окраской. Основу пород слагают зерна обычно мезопертитового калинатрового полевого шпата с центральными зонами анортоклаза или санидина, содержащего до 43 % альбитового минала и до 10 % анортитового. Плагиоклаз имеет состав олигоклаз-альбита и альбита, реже – олигоклаза (до 27 % An), в котором установлены реликтовые ядра лабрадора (54 % An). Температура двуполевошпатового равновесия 950–850 °C. Пироксен образует идиоморфные включения в калишпате, но чаще его реликты фиксируются среди скоплений замещающего его амфибола. Состав его варьирует от магнезиального диопсида до высококальциевого авгита и

геденбергита, температура кристаллизации от 1080 до 900 °С. Амфибол высокожелезистый (f = 62–97 %), обогащенный галогенами (0.6–1.8 % F; 0.4–3.3 % Cl) паргасит или эденит (T = 960–790 °С). При T = 640–570 °С, низком потенциале кислорода ($-\log f_{O_2}$ = 17–19), умеренных значениях активности воды и фтора и высокой – хлора образовался высокожелезистый (83–96 %) биотит, обогащенный галогенами (F = 2–2.8 %, Cl = 0.5–2.2 %). В центре его зерен фиксируются редкие реликты умеренножелезистого (58 %) высокотемпературного (900–930 °С) биотита. Согласно расчетам на основе типоморфизма минералов, кристаллизация расплава начиналась из маловодного высокотемпературного расплава, а на завершающем этапе содержание воды возрастало, достигая для рудоносных массивов 8 % с одновременным быстрым ростом активности HF и особенно HCl ($\log f_F$ до +0.32, $\log f_{HCl}$ до +2.75) [7].

Ассоциация акцессорных минералов включает ортит, монацит, ксенотим, циркон, гранат пиропальмандинового ряда, титаномагнетит, магнетит, высокотемпературный магнезиальный и низкотемпературный марганцовистый ильменит, флюорит, апатит Отмечены также редкие зерна самородного железа в окисной оболочке, содержащие около 5 % оксида хрома; хромистой шпинели. Ортит аномально обогащен Ce, La и Nd. Апатит содержит до 4 % F и обогащен REE (в сумме до 2 %). Цирконы зональные, с широко варьирующими отношениями ZrO_2/Hf_{O_2} (от 106 до 4) и повышенными содержаниями ThO_2 и UO_3 (в сумме до 6 %)$_3$. Во всех его популяциях резко преобладает высокотемпературный высокощелочной морфотип D [5], типичный для гранитоидов мантийно-корового происхождения. Содержание пиропового минала в гранате 32–55 %.

Последовательность образования и типоморфные особенности составов породообразующих и акцессорных минералов щелочнополевошпатовых гранитов свидетельствуют о начале кристаллизации из высокотемпературных маловодных расплавов и насыщении водой остаточных расплавов, способных отделять высокорудные флюиды. Согласно расчетам, на завершающем этапе кристаллизации рудоносных массивов содержание воды возрастало до 8 % с одновременным быстрым ростом активности HF и особенно HCl ($\log f_{HF}$ до +0.32, $\log f_{Cl}$ до +2.75) [7].

Как и микроклин-альбитовые граниты, это гиперглиноземистые породы (K_{Al}=1.37–1.44), но отношение Na_2O/K_2O в них заметно ниже (0.81–0.98). Они принадлежат к высококалиевой известково-щелочной серии анорогенной геодинамической обстановки [4]. Распределение редкоземельных элементов близко таковому микроклин-альбитовых гранитов, но при несколько большем суммарном их содержании и при значениях La_N/Yb_N 2.5–4. По петро- и геохимическим параметрам щелочнополевошпатовые граниты соответствуют внутриплитным гранитам А-типа и редкометалльным гранитам щелочного ряда, генерация магматических очагов которых предполагается из реститовых субстратов в областях глубокого метаморфизма под влиянием мощного флюидопотока из поднимавшихся диапиров щелочно-базальтоидных магм [8]. Расчетная глубина магмогенерации (33–39 км) и первичные отношения изотопов Sr (0.708–0.713) указывают на генерацию материнского расплава в низах коры или на границе коры и мантии. Исходя из особенностей состава минералов, мы предполагаем, что его зарождение происходило в результате плавления нижнекоровых субстратов при непосредственном внедрении сюда глубинной основной магмы.

Граниты обогащены REE, Zr, Nb, W. В грейзенизированных и альбитизированных разностях, в жильных породах и особенно в пегматитах резко возрастают концентрации Zr, Mo, а также редкоземельных элементов (La, Ce, Sm, Nd), содержания которых в пегматитах достигают промышленных значений. Благоприятным признаком рудоносности является также высокий потенциал воды и галогенов на позднемагматическом этапе кристаллизации гранитов.

Щелочные эгирин-биотитовые граниты локализованы в пределах вулканогенных полей Индигирского пояса растяжения земной коры среди вулканогенных и интрузивных образований шошонит-латитовой формации раннего–позднего мела. Предполагается [8], что возникновение мощной зоны растяжения земной коры имело место в тылу активной континентальной окраины в связи с функционированием мантийного плюма. Породы слагают обособленные штокообразные тела или центральные части зональных плутонов, в которых к периферии сменяются граносиенитами и кварцевыми монцонитами. Они интрудируют вулканогенные образования апт-альбского и отчасти сеноманского времени и сами прорываются дайками щелочных базальтов. Изотопный K-Ar-возраст пород 68–79, Rb-Sr – 85–94 Ма. Преобладающий в составе гранитов калиевый полевой шпат представлен высоким и промежуточным ортоклазом (–2V = 40–65°) и мезопертитом. Изредка в ядрах сохраняются анортоклаз и санидин. Состав плагиоклаза отвечает олигоклазу, олигоклаз-альбиту и альбиту (25–6 % An), с реликтовыми ядрами лабрадора (58 % An). Спорадически отмечается железистый оливин. Эгирин и эгирин-авгит (25–65 % эгириновой молекулы) начинают кристаллизоваться вместе с калишпатом и при температурах 940–900 °С и давлении 5–3.7 кбар сменяются железистым (f = 77–89 %) амфиболом группы гастингсита или рибекита. Высокожелезистый биотит (f = 86–91 %), богатый галогенами F = 2.8–3.1 %, Cl = –0.7–1.4 % образуется в позднемагматический этап

при 630–610 °С, в условиях высокой активности калия, кислорода, воды и хлора , но при низкой активности фтора($-\log f_{O_2}$ = 16–18, $\log f_{H_2O}$ = 2.6–3.6; $\log f_{HCl}$=1.2–3.1; $-\log f_{HF}$ = 0.21–0.84) [4]. В акцессорной фракции определены: ортит; флюорит; сфен; титаномагнетит; зональный циркон (ZrO_2/Hf_{O_2} = 83–15), содержащий до 2.5 % ThO_2, до 5.7 % UO_3 и до 2.4 % Y_2O_3; апатит с высоким содержанием оксидов Ce и La (в сумме 1–1.4 %), монацит, чевкинит, торит.

Рассматриваемые породы – наиболее щелочные из всех гранитов региона. При близких остальным гранитоидом А-типа региона величинах K_{Al} (1.31–1.47), они обладают минимальными значениями Na_2O/K_2O (0.51–0.64) и принадлежат к шошонит-латитовой серии и геохимическому типу редкометалльных гранитов щелочного ряда. Они наследуют геохимическую специфику предшествующих вулканитов и специализированы на редкие земли, Be, Nb, Zr, Au, Ag, Bi, Sb, Pb и Zn. При этом кларки концентрации для Be, Au, Ce, La и микроэлементов группы железа, по сравнению с другими гранитоидами А-типа, максимальны. В районах локализации щелочных гранитов известны рудопроявления этих металлов, но заметных промышленных скоплений их пока не выявлено.

Расчетная глубина магмогенерации (36–42 км), значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ = 0.713–0.721, присутствие в породах альмандин-гроссуляровых гранатов свидетельствуют о значительной роли нижнекоровых субстратов в процессах магмогенерации. Вместе с тем пространственная локализация, вхождение в состав зональных массивов и общность типоморфных признаков с таковыми вмещающих вулканитов шошонит-латитовой формации, по нашему мнению, свидетельствуют об интенсивном мантийно-коровом взаимодействии во все время функционирования магматизма Индигирского пояса растяжения.

Литература

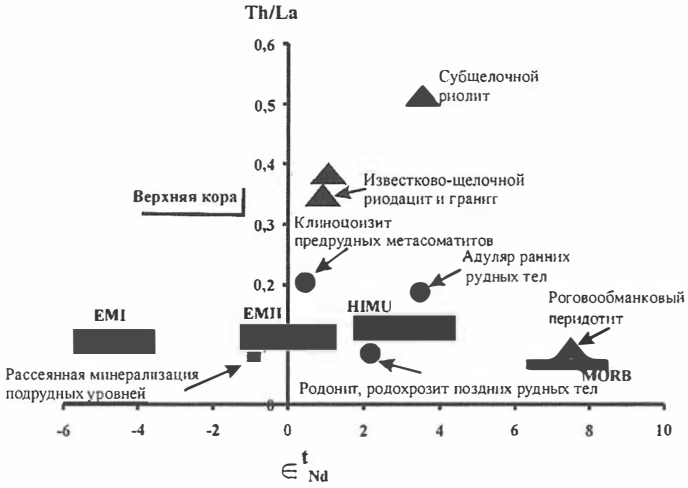
1. *Козлов В.Д., Свадковская Л.Н.* Петрохимия, геохимия и рудоносность гранитоидов Центрального Забайкалья. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. 150 с.
2. *Недосекин Ю.Д.* Редкометалльные граниты Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1988. 141 с.
3 *Трунилина В.А., Орлов Ю.С., Роев С.П.* Геология и рудоносность магматитов хр. Полоусного. Якутск: ЯНЦ, 1996. 132 с.
4 *Трунилина В.А., Роев С.П., Орлов Ю.С., Оксман В.С.* Магматизм различных геодинамических обстановок (зона сочленения Верхоянской окраины Сибирского континента и Колымо-Омолонского микроконтинента). Якутск: ЯНЦ СО РАН, 1999. 168 с.
5 *Хабибулина Т.С., Трунилина В.А.* Кристалломорфология акцессорных цирконов Верхояно-Колымских мезозоид // Тихоокеан. геология. 1999. Т.18, № 3. С. 70–75.
6 *Collins W.E., Beams S.D., White A.J., Chappel B.W.* Nature and origin of A-type granites with particular reference to South-eastern Australia // Contrib. Miner. Petrol. 1982. V. 80, N 2. P. 189–200.
7. *Trunilina V.A., Ivanov P.O.* Fluorine and chlorine in apatites from granitoids of the Verkhoyansk-Kolyma Mesozoides // Acta Univ. Carolinae-Geologica. 1998. N 42(1). P. 165–168.
8. *Trunilina V.A., S.P Roev, Ju.S. Orlov.* Compositional characteristics of magmatic rocks of Indigirka extension belt in the crust of East Yakutia // Metallogeny of the Pacific Northwest: tectonics, magmatism and metallogeny of active continental margins. Vladivostok: Dalnauka, 2004. P. 63–66.
9. *Xu B., Yan. G., Zhang Ch. et al.* Петрологическое подразделение и источник вещества гранитов А-типа // Dixue qianyuan = Earth Sci. Front. 1998. V. 5, N 3. C. 113–124.

РОЛЬ МАНТИЙНЫХ ДИАПИРОВ В ФОРМИРОВАНИИ ПРОДУКТОВ МАГМАТИЧЕСКОЙ И ФЛЮИДНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ДУКАТСКОЙ МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ

Л.Г. Филимонова, Н.В. Трубкин, А.В. Чугаев

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва, Россия
flg@igem.ru

Интрузивные тела ультрамафитов и базальтоиды относятся к характерным продуктам магматической деятельности, проявленной на платформах в рифтовых геодинамических условиях [3]. Роговообманковые перидотиты и субщелочные базальтоиды входят в состав пород контрастных вулканоплутонических



Вариации εNd и Th/La в продуктах магматической и флюидно-гидротермальной деятельности Дукатской магматогенно-гидротермальной системы.

комплексов Балыгычан-Сугойского рифтогенного прогиба, который примыкает с севера к краевому Охотско-Чукотскому вулканическому поясу и является фрагментом Приколымско-Камчатского трансформного линеамента. В осевой части прогиба выделены локальные зоны субмеридиональных гравитационных аномалий, указывающих на неглубокое (3–5 км) залегание кровли мощных силлов базитов и гипербазитов. При этом среди приповерхностных меловых изверженных пород прогиба преобладают риолиты и гранитоиды, которые вмещают олово-полиметаллические месторождения и уникальное Au-Ag-месторождение Дукат [1]. В раннемеловой вулканогенно-осадочной толще базальтоиды и риолиты повышенной щелочности чередуются с угленосными пачками песчаников и алевролитов. В позднемеловой толще контрастных известково-щелочных пород, образованных в связи с формированием краевого Охотско-Чукотского вулканического пояса, силлы и дайки "рифтогенных" риолитов и базальтоидов проявлены фрагментарно и являются характерными составляющими изверженных пород рудных полей. Позднемеловые риолиты повышенной щелочности содержат ксенолиты роговообманковых перидотитов, претерпевшие разнообразные послемагматические изменения.

Формирование состава флюидов и гидротермальных растворов, продуцирующих рудную минерализацию в Дукатском рудном поле, связывают с процессами дифференциации кислой вулканогенной магмы, обогащенной летучими компонентами [1, 2]. Проведенные нами минералого-геохимические и изотопные исследования роговообманковых перидотитов, новообразованных послемагматических минералов предрудных метасоматитов, галенитов продуктивных рудных тел месторождения Дукат показали, что формирование продуктов послемагматической деятельности связано с базитовым, возможно подкоровым источником [4]. Новые данные о послемагматических изменениях роговообманковых перидотитов, об изотопном составе Nd, распределении редкоземельных элементов и других несовместимых элементов в этих ультраосновных породах, кислых вулканитах, гранитоидах, продуктах послемагматической деятельности Дукатского рудного поля позволили оценить роль мантийного вещества в их составе и идентифицировать типы подкоровых источников рудообразующих флюидов и гидротермальных растворов.

Изотопный состав Nd роговообманковых перидотитов с εNd = +7.4 (см. рисунок) указывает на участие в их формировании вещества, близкого по составу к деплетированной мантии типа MORB [6]. Однако повышенные против MORB содержания суммы РЗЭ, Th, U, Zr, Pb (соответственно 190, 3, 1, 200, 20 против 40, 0.12, 0.05,104, 0.5 г/т) и других элементов, величина Th/La (0.08 против 0.067) в них предполагают, что состав вещества перидотитов был изменен во время, близкое к периоду становления магматических комплексов [5]. Это согласуется с тем, что ксенолиты измененных роговообманковых перидотитов содержат зерна циркона, сульфидов (пирротина, сфалерита, петландита), неупорядоченных силикатных масс, обогащенных соединениями углерода, Fe, Al, K, S, Pb, P, Ti.

Изотопный состав Nd, величины Th/La субщелочных риолитов, риодацитов и гранитоидов предполагают большую роль вещества верхней коры в их составе (см. рисунок). Положительное значение εNd обусловлено заимствованием части РЗЭ из глубинных флюидов или обладавших изотопными характеристиками MORB мантийных диапиров, стимулировавших плавление вещества верхней коры.

Некоторые минералого-геохимические особенности (высокие содержания циркона, фосфатов, соединений углерода, серы, присутствие наночастиц и дисперсных зерен рудных минералов) продуктов послемагматической деятельности подрудных уровней, образующих в риолитах и гранитоидах зоны рассеянной многометалльной минерализации, близки к особенностям новообразованных продуктов метасоматизированных перидотитов. Отрицательные значения εNd и низкие Th/La у их неравновесных минеральных агрегатов (см. рисунок) предполагают участие в составе магматогенных рудоносных флюидов

вещества, близкого по геохимическим характеристикам к продуктам смешения компонентов, сходных по изотопно-геохимическим характеристикам с EM и MORB.

Изотопный состав Nd и значения Th/La нерудных минералов предрудных метасоматитов и кварц-адуляр-хлоритовых и кварц-родонит-родохрозитовых рудных тел месторождения Дукат предполагают, что формирование продуцирующих их гидротермальных растворов происходило в результате смешения компонентов поровых растворов вмещающих кислых пород и глубинных магматогенных флюидов.

Таким образом, проведенные комплексные минералого-геохимические исследования показали, что внедрение мантийных диапиров в трансформной рифтовой зоне способствовало формированию магматических очагов в верхней коре и свободному проникновению в приповерхностные уровни подкоровых рудоносных флюидов.

Литература

1. *Кравцова Р. Г., Захаров М.Н.* Геохимические поля концентрирования Дукатской золото-серебряной рудно-магматической системы // Геология и геофизика. 1996. Т. 37, № 5. С. 28–38.
2. *Константинов М.М., Наталенко В.Е., Калинин А.И. и др.* Золото-серебряное месторождение Дукат. М.: Недра, 1998. 204 с.
3. *Милановский Е.Е.* Рифтогенез в истории Земли. М.: Недра, 1983. 280 с.
4. *Чернышев И.В., Филимонова Л.Г., Чугаев А.В., Пушкарев Ю.Д.* Источники рудного вещества Au-Ag месторождения Дукат (Северо-Восток России) по результатам изотопного состава Pb, Sr, Nd // ГРМ. 2005. № 5. С. 205–212.
5. *Weaver B.L.* The origin of ocean island basalt end-member compositiobns: trace element and isotope constraints // Earth Planet. Lett. 1991. V. 104. P. 381–397.
6. *Zindler A., Hart S.* Chemical geodynamics // Ann. Rev. Earth Planet. Sci. 1896. V. 14. P .439–571.

ПРИРАЗЛОМНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ КАК ИНДИКАТОР ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГЛУБИННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ШВОВ (НА ПРИМЕРЕ КАЗАХСТАНА)

И.Л. Фишман, А.С. Каменский

Академия минеральных ресурсов Республики Казахстан, г. Алматы, Казахстан
bekzhanov@nursat.kz

При составлении карт метаморфизма сначала в Чингизе, а затем и в других регионах Казахстана были выявлены протяженные зоны приразломных метасоматитов, относящихся к двум типам – лиственитовому (L-зоны) и пропилитовому (P-зоны) [3, 4]. Минеральные ассоциации P-зон включают кварц, эпидот, альбит, а L-зон – карбонаты (анкерит, брейнерит, доломит, кальцит), кварц, слюды, альбит. Протяженность зон названных типов достигает 100 км и более при видимой мощности до 7 км. Метасоматиты L- и P-зон накладываются на все палеозойские геологические формации (осадочные, вулканические, интрузивные, рудные). При этом в горных породах и рудах возникают новые минеральные ассоциации.

Широко распространенные L-зоны [3] сопровождают наиболее крупные и глубинные разломы Чингизского региона (Жауртагинский, Южно-Акчатауский, Главный Чингизский, Центрально-Казахстанский и др.), которые обычно выполняют роль различного рода геодинамических границ. Часто, например, это реликты былых зон Беньоффа [1], которые являются границами разновозрастных островодужных блоков и нередко трассируются пластинообразными телами ультрабазитов. Последние в результате метасоматоза зачастую полностью замещены существенно карбонатными образованиями (в локальных участках они переходят в карбонат-кварц-слюдистые березиты). Сложенные ими тела, как правило, хорошо обнажены и легко распознаются даже на мелкомасштабных фотоматериалах. Очень часто они принимаются за пласты известняка. Однако структурные и особенно геохимические данные указывают, с одной стороны, на гидротермальную природу этих тел, а с другой – на преобладание среди эдуктов ультраосновных пород. Повышенные содержания Au, Ag, Cu, Zn, Pb, As, B, несомненно, обусловлены гидротермальным привносом, тогда как высокий фон Ni, Co, Cr унаследован от первичных ультрабазитов.

Фиксирующиеся внутри островодужных блоков P-зоны обладают не менее крупными размерами. Полностью замещенные породы типа альбит-кварцевых эпидозитов слагают только их узкие осевые части,

тогда как основной объем представлен участками дробления с обилием жил названных минералов и метасоматической проработкой зальбандов, а в песчаниках и алевролитах – гидротермальным цементом аналогичного минерального состава. Для геохимического профиля Р-зон характерны медь и серебро при практически полном отсутствии пирита.

Металлогенический потенциал региональных гидротермальных систем реализуется в виде месторождений только в пределах локальных участков, на пересечении с геохимическими барьерами, свойства которых определяет геолого-промышленный тип образующихся месторождений меди (Р-зоны) и золота (L-зоны).

Гидротермы минералообразующих систем L и Р-зон, судя по минеральным ассоциациям, существенно различались по составу. Практически единственным растворителем в Р-системах являлась вода, в то время как для L характерно присутствие CO_2, достаточное для массового карбонатообразования.

При наложении на палеозоны субдукции и другие сутуры флюид достаточно легко продвигался к поверхности, формируя богатые CO_2 гидротермальные L-системы. Прорыв флюида сквозь жесткие блоки сопровождался формированием зон дробления. Быстрая декомпрессия обусловливала вскипание раствора Р-систем с потерей CO_2 и некоторых других летучих (B, As). По-видимому, этим обусловлены как минералогические, так и металлогенические отличия L- и Р-систем. Чингизские L и Р метасоматические зоны (помимо их прогнозно-поискового значения) в силу хорошей обнаженности и яркой выраженности могут рассматриваться как флюидотектонотипы и заслуживают дальнейшего углубленного изучения.

Обобщение имеющейся информации по приразломным метасоматитам и металлогенических данных позволяет наметить на территории Казахстана достаточно равномерную решетку гидротермально-метасоматических систем [5]. Примерами могут служить Спасская и Успенская зоны, Айский район, Кетменский хребет, Шидерты-Экибастузский, Жалаир-Найманский, Шолькызыл-Тюлькуламский тектонические швы и др. Метасоматиты в пределах этих районов приурочены к глубинным разломам, которые нередко трассируются гипербазитами. Как правило, в первую очередь выявляются легко распознаваемые и картируемые зоны типа L. Выделение Р-зон требует серьезного площадного исследования продуктов метаморфизма и метасоматизма, которое далеко не везде проводилось. По-видимому, подобные приразломные проявления существуют также в смежных регионах Центральной Евразии.

Поскольку приразломные метасоматиты накладываются практически на все палеозойские образования, можно прийти к выводу об активизации в верхнем палеозое на значительной части континента сети гидротермальных систем, наследующей древние глубинные ультрабазитовые швы. Геотектоническая позиция этого явления глобального масштаба может быть истолкована как предрифтовая. Старт позднепалеозойского рифтогенеза, обозначенный мобилизацией наиболее подвижных глубинных компонентов, свидетельствует об условиях растяжения, охвативших обширные площади в Центральной Евразии.

Дальнейшее развитие этого процесса в верхней перми и мезозое приводит к прорыву основной магмы (траппоиды), формированию юрских угленосных толщ в заболачиваемых озерах рифтогенных трогов. Не исключено также, что ячеи решетки разломов контролируют широко развитые верхнепалеозойские "бескорневые" гранитоидные массивы. Их внедрение (всплывание) обычно связывают с условиями сжатия, которые возникают в жестких тектонических блоках на флангах зон растяжения.

Активизацию приразломных флюидных зон следует рассматривать в связи с известными представлениями о Трансазиатском рифтовом поясе [2], развитие которого продолжается в настоящее время в форме термальных и радоновых вод, орогенеза, сейсмической активности.

Литература

1. *Арустамов А.А., Фишман И.Л.* О палеовулканических структурах Чингиза // IV Палеовулканологический симпозиум: Тез. докл. Хабаровск, 1979. С. 207–209.
2. *Попов В.И., Таль-Вирский Б.Б., Попов А.И.* Трансазиатский рифтовый пояс Наливкина. Ташкент: Фан, 1978. 167 с.
3. *Фишман И.Л.* О лиственитах Чингиза // Закономерности размещения медных месторождений Казахстана. Алма-Ата: КазИМС, 1979. С. 83–88.
4. *Фишман И.Л., Каменский А.С., Кодинцев В.Я., Ракова Л.Н.* Метасоматические процессы в осадочно-вулканогенных толщах Центрального Казахстана и их роль в локализации медного оруденения // Геология месторождений полезных ископаемых Казахстана и проблемы их изучения. Алма-Ата: КазИМС, 1982. С. 54–62.
5. *Фишман И.Л., Каменский А.С.* "Манто" – маложелезистый (бесприритный) тип медных месторождений Казахстана: региональная металлогения и геотектонический аспект // Геология и охрана недр. 2004. № 4. С. 12–21.

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ГОР НУРАТАУ

В.Г. Харин[1], Н.А. Снурницына[2]

[1]Институт минеральных ресурсов, г. Ташкент, РеспубликаУзбекистан
[2]Галляаральская ГРЭ, ГГП "Самаркандгеология", г. Самарканд, РеспубликаУзбекистан

Западный Узбекистан относится к регионам, где с особой четкостью и наглядностью устанавливается роль и значение глубинных разломов в геологическом строении, и их значение для размещения оруденения. Горы Нуратау являются уникальным местом проявления разнообразных типов и видов надвигов и шарьяжей.

Тектоническое строение площади определяется наличием двух структурных комплексов: нижнего - домезозойского и верхнего – мезозойско-кайнозойского. Нижний комплекс отличается сложным покровно-складчатым строением, различной степенью метаморфизма (от амфиболитовой фации до эпигенеза), интенсивно проявленным интрузивным магматизмом, большой мощностью суммарного разреза и, наконец, наличием целого ряда гидротермальных рудных полезных ископаемых, а верхний – относительно простым строением, выдержанностью разреза, незначительной мощностью, отсутствием магматических образований

Покровная и в большей части пликативная тектоника обусловлена раннегерцинскими (C_2m_2) процессами. В отличие от нее разрывная тектоника – это результат в основном альпийской тектоники. К таким структурам относятся прежде всего разломы северо-западного (тяньшаньского) направления. Они, как правило, наследуют герцинские ослабленные зоны. К ним относятся: Северонуратинский (глубинный) разлом, протягивающийся вдольсеверных предгорий Северного Нуратау и представляющий собой многоступенчатый эшелонированный взбросо-сдвиг северо-западного направления. Северо-Актауский взбросо-надвиг, прослеживающийся вдоль северных предгорий гор Актау, по которому палеозойские отложения, как правило, мраморы актауской серии ($D–C_2$), взброшены, запрокинуты и частично надвинуты на перекрывающие мезозойско-кайнозойские отложения. Северо-Каратауский взбросо-надвиг проходит вдоль северных предгорий Каратау, имеющий отчетливое северо-западное направление. По нему образования бесапанского комплекса взброшены относительно расположенных севернее мезозойско-кайнозойских отложений. Каратауский (глубинный) разлом – целая серия эшелонированных надвигов, сдвигов, зон смятия, меланжирования и окварцевания. Имеет запад-северо-западное простирание и связан с шовной зоной герцинского надвига. Курайский разлом или зона смятия располагается севернее Каратауского. Представляет собой герцинскую долгоживущую зону шарьирования, смятия, брекчирования, меланжирования, окварцевания, ожелезнения, в пределах которой встречаются небольшие штоки гранитоидов.

Разломы играют ведущую роль в процессе формирования и локализации оруденения. В большей своей части тектонические швы имеют западное – северо-западное направление и представляют собой сдвиги (как правило, левосторонние), наложенные на дислоцированные покровно-складчатые структуры раннегерцинского возраста. В местах их пересечения с крупными тектоническими блоками, пликативными структурами или поперечными разломами они изгибаются с образованием флексур и тесно связанных с ними раздувов зон милонитизации и катаклаза. Именно такие раздувы наиболее перспективны для локализации золотого оруденения.

Сразу после покровообразования в среднекаменноугольное время и смятия покровов в изоклинальные складки произошло формирование зон глубинных разломов, как швов взбросо-сдвиговых смещений. После чего начались трансгрессия, и сдвиговые смещения в обратную сторону, вследствие чего произошла смена поля напряжений, которая привела к локальному растяжению в надвинутых толщах пород. Это позднее растяжение явилось наиболее благоприятным моментом для прохода гидротермальных растворов по трещинам.

Для месторождений золоторудных объектов гор Нуратау до настоящего времени дискуссионным остается вопрос, что является главным источником вещества гидротермальных растворов – глубинный магматический очаг или богатые органическим веществом терригенные породы, испытавшие региональный метаморфизм.

В процессе работ по определению абсолютного возраста золоторудных объектов Нуратау были отобраны галениты из руд ряда месторождений Нуратау. Изотопный состав свинца был проанализирован в изотопной лаборатории ИГГД РАН, аналитик Б. Беляцкий, и КазИМС. Всего было проанализировано 16 проб, 6 проб по месторождению Сармич, пять проб с месторождения Гужумсай, одна проба с месторождения Маржанбулак, две пробы с рудопроявления Кансай и две пробы с рудопроявления Каракудук.

На эволюционной диаграмме изотопного состава свинца составы галенитов образуют отчетливую группу, пересекающую эволюционную кривую верхней коры и, таким образом, отличаются достаточно

радиогенным составом свинца. По данным Д.Л. Конопелько составы галенитов месторождений гор Нуратау очень сходны с составами сульфидов подавляющего большинства месторождений Центральных Кызылкумов, но значительно отличаются от изотопного состава свинца сульфидов месторождений Чаткало-Кураминской группы, для которых характерен более "мантийный" изотопный состав свинца. Причину относительно высокорадиогенного изотопного состава свинца в месторождениях Кызылкумской провинции предстоит установить в ходе дальнейших исследований. Два возможных объяснения включают: 1) коровое происхождение руд в районе, где широко развиты высокоурановые черносланцевые тощи, 2) специфическое уран-свинцовое отношение в породах всего Кызылкумского района может быть связано с особенностями его строения и отличием от других районов Южного Тянь-Шаня.

Возраст золотого оруденения определяется как верхнекарбоновый–нижнепермский и среднекарбоновый. Таким образом, в процессе рудообразования выделяются два этапа: первый – формирование зон глубинных разломов, как швов взбросо-сдвиговых смещений с золоторудной минерализацией локального характера; второй – смена поля напряжений, которая привела к растяжению пород в надвинутых толщах. Этот этап стал наиболее благоприятным моментом для прохода гидротермальных растворов по трещинам.

Литература

1. *Бискэ Ю.С.* Палеозойская структура и история Южного Тянь-Шаня. СПб.: Изд-во СПбГУ, 1996.
2. *Бухарин А.К., Боежиев В.Д., Масленникова И.А. и др.* Тектоника Западного Тянь-Шаня. М.: Наука, 1998.
3. *Бертман Э.Б.* Золоторудные формации жильных месторождений. Ташкент: Фан, 1990.
4. *Konopelko D., Mao J., Du A. et al.* Re-Os age of molybdenite fromthe Sarytau tungsten deposit and timing of Hercynian events in the Bukantau mountains, Central Kyzylkum, Uzbekistan.

СОСТОЯНИЕ И ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ РАБОТ

В.Л. Хомичев

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия
geology@sniiggims.ru

Поисковая эффективность геолого-геофизических работ с течением времени снижается, поскольку фонд легкооткрываемых выходящих на поверхность месторождений не бесконечен и быстро сокращается. Поэтому прогнозно-металлогенические исследования приобретают все большую значимость и должны ориентироваться на оценку перспектив скрытого оруденения на доступных глубинах. В современных условиях даже перед мелкомасштабными региональными работами стоит задача не только составить комплект карт, но и обосновать перспективные площади и участки для поисков твердых полезных ископаемых. Успешное решение этой задачи зависит от трех условий: 1) необходимо иметь достоверную геологическую основу, которая адекватно отражает былые природные процессы, формирующие сложные по составу и строению парагенезисы пород и руд; 2) прогнозно-металлогенические карты должны строиться на тех генетических факторах, которые направляют рудно-магматический процесс, обеспечивают концентрирование флюидных и рудных компонентов и определяют время и место рудоотложения; 3) методы прогнозно-металлогенических исследований должны соответствовать генетическим факторам рудообразования и вытекающим из них критериям, которые позволяют осуществить последовательную все более узкую локализацию перспективных площадей.

К сожалению, положение дел в каждом из этих направлений далеко не благополучное. В первую очередь это касается геологической основы. Проводившиеся в 1960–1980-е годы широким фронтом ГСР-50 дали обширный материал по геологическому строению и рудоносности, однако они выполнялись без единого научно-методического руководства и систематического обобщения. По существу, каждый исполнитель на ограниченной площади строил свои схемы стратиграфии, магматизма, районирования и металлогенического прогноза. Такой локальный подход привел к неограниченному субъективизму, разночтениям и несбойке карт даже по смежным территориям. Естественное требование, как можно детальнее расчленять магматические образования, свелось к необоснованному выделению множества мелких невалидных подразделений

неоднозначного по разным авторам содержания. В результате единый магматический процесс, закономерное саморазвитие которого приводит к рудообразованию, оказался разорванным на отдельные автономные части, что исключает возможность формационного и системного анализа рудно-магматических комплексов как крупных целостных сложнопостроенных естественных образований. Такая геологическая основа искажает былые геологические процессы и негативно сказывается на прогнозно-поисковых работах, чрезвычайно низкая эффективность которых общеизвестна. Вторая главная причина этому кроется в несостоятельной научно-методической базе. Прогнозно-металлогенические исследования до сих пор строятся на эмпирически-статистических принципах, разработанных во ВСЕГЕИ в 50-е годы XX в. (С.С. Смирнов, Ю.А. Билибин, В.Г. Грушевой, Г.С. Лабазин, А.И. Семенов и др.). Они сыграли положительную роль при анализе больших территорий с целью выделения крупных перспективных зон на фоне окружающего безрудного пространства. Но в пределах рудных районов они "не работают", поскольку объекты прогноза и окружающие площади статистическими методами не дифференцируются. Очевидно, локальный прогноз должен строиться на иных, генетических принципах. Ведь прогнозировать месторождения можно тогда, когда установлено, как они образовались. Под "как" подразумевается широкий набор факторов концентрирования рудного вещества и его отложения. Факторы рудообразования не могут быть общими и равноценными для разных типов оруденения. Поэтому в первую очередь необходимо разработать классификацию рудных формаций, и для каждой из них определить генетические факторы рудообразования. Три совещания по генетическим моделям рудных формаций (Новосибирск, 1981–1986 гг.) показали, как далеко продвинулась наука в изучении рудно-магматических систем. Неотложная задача состоит в том, чтобы активизировать такие исследования и адаптировать их к практическим целям прогнозно-поисковых работ. Помимо традиционных геолого-структурных, литолого-стратиграфических, минералого-петрографических, петрогеохимических, геофизических методов, представляется целесообразным разрабатывать и совершенствовать:

- рудно-формационный метод;
- анализ рядов родственных рудных формаций (рудных комплексов), соотношение их в латеральной и вертикальной зональности рудно-магматических систем;
- дайки как фактор рудообразования и рудоотложения;
- глубинное геолого-геофизическое моделирование разных масштабов;
- системный анализ рудно-магматических комплексов;
- геохимические аспекты магматического и рудно-магматического процессов;
- флюидный режим на всех стадиях эволюции рудно-магматического процесса;
- латеральная и вертикальная рудно-метасоматическая и геохимическая зональность рудно-магматических систем.

ФАКТОРЫ ВЫСОКОЙ РУДОПРОДУКТИВНОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА

В.К. Хрусталев

Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия
smetanina@gin.bsc.buryatia.ru

Изучение золоторудных месторождений южного покровно-складчатого обрамления Северо-Азиатского кратона показало, что в этом регионе золоторудные гидротермально-метасоматические системы сформировались в разнообразных геодинамических обстановках, которые по мере удаления от кратона образуют возрастной ряд (от древних к более молодым): активизированные периферийные и окраинные части палеомикроконтинентов (Зун-Холба, Чипчикон) → зоны субдукции и задуговые зоны спрединга (Замогта, Юбилейное, Ирокинда, Каменное) → коллизионно-рифтовые системы (Дарасун, Балей, Дмитриевское). При этом в ближней тыловой зоне влияния кратона высокопродуктивное гидротермально-метасоматическое благороднометалльное оруденение связано с многоэтапной коллизией аккретированных террейнов. В дальней от кратона фронтальной зоне, в коллизионно-рифтовых зонах, в условиях сжатия существовали очагово-купольные структуры (Дарасун, Дмитриевское), а в условиях растяжения – очагово-депрессионные (Балей).

Впервые установлено, что золоторудные месторождения различных формационных типов, расположенные в гетерогенном складчатом обрамлении юга Северо-Азиатского кратона, образованы в условиях эволюции составов рудообразующих растворов в результате интенсивного проявления инфильтрационно-диффузионного метасоматоза. Характерной особенностью их формирования, вероятнее всего, было существование подвижной буферной границы между рудным телом и внутренней тыловой зоной метасоматической колонки, которая представляла собой продукты опережающей волны кислотности, выносящей из центральной части рудовмещающих структур целой группы компонентов – Si, O, Al, Ca, Na, K и отлагающей S и Fe. При этом происходило разрастание всех зон в направлении движения потока с пульсационным наложением их тыльных фаций на фронтальные. В результате на этой переменной подвижной границе, которая была геохимическим барьером, происходил интенсивный привнос-вынос вещества с отложением рудных элементов Au, Ag, Cu, Pb, Zn, As, Bi. Стабильный приток S и Fe обеспечивал инфильтрационное осаждение знчительных количеств (10–55 %) сульфидных минералов, а также промышленных концентраций Au и Ag. При дефиците S и SO_3 содержание сульфидов, выделившихся инфильтрационным путем, не превышало 5–6 % и связанного с ними золота – около 10 %. Остальная часть золота осаждалась преимущественно диффузионным способом в результате разрушения устойчивых изоструктурных форм Si и Au (цепочки, ленточки, линейные комплексы) в поровых растворах при взаимодействии с вмещающими породами. Промышленное золотое оруденение локализовано в участках совмещения геохимических барьеров с литологическими (черносланцевые толщи и др.) и структурными (флексурообразные складки, зоны кливажа и рассланцевания). При наклонном расположении рудовмещающей структуры наиболее высокие концентрации золота сосредоточены в лежачем боку, который является дополнительным экраном для рудоотложения.

Минералого-геохимические особенности метасоматитов и руд изученных месторождений проявляют черты сходства независимо от их формационной принадлежности и расположения в различных разновозрастных геоблоках (террейнах). Эти, выявленные впервые для региона, минерально-геохимические особенности подчеркивают трансструктурную "сквозную" специфику рудообразующих растворов, сформировавших золоторудные месторождения на обширной территории региона.

Гранулометрия золота, выделенного из руд и метасоматитов, специфична: установлено бимодальное и полимодальное распределение в классах крупности "видимого" тонкодисперсного и субмикронного золота. В целом они характеризуют последовательность осаждения золота от раннего высокопробного, сосредоточенного в классах крупности менее 0.07 мм и позднего интерстиционного низкопробного и, как правило, "видимого". Полученные впервые для региона гранулометрические параметры золота представляют как научный, так и практический интерес, так как это реальный путь в совершенствовании технологических схем извлечения золота, особенно в классах крупности – 0.07 мм.

Практическая значимость проведенных на изученных золоторудных месторождениях исследований заключается в обосновании переоценки разведанных запасов золота с включением внутренней тыловой зоны метасоматической колонки в контуры разведуемых и эксплуатационных блоков с балансовыми рудами в том случае, если содержания золота превышают средние минимально промышленные. Крупнообъемные золоторудные метасоматиты с содержаниями золота более 1 г/т, но ниже минимально промышленных, могут представлять объекты для отработки с применением технологии кучного выщелачивания.

СВОДНАЯ СХЕМА ГИПОГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ УЗБЕКИСТАНА (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ И ДРУГИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ)

В.Д. Цой

Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
mineral@cu.uz

В Чаткало-Кураминском регионе наиболее крупные месторождения различных полезных ископаемых связаны с позднепалеозойским комплексом магматических пород [1, 4].

В Карамазаре, Чаткало-Кураминском регионе, Западном Узбекистане установлено, что гидротермальные рудные месторождения сформировались в один гидротермальный этап и несколько стадий. Стадия может иметь одну или несколько парагенетических минеральных ассоциаций. Наблюдается

последовательная прерывистая цепь парагенетических минеральных ассоциаций. Эти ассоциации тесно связаны друг с другом и благодаря явлению телескопирования образуют комплексные руды. По-видимому, мы имеем дело с P_2 (или P_2–T_1) этапом рудообразования, с которым связаны основные месторождения исследуемого региона. Более ранние этапы в силу регенерации по Х.М. Абдуллаеву [2] почти не сохранились. Это вполне возможно, так как с момента последнего этапа рудо образования прошло 240 млн лет (возрастная граница между T_1 и T_2).

В составленной схеме гипогенного минералообразования Узбекистана использован минералого-генетический подход с отображением хронологической последовательности выделения минералов. При составлении схемы процесса минералообразования мы исходили из следующих представлений: генезис исследуемого оруденения гидротермальный, процесс минералообразования был последовательным и прерывистым, что фиксируется взаимоотношениями минералов, внутрирудными деформациями, катаклазом, брекчированием и внутрирудным метаморфизмом.

Трудность составления схем гипогенного минералообразования состоит в достоверном выделении парагенетических минеральных ассоциаций и установлении их возрастной последовательности. Это осложняется тем, что на месторождениях широко распространено явление телескопирования, которое способствует появлению сложных по составу минералов и ассоциаций. Телескопирование с одной стороны усложняет минералогенетические реконструкции, а с другой – повышает ценность руд за счет наличия попутных компонентов.

Для составления сводной схемы гипогенного минералообразования были изучены различные типы месторождений от скарново-магнетитовых до собственно серебряных (Чокадам-Булак, Южный Янгикан, Чорух-Дайрон, Кальмакыр, Алмадон, Адрасман, Туранглы, Джелтимес, Джузум, Кызыл-Унгур, Канимансур, Тарыэкан, Алтын-Топкан, Сардоб, Северный Алтын-Топкан, Боярбек, Пайбулак, Такели, Кансай, Кургашинкан, Кочбулак, Бургунда, Каульды, Кызылалмасай, Кайрагач, Чадак, Кокпатас, Мурунтау, Даугызтау, Каракутан, Гужумсай, Марджанбулак и др.).

Анализ схем гипогенного минералообразования различных месторождений показывает в целом унифицированный набор парагенетических минеральных ассоциаций с некоторыми отличиями, связанными с геологическими особенностями. Большее сходство имеют схемы однотипных месторождений.

В обобщенной схеме гипогенного минералообразования выделены пневматогидротермальный и гидротермальный этапы. В пневматогидротермальном этапе две стадии: безводных силикатов и водных силикатов с гранат-пироксеновой и волластонит-родонитовой ПМА – в первой и эпидот-амфиболовой, кварц-турмалиновой и кварц-серицитовой ПМА во второй. В гидротермальном этапе выделены стадии с соответствующими ПМА в скобках (от ранних к поздним): силикатно-карбонатная (карбонат-кварц-хлоритовая); ранняя оксидная (магнетит-гематитовая) вольфраматов (альбит-шеелитовая); раннесульфидная (кварц-молибденитовая, пирит-арсенопиритовая с золотом, халькопирит-пирротиновая, халькопирит-висмутовая); полиметаллическая (сфалерит-халькопирит-галенитовая, галенит-блеклорудная); золото-серебряная (тетрадимит-теллуровисмутитовая, золото-гесситовая, золото-серебряная, собственно серебряная); поздняя оксидная (кварц-гематитовая); сульфатная (кварц-барит-галенитовая); сурьмяная (кварц-антимонитовая); карбонатно-фторидная (кварц-кальцит-барит-флюоритовая) и карбонатно-силикатная (карбонат-кварцевая).

Установленная последовательность гипогенного минералообразования имеет большое практическое значение. Зная последовательность минералообразования, с учетом многообразия минеральных форм в каждой ПМА, можно судить о значении этой ПМА, и даже о масштабах объекта. Н.В. Петровская [3] отмечала, что чем длительнее был процесс минералообразования, т.е. чем разнообразнее минералогия отдельных территорий, тем она более перспективна. Мы также придерживаемся этой точки зрения, действительно, чем дольше функционировала гидротермальная палеосистема на какой-то площади, тем масштабнее и перспективнее образуется объект. Примером тому может служить месторождение Мурунтау, где представлены рудные минералы от ранних (вольфраматов) до поздних (сурьмяной) стадий.

На золоторудных месторождениях Узбекистана установлены две основные продуктивные минеральные ассоциации – ранняя пирит-арсенопитовая с золотом и поздняя – золото-серебряная. Для месторождений Западного Узбекистана основной продуктивной является ранняя, а для Восточного Узбекистана – поздняя. В региональном плане для золоторудных месторождений с запада на восток наблюдается омоложение рудовмещающих пород. Отмечено, что богатые руды образуются в случаях совмещения ранней и поздней продуктивных минеральных ассоциаций.

Таким образом, процесс гипогенного минералообразования подчиняется единому закону, согласно которому, на различных месторождениях выдерживается определенная последовательность выделения парагенетических минеральных ассоциаций.

Литература

1. *Абдуллаев Х.М., Мацокина Т.М., Горьковой О.П.* О возрасте рудной минерализации Чаткало-Кураминских гор // Геология и полезные ископаемые Узбекистана. Ташкент: Наука, 1964. С. 5–20.
2. *Абдуллаев Х.М.* Рудно-петрографические провинции. М.: Недра, 1964. 136 с.
3. *Петровская Н.В.* Минералогические признаки и критерии оценки рудных месторождений гидротермального генезиса // Минералогические критерии оценки рудоносности. Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1981. С. 26–38.
4. *Хамрабаев И.Х., Воронич Т.М., Горьковой О.П.* Некоторые общие закономерности эволюции магматизма в Узбекистане и его продуктивность // Зап. Узб. отд-ния ВМО. Вып. 21. Ташкент: Фан, 1970. С. 3–12.

СВЯЗЬ КРУПНЫХ И СУПЕРКРУПНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С АНОМАЛИЯМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ

С.В. Черкасов[1], Д. Кассар[1], А.В. Ткачев[1], Е.Е. Арбузова[1], Н. Дебеглиа[3], Е.И. Чесалова[2], Н.А. Вишневская[2]

[1]АНО "Российско-французская металлогеническая лаборатория", г. Москва, Россия
sergy@sgm.ru, d.cassard@brgm.fr
[2]Государственный геологический музей им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, Россия
[3]Французская геологическая служба (BRGM)

Попытки анализа связи месторождений полезных ископаемых с глубинным строением земной коры предпринимались в России начиная с 70-х годов прошлого века. Эти работы были основаны на использовании глубинных тектонических моделей с привлечением данных об аномалиях потенциальных полей. Позднее началась активная переинтерпретация ранее накопленного материала с использованием мультидисциплинарных данных, были созданы новые модели коровых структур, имеющих отношение к процессам эндогенного рудообразования [1]. Эти работы лежат в основе системного подхода к установлению признаков крупных рудных концентраций в региональном масштабе путем выявления палеоструктур, связанных с транскоровым тепломассопереносом (ТТМП). В.И. Смирнов [3] отмечал, что энергии остывания приповерхностных магматических тел недостаточно для формирования значительных эндогенных концентраций рудного вещества. Отсюда для формирования крупных рудных объектов в верхней коре необходимо локальное поступление энергии из нижележащих слоев Земли.

Задача выявления связей между позицией крупных рудных объектов, особенностями геофизических полей и глубинным строением земной коры включает в себя следующие подзадачи: 1) моделирование и типизация возможных структур ТТМП для разных генетических типов эндогенных рудных объектов (определяются характеристиками магматических и метаморфических процессов, играющих ключевую роль в энергетическом обеспечении процесса рудообразования) и геодинамических обстановок; 2) моделирование геофизических аномалий, вызванных элементами систем ТТМП; 3) исследование проблемы унаследованности пространственных характеристик палеосистем ТТМП современными аномалиеобразующими объектами; 4) изучение пространственных связей рудных объектов с элементами палеосистем ТТМП и математическое описание этой связи на основе ее статистической оценки в регионах, хорошо изученных с точки зрения металлогении;. 5) обобщение полученных результатов и их инверсия, т.е. определение вероятности обнаружения крупных рудных объектов с определенными пространственными характеристиками по отношению к аномалиям геофизических полей и аномалиеобразующим объектам. Положительный результат такого рода исследования может иметь огромное практическое значение для регионов с осадочным чехлом, мощность которого исключает возможность прямых геологических наблюдений, но не делает разработку месторождений нерентабельной (самые края чехлов в обрамлении щитов).

Можно предположить существование трех основных типов транскоровоготранспорта энергии и вещества: 1) прямой кондуктивный ТТМП, проявляющийся в верхней части земной коры в виде интрузивных комплексов базит-ультрабазитового, базитового, диорит-базитового, ультращелочного и щелочного (с базитами и без них) состава; 2) непрямой конвективно-кондуктивный ТТМП, связанный с образованием магматических камер внутри земной коры и сопровождаемый процессами активной контаминации ее вещества – на современном эрозионном срезе может проявляться в виде комплексов диорит-гранодиорит-

гранитного состава нормальной или умеренно повышенной щелочности; 3) конвективный ТТМП – те области развития регионального метаморфизма, существование которых не привело в свое время к возникновению крупных объемов мобильной магмы, но тем не менее способствовало возникновению месторождений или существенной регенерации уже существовавших руд с улучшением их качества.

Авторами проведены исследования пространственных связей крупных месторождений с аномалиями, возникшими в результате функционирования палеосистем первого и второго типов на примере таких регионов, как Карелия, Узбекистан, Центральный Казахстан и Енисейский кряж.

Яркий пример системы, связанной с прямым кондуктивным ТТМП, – район Бураковской интрузии – крупнейшей мафит-ультрамафитовой расслоенной интрузии Европы, с которой связаны крупные запасы хромовой руды, и перспективы выявления промышленных залежей платиноидов. Для анализа глубинного строения использованы аномалии поля силы тяжести в редукции Буге по сети 1 × 1 км, предоставленные СпецИКЦ "Полевая геофизика". Обработка данных для анализа глубинных плотностных неоднородностей производилась совместно со специалистами Французской геологической службы (BRGM) с помощью программного обеспечения TRANSF. Программа основана на послойном группировании источников гравиметрических аномалий [6, 7]. В результате разделения получены аномалии силы тяжести от слоев 0-5, 5–20 и 20–35 км, и для этих слоев рассчитаны значения псевдоплотности (рис. 1). Неожиданным результатом является факт глубокой корреляции аномалий псевдоплотности, соответствующих Бураковской интрузии во всех трех слоях. Это означает, что интрузия прослеживается в виде вертикального плотного штока на всю мощность земной коры, что не согласуется с имеющимися оценками (4–5 км [2]).

Прогнозирование структур первого типа ТТМП может осуществляться с помощью расчета коэффициента корреляции разноглубинных аномалий псевдоплотности в скользящем окне. В результате расчета коэффициента корреляции в скользящем окне 20 × 20 км получены семь аномалий (см. рис. 1), из которых четыре пространственно совпадают с положительными аномалиями Буге и псевдоплотности глубинного слоя: Бураковский комплекс, небольшая аномалия к западу от оз. Кенозеро, совпадающая с известной, но плохо изученной Волошовской интрузией, похожая аномалия южнее и аномалия, расположенная в среднем течении р. Северная Двина. Последняя представляется крайне интересной, поскольку даже превосходит по площади Бураковскую, однако изучение ее представляется проблематичным из-за высокой мощности палеозойского осадочного чехла, составляющей в этом районе около 1000 м.

Примеры второго типа ТТМП основаны на термодинамической модели среднекорового силла [4], в соответствии с которой наиболее интенсивные восходящие потоки энергии наблюдаются в краевых частях среднекоровых магматических камер. Данная модель подтверждается не только математическим моделированием, но и специальным образом обработанными сейсмическими данными [5].

На примере Узбекистана (район Мурунтау), Центрального Казахстана (группа крупных вольфрам-молибденовых месторождений) и Енисейского кряжа (Северо-Енисейский золоторудный район) был произведен анализ аномалий силы тяжести, пространственно коррелирующих с положением крупных рудных скоплений, генетически связанных с гранитоидным магматизмом. На рис. 2 видно, что пять известных крупных вольфрам-молибденовых месторождений Центрального Казахстана расположены в пределах 2–3 км от

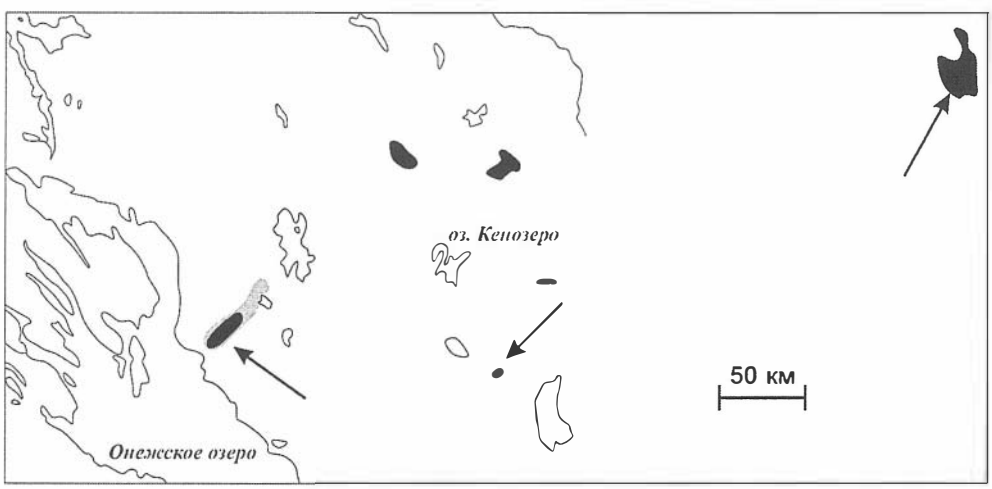


Рис. 1. Аномалии коэффициента корреляции псевдоплотности разноглубинных слоев (черный), и избыток псевдоплотности глубинного слоя (серый).

Стрелками указаны аномалии "бураковского" типа.

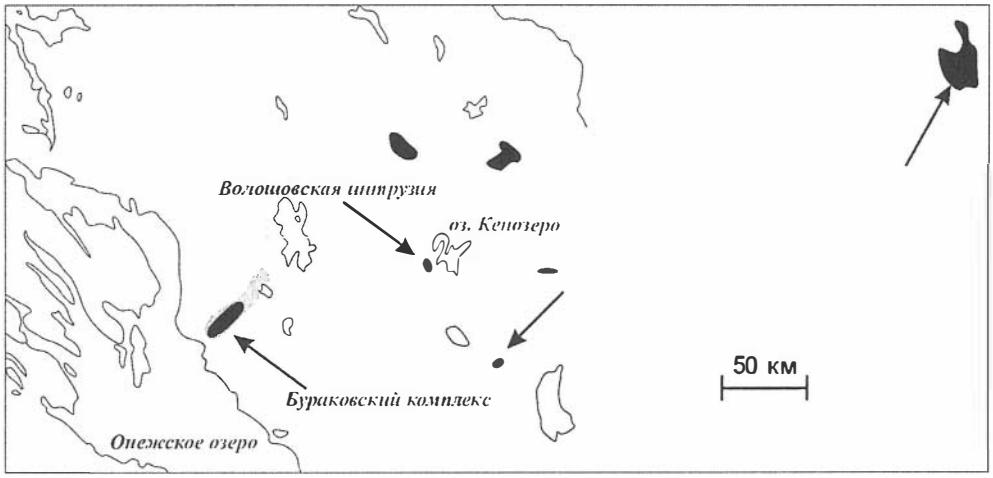


Рис. 2. Анализ поля силы тяжести и крупные рудные аккумуляции, генетически связанные с кислым магматизмом на примере Центрального Казахстана.

Серым цветом показаны отрицательные аномалии псевдоплотности для слоя 20–35 км; черным – линии максимального градиента, оконтуривающие области дефицита плотности в этом слое; точки – крупные и сверхкрупное (Верхнекайрактинское) месторождения.

линий максимальных градиентов, ограничивающих глубинные зоны дефицита плотности. Аналогичные результаты получены и для двух других районов.

Таким образом, на основе анализа поля силы тяжести можно сформулировать и предложить систему критериев для практического прогнозирования эндогенных месторождений, связанных с первым и вторым типами тепломассопереноса. При этом остаются незакрытыми вопросы унаследованности структур и разработки методики выделения перспективных участков для поисковых работ.

Литература

1. *Константинов М.М., Даиковцев Р.Ф., Черкасов С.В., Симкин Г.С.* Глубинное строение и закономерности размещения месторождений Северо-Енисейского рудного района // Геология руд. месторождений. 1999. Т. 41, № 5. С. 425–436.
2. *Слюсарев В.Д., Лавров М.М., Кожевников В.Н. и др.* Плутонические формации // Металлогения Карелии / Отв. ред. С.И. Рыбаков, А.И. Голубев КарНЦ РАН. Петрозаводск, 1999. С. 59–71.
3. *Смирнов В.И.* Энергетические основы постмагматического рудообразования // Геология руд. месторождений. 1981. № 1. С. 5–17.
4. *Cathles L.M., Cherkasov S.V., Vishnevskaya N.A.* Convective modeling based on geophysical imaging of deep crustal intrusions – A foundation for mineral exploration? // Global tectonics and metallogeny. 2003. V. 8, N. P. 1–4.
5. *Cherkasov S.V.* Revelation of unknown exiting geological features from non-conventional usage of geostatistical methods // Proceedings of IAMG-2005: GIS and Spatial Analysis.2005. V.1 P. 209–214.
6. *Jacobsen, B.H.* A case for upward continuation as a standard separation filter for potential field maps // Geophysics. 1987. V. 52, N 8. P. 1138–1148.
7. *Pedersen, L.B.* Relation between potential fields and some equivalent sources // Geophysics. 1991. V. 56, N 7. P. 961–971.

РОЛЬ СИЛЫ РАЗУПЛОТНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ВОДЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ И ЕЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ПОДТВЕРЖДЕНИЕ

Л.И. Шабалин

Сибирский научно-исследовательский институт геологии, геофизики и минерального сырья, г. Новосибирск, Россия
nov@online.sinor.ru

Сила разуплотнения поверхностного слоя (СРПС) жидких, твердых и газообразных веществ и в первую очередь воды, идея о существовании которой разработана автором и представлена в ряде опубликованных работ [1-6], имеет важнейшее значение в геологических процессах. Она имеет две составляющие – осмотическую (О-СРПС) и температурную (Т-СРПС). Первая из них создает микропородиффузионный каталитический эффект (МДК-эффект), который ускоряет химические реакции в наиболее узких микропорах земной коры и с осмотической силой отгоняет из них растворенные в воде химические компоненты в более широкие их участки и в трещинные пустоты. Т-СРПС, образуя разуплотненный поверхностный слой, способствует созданию коллоидных и полимерных частичек, предохраняя их от склеивания и коагуляции за счет особых свойств поверхностного слоя. Вместе они создают так называемый механизм диффузионного флюидозамещения. Это процесс зарождения прожилково-жильных минеральных образований в деформированных растворонасыщенных породах с диффузионным перемещением химических компонентов из зон сжатия в зоны растяжения при существенной роли МДК-эффекта, метасоматоза и коллоидных или полимеризованных флюидов. Этот механизм способствует зарождению вдоль зон тектонических разломов гидротермально-метасоматических месторождений и магматических пород. СРПС участвует также в процессах метаморфической перекристаллизации и пластических деформаций пород при динамометаморфизме и складчатости, в гидрогеологических, геокриологических, инженерно-геологических процессах, зарождении нефтяных месторождений, регулирует землетрясения в земной коре, а также, по мнению автора, принимает активное участие формировании дифференцированной земной коры [3, 4].

Наиболее простое экспериментальное подтверждение действия О-СРПС в виде МДК-эффекта состоит в следующем. Если на покрытую слоем воды поверхность стекла, фарфора, пластика, дерева или любого другого материала положить изогнутые железные предметы, например гвоздь или скрепку, то уже через два часа вокруг точек касания этих предметов с поверхностью заметно появление бурых ореолов окислов железа. Здесь совершенно очевидно, что причиной ускорения коррозии является появление узкой микропоры в контакте железного предмета с поверхностью, откуда растворенные окислы быстро выносятся за пределы микропоры в окружающее пространство. При этом все остальные участки железных предметов за это время остаются не измененными.

Действие Т-СРПС также просто можно подтвердить экспериментально. Для этого надо взять две пластинки из камня или стекла и, смочив одну из их поверхностей водой или лучше (для удобства наблюдения) какой-нибудь вязкой жидкостью, например эпоксидной смолой, соединить их плотно вместе этой смоченной поверхностью. Если затем сдавливать эти пластинки рукой или в тисках (между упругими резиновыми прокладками), то как бы сильно не было это сжатие, при малейшем его ослаблении жидкость, заключенная между ними, упруго с силой раздвигает эти пластинки назад. Это хорошо заметно при сжатии по появлению выпуклого валика выдавливаемой жидкости с торцевой части поверхности контакта пластинок, а при уменьшении сжатия по исчезновению этого валика. Причем в тисках это усилие достигает сотни килограммов на 1 см^2. С такой силой проявляется действие Т-СРПС пленки жидкости, которая противодействует силе, стремящейся уменьшить или сжать полностью разуплотненный поверхностный слой.

Литература

1. *Шабалин Л.И.* Сила разуплотнения поверхностного слоя воды как фундаментальное явление природы, создающее обмен веществ (Заявка на открытие). Новосибирск, 2000. 151 с.
2. *Шабалин Л.И.* Сила разуплотнения поверхностного слоя жидких, твердых и газообразных веществ. Новосибирск, 2001. 192 с.
3. *Шабалин Л.И.* Основы молекулярно-кинетической концепции рудо- и магмообразования. Новосибирск, 2002. 204 с.
4. *Шабалин Л.И.* Сила разуплотнения поверхностного слоя воды и ее роль в геологических процессах. Новосибирск, 2003. 254 с.
5. *Шабалин Л.И.* Поверхностный разуплотненный слой твердых веществ. Новосибирск, 2005. 125 с.
6. *Шабалин Л.И.* Ход размышления в процессе открытия силы разуплотнения поверхностного слоя веществ: Научный дневник за 1990–2004 гг. Новосибирск, 2004. 650 с. (Имеется в ГПНТБ СО РАН и на сайте автора www.tietan.narod.ru/SHABALIN/).

ДИНАМИКА НАДАСТЕНОСФЕРНЫХ МАНТИЙНО-КОРОВЫХ ФЛЮИДНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ СИСТЕМ МЕДЛЕННОСПРЕДИНГОВЫХ ЗОН

В.Н. Шарапов[1], В.А. Акимцев[1], М.П. Мазуров[1], В.А. Фалеев[2]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
[2]Институт теплофизики СО РАН, г. Новосибирск, Россия

Проблемы динамики надастеносферных мантийно-коровых флюидных океанических систем медленноспрединговых зон нами рассмотрена на материалах изучения зоны восточного сочленения гребня Срединно-Алантического хребта и трога трансформного разлома 15°20′, где имеются комплексные геохимические, петрологические и геолого-геофизические данные, позволяющие строить численные модели, верификация которых возможна по ряду параметров (тепловой поток, скорость спрединга, состав выплавок, состав магматогенных флюидов и продуктов их высокотемпературного воздействия на породы земной коры и т.д.). Численное моделирование развития декомпрессионного плавления в верхней мантии (Перепечко, Шарапов, 2001) показывает, что медленноспрединговые хребты с гребневой зоной могут возникать над горячими точками при степенях плавления деплетированного мантийного субстрата не более 0.25–0.3 на глубинах не выше границы гранатовой фации. При этом вычисленные значения тепловых потоков, высота свелла в гребне хребта и скорость активного спрединга согласуются с наблюденными величинами в указанном районе Атлантического хребта. Состав выплавок может быть согласован с петрохимическими характеристиками базальтов в гребне хребта при учете появления двухуровневой области плавления, вид которой предполагается для Исландской системы (Foulger et al., 2000). Нами выполнены расчеты для такой системы (Перепечко и др., 2005), результаты которых указывают на правдоподобность этого предположения. Расчеты неизотермической динамики интрудирования выплавок типа MORB по плоским каналам оценивают области питающих очагов, скорее всего, на глубинах более 20 км от поверхности морского дна (Шарапов и др., 2000). Отсюда следует, что глубина отделения магматических флюидов при ретроградном кипении затвердевающих базитовых расплавов составляет 20–60 км от поверхности морского дна. Обнаружено, что в высокопроницаемых зонах литосферы (к которым относятся области активного спрединга) при фильтрации таких флюидов от границы отделения газов с глубин порядка 40 км за времена около 500 тыс. лет устанавливаются квазиадиабатические профили температур (Шарапов и др., 2004). Опыт изучения высокотемпературных фумарол в стенках фреатических воронок субаэральных базальтовых вулканов (Зеленский, 2004) свидетельствует о том, что на выходе из трещин температура магматических газов достигает 500 °С. Если наши оценки верны, то в области проявления базитового субмаринного магматизма в зонах активного спрединга должны наблюдаться следы высокотемпературного воздействия магматических газов на породы земной коры и продукты их конденсации. Не только в указанном районе, но и на других участках гребня Атлантического хребта в Центральном его секторе были найдены как те, так и другие (Акимцев, 1991; Шарапов и др., 1992, 2000).

Речь в первую очередь идет о вспененных микрослитках ферритового состава с затвердевшими каплями самородного железа и пузыристых обособлениях твердого углерода в срастании со стекловатыми базальтами. Исследования твердого углерода (Мазуров и др. 2005) показали, что его образцы представлены пористыми и компактными группами. Первая – это пемзовидная серебристо-черная масса, количество пор в которой больше 80 %. Количество примесных частиц составляет первые проценты. По текстурным признакам можно выделить три разновидности. Первая – агрегаты гексогональных пластинок, упакованные в ряды, петли размером от десятых долей микрона до миллиметра. Они образуют каркас с горловинами и расширениями. Вблизи горловин на углеродистую массу нарастают кристаллы кальцита, галита, хлорита, а местами микроорганизмы с карбонатным скелетом. Редко отмечаются частицы самородного железа и сульфидов. Вторая разновидность углерода – агрегаты микросфер, формирующих корки на базальте. Поверхность микросфер бугорчатая с множеством воронок, зернами кальцита и хлоридов натрия, калия, магния и кальция. Компактные группы скоплений углерода фиксируются в форме микроксенолитов в стекловатом базальте. Это агрегаты чешуек с высокой анизотропией, низким отражением, типичными для высокотемпературных генераций графита. Аналогичные формы конденсации твердой фазы были получены в экспериментах с синтез-газом (H_2 = 65 %, CO=34, %, N_2 = 0.2 %) в проточных реакторах при температурах от 350 до 550 °С, при изучении кинетики его катализа на минералах ультрабазитовых и базитовых пород (Sharapov et al., 2005). Отметим, что в бортах рифтовой долины срединного хребта были описаны метановые струи (Буго), а термальные аномалии измерены в наддоной морской воде как в нодальной впадине, так и на вершинах отдельных гор и склонах хребта (Геологические исследования..., 1992).

Для моделирования физико-химической эволюции мантийно-коровой надастеносферной флюидной системы было необходимо убедиться в том, что: 1) в расчетах гетерофазных равновесий в потоках восстановленных газов состав фаз аналогичен таковым в продуктах физического эксперимента, 2) при воздействии высоко температурных потоков газа структурно-минералогические продукты плавления ультрабазитов сходны с наблюдаемыми в природных образцах ксенолитов в базальтах.

Численные эксперименты, воспроизводящие условия отмеченных экспериментов на установке в Центре "Цеосит" (Институт катализа СО РАН), были выполнены с помощью модифицированной проточной схемы программного комплекса СелекторWin (Карпов и др., 2002). Результат расчетов и наблюденные составы совпали вполне удовлетворительно (Ионе и др., 2004). Процесс конвективного плавления гранатовых лерцолитов был проведен на проточном реакторе в Институте теплофизики СО РАН. Температурный интервал в струе горящего пропана изменялся от 1200 °С до 800 °С. Плавление поверхности образцов зафиксировано в интервале от 1000 °С и выше. Во вспененной стекловатой после закалки корочке плавления пород были обнаружены минеральные образования (Шарапов и др., 2005), сходные с теми, что наблюдаются во внутренних частях микрослитков и капельных обособлениях стекловатых пузырчатых ферритов, описанных в ультрабазитах и базальтах Срединно-Атлантического хребта (Шарапов и др., 2000).

Учитывая изложенное, нами сделана попытка исследовать равновесную физико-химическую динамику мантийно-коровой надастеносферной флюидной системы зоны активного медленного спрединга, связанного с горячей точкой на границе нижней и верхней мантии с помощью указанного ПК СелекторWin. Конструирование ступенчатой системы сопряженных реакторов с числом ступенек от 20 до 40 условным временем протекания процесса от 1 до 100 шагов было проведено с помощью сотрудников научной команды И.К. Карпова и Е.П. Бессоновой. Указанные параметры диктовались тем, что, с одной стороны, было необходимо получить "достаточно" дробный шаг по T и P, а, с другой – иметь возможность проводить численные эксперименты без использования суперкомпьютеров, а также обрабатывать полученные результаты в "обозримое" время. Часть полученных результатов опубликована (Шарапов, 2005), другая продолжает обрабатываться. То, что удалось обобщить к настоящему времени, сводится к следующему. Место и время развития флюидной системы, связанной с эволюцией области декомпрессионного плавления над горячей точкой, меняется на прогрессивной и регрессивной ветви существования астенолинзы. В литосфере с магматогенными флюидными системами от границы кипения магмы сопряжены следующие подвижные структурно-динамические и минералогические зоны: 1) метасоматического изменения массива пород и сублимирования минералов настенках полостей; 2) метасоматоза массива пород, конденсирования и частичного подплавления стенок трещин; 3) метасоматоза массива пород и конденсирования на стенках трещин. Характер метасоматических изменений определяется развитием гидратации ультрабазитовых пород, зональность которой связана с изменением по потоку T и P и перемещением границы окисления–восстановления. Процессу преобразования пород литосферы присуща весьма сложная динамика как, локально-временного, так и пространственного изменения плотности метасоматизированных пород, которая не имеет линейных корреляций с T и P. Очевидно, что интенсивность и пространственные характеристики гранитизации (увеличение содержания SiO_2, Na_2O, K_2O, уменьшение MgO и FeO) связаны с составом отделяющихся от расплава флюидов. Резюмируя результаты численных экспериментов, можно сказать, что в процессах масштабы гранитизации пород литосферы мантийными магматогенными флюидами, скорее, связаны с малоокисленными магматогенными флюидами. При этом глубина преобразований исходных пород зависит от двух "составляющих" газовой смеси: соотношений мольных долей C–H–O и Cl–F–S. При этом первые определяют тип и характеристики ролла, а вторые – масштабы деплетирования пород над границей дистилляции летучих и гранитизацию разреза при снижении T и P по потоку флюидов.

В зависимости от гидродинамических условий разгрузки флюидной системы в земной коре формируются три главные зоны: 1) области максимальной проницаемости, где восстановленные высокотемпературные флюиды выходят на поверхность морского дна (продукты ихь конденсации и взаимодействия с породами описаны выше); 2) области относительно пониженной проницаемости, где происходит смешение магматических газов с метаморфизованными морскими водами, формирующими термы черных и белых курильщиков, сопряженных с участками развития необазальтовых экструзий; 3) обширные области слабой проницаемости, где нет базальтовых извержений, а разгружаются смешанные водные растворы, состоящие из окисленных магматогенных флюидов и метаморфизованных поровых вод. Такого рода области имеют ореолы в десятки километров от осевого рифта. Их продукты обнаружены при драгировании склонов рифтовых долин, параллельных осевому на расстоянии не менее 30 км на западном и восточном склонах гребня САХ, где в наддонной воде морской воде фиксируются геохимические аномалии (Геологические исследования..., 1991) и повышенный тепловой поток в осадках (Велинский, 1991, 1993).

Качественно динамика мантийно-коровой надастеносферной флюидной системы выглядит следующим образом: 1) место и время развития флюидной системы меняется на прогрессивной и регрессивной ветвях существования астенолинзы; формирование всех описанных выше зон происходит на регрессивной ветви существования области декомпрессионного плавления; 2) структурные характеристики проницаемых зон над ее кровлей являются определяющими для динамики массообмена и формирования особенностей колонны метасоматических изменений пород литосферы, в том числе и "полноты" их гранитизации; состав флюидов в зоне от границы кипения до окислительно-восстановительного ролла характеризуется преобладанием в газовой смеси (по степени убывания): CH_4, H_2O, CO_2, CO,H_2S, NH_3; 3) при глубокой метасоматической переработке мантийных пород их плотность может существенно отличаться от исходной таким образом, что аномально высокие и низкие величины этого параметра в поле температур могут оказаться ортогональными, принятыми при томографических интерпретациях зависимостей $\rho = \rho(T, P)$.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН,комплексные проекты № 64, № 101.1.1., № 106.2., и РФФИ, проект № 04-05-64107.

РОЛЬ ФАЗОВЫХ БАРЬЕРОВ В ЭВОЛЮЦИИ СУБАЭРАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ, ФОРМИРУЮЩИХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ, МАЛО- И ВЫСОКОСУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАТСКОГО РЕГИОНА

В.Н. Шарапов[1], Е.П. Бессонова[1], С.Б. Бортникова[1], М. Зеленский[2], А.С. Лапухов[1], А.В. Кирюхин[1]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
[2]Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, г. Владивосток, Россия

Субаэральные вулканогенные флюидные системы, формирующие геотермальные, а также мало- и высокосульфидные месторождения островных дуг, развиваются над кровлей магматических тел, располагающихся в интервале глубин 1.5–4 км, при начальном содержании воды в магме более 0.5 мас. % (Шарапов, Аверкин, 1990). При этом с увеличением глубины интрузивной камеры область надкритического водного флюида смещается из вмещающих пород в контур магматического тела. Время ретроградного кипения расплава в таких камерах порядка 6000 лет (Шарапов и др., 2004). После полной кристаллизации магматической жидкости магматическое тело становится кондуктивным источником тепла, в окрестностях которого возникает рециклинговая термальная система.

На этапе существования ретроградного кипения в эндоконтактовой части магматической системы и в разрезе вмещающих пород может сформироваться фазово-зональная гидротермальная система: 1) область надкритического магматического газа; 2) зона конденсации газовой смеси и появления водного гидротермального раствора; 3) область фильтрации магматогенного раствора; 4) область смешения магматогенного и порового раствора; 5) область кипения смешанного раствора; 6) вторичная зона конденсации и фильтрации водного конденсата; 7) область вторичного кипения конденсата; 8) конденсация пара на поверхности Земли, появление "прыгающих" источников, гейзеров и т.п.; 9) область замораживания конденсатов в кратерах или на склонах высоких вулканических построек.

Каждый из указанных фазовых барьеров играет собственную роль в процессах образования геотермальных и рудообразующих систем. При этом физико-химическая эволюция магматогенного флюида и метасоматические изменения пород при взаимодействии с ним зависят от структурных условий фильтрации флюидов. Можно предвидеть два предельных случая такого рода явлений: 1) охлаждение и конденсацию флюида в трещинных каналах; 2) метасоматическое преобразование вмещающих пород магматическими и смешанными флюидами. В обоих случаях наиболее важной зоной, определяющей дальнейший химизм растворов, является область конденсации магматического флюида. В ней за счет перехода в раствор "кислых" газов происходит образование ультракислого водного раствора. При фильтрации через вулканогенные породы за счет взаимодействия "вода–порода" происходит их нейтрализация и смешение с поверхностными метаморфизованными водами. При уменьшении T и P на границе, где достигается критическая точка, эти околонейтральные – субщелочные растворы после фазового фракционирования разделяются на нейтральный водный раствор (pH ~ 6.0–6.5) и равновесный с ним газовый флюид. Последний при конденсации имеет ультракислую реакцию. Эти растворы взаимодействуют с породами в приповерхостной части вулканических

построек, формируя обширные "поля" кислотного выщелачивания, смешиваются с метеорными водами, образуя растворы с pH ~2.5–3.0.

При наличии высокопроницаемых трещинных зон магматогенные флюиды могут достигать поверхности вулканических построек и разгружаться в виде высокотемпературных фумарол, состав газовой смеси которых "метаморфизуется" воздухом и парами метеорных вод (Зеленский, 2004). С такими фумарольными газами связано появление высокотемпературных грязевых котлов, серных бугров и т.п. Эволюция описанных термальных систем в отношении формирования геотермальных и рудных месторождений различна. Геотермальные месторождения, как и рудообразующие системы, формируются в магматогенную стадию при ретроградном кипения магм в интрузивныж камерах. После прекращения кипения процессы рудообразования отмирают, тогда как геотермальная система может существовать еще весьма продолжительное время, пока интрузивное тело не сравняется с вмещающими породами по температурным параметрам. Затухание "энтальпийного потенциала" такой системы может продолжаться в зависимости от размеров интрузива десятки или сотни тысяч лет, тогда как рудообразующая система, сопряженная с таким интрузивом, имеет времена эволюции на порядок меньшие.

Особенностью рассматриваемых магматических систем является проявление многофазных интрузивных комплексов и их цикличность. В некоторых районах Южной Камчатки доказано последовательное пространственное совмещение магматических комплексов миоценового, плиоценового и четвертичного возраста. Согласно имеющихся датировок, временные отрезки формирования эпитермального оруденения в них составляют порядка 3 млн лет. Эти отрезки времени составляют примерно 1/10 времени существования мантийных астнолинз (Перепечко, Шарапов, 2001), но на два порядка больше времени кристаллизации крупных мезоабиссальных гранитоидных плутонов (Шарапов, Аверкин, 1990). При этом интервал глубин, в котором разворачиваются события при формировании зон оруденения, по порядку величин меньше размеров денудационного срезания геологических тел, возникших на предшествующем временном отрезке магматогенной и тектонической истории области рудообразования (Петренко, 2004). Области промышленного рудоотложения в вулканогенных месторождениях обычно соответствую зоне 5, вертикальный размах которой не более 200–300 м. Его контуры весьма чувствительны к колебанию давления в тектонически активной системе. Показано (Кирюхин и др., 2005), что в области теплового питания Мутновской ГеоТЭС фиксируется тектоническое дрожание с колебаниями давления ± 2 атм (величина для гетерофазной области флюида достаточно значительная). Указанными особенностями можно объяснить установленные характеристики типичного, но наиболее полно сохранившегося от денудации разреза Асачинского золото-серебряного месторождения (Лапухов, 2004). Здесь богатая золотая минерализация ограничена областью формирования жильных тел, сложенных переменными соотношениями кварца и калиевых полевых шпатов (до 60–80 %) с температурным интервалом рудоотложения 230 – 145 °С на фоне резких градиентов температур (порядка 3 °С/1 м) в зоне вскипания гидротермальных растворов. Вне отмеченного температурного интервала жилы являются практически безрудными. В отдельных жильных телах отмечаются признаки телескопирования разновременных минеральных ассоциаций в пределах последовательно раскрывающихся трещинных структур. Рудообразующие гидротермальные растворы характеризуются концентрацией солей порядка 3–8 мас. % (NaCl + KCl с незначительной примесью $FeCl_3$). Состав газовой фазы в отношении макрокомпонентов определяется преобладанием H_2O, и CO_2 с подчиненными содержаниями H_2, CO, CH_4. Отметим характерные особенности компонентного состава гетерофазного флюида в современной термальной системе Мутновского геотермального месторождения. В "исходном" монофазном термальном флюиде за счет взаимодействия с породами накапливаются Si, K, Na в качестве макрокомпонентов и таких микрокомпонентов, как: B, Be, As, Sn. После его гетерогенизации в пласте и разделения на сепарат и конденсат в промышленной установке получается щелочной сепарат (pH ~ 8.5), сравнительно обогащенного макро- и микрокомпонентами, и слабокислый конденсат (pH ~4.7) с низкой минерализацией. Отделяющийся кислый флюид, обогащенный микропримесями из пород глубокой части системы (Zn, Cu, Ti, V, Ni, Co), по пути движения и в процессе взаимодействия с вмещающими породами извлекает в раствор Al, Ca, Mg, Sr. Соотнесение указанных характеристик гетерофазного флюида с параметрами гетрофазных рудообразующих растворов, – актуальная задача физико-химических исследований рассматриваемых систем.

Работа выполнена при финансовой поддержке Президиума СО РАН (КП № 64), РФФИ, проект № 03-05-64324, гранта Министерства образования и науки России РНП.2.1.1.702.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ЯНО-КОЛЫМСКОГО ГЕОКОНА

Г.Н. Шаров

ООО "Ортис", г. Новокузнецк, Россия
gsharov@nvkz.kuzbass.net

Яно-Колымский геокон (ЯКГ) выделен впервые автором в конце 1970-х годов на основе дешифрирования мелкомасштабных космоснимков (см. рисунок), полученных со спутников Нимбус, Метеор [11].

Результаты дешифрирования, сопоставленные с геологическими и геофизическими материалами, легли в основу Космофототектонической карты Якутской АССР [1], получившей серебряную медаль ВДНХ.

Впервые также были выделены крупнейшие трансрегиональные линеаменты: Вилюйско-Охотский (ВОЛ) и Вилюйско-Тиксинский, а также Верхне-Индигирская кольцевая структура (ВИ), в центре которой находится крупнейший на северо-востоке Тарынский субвулкан.

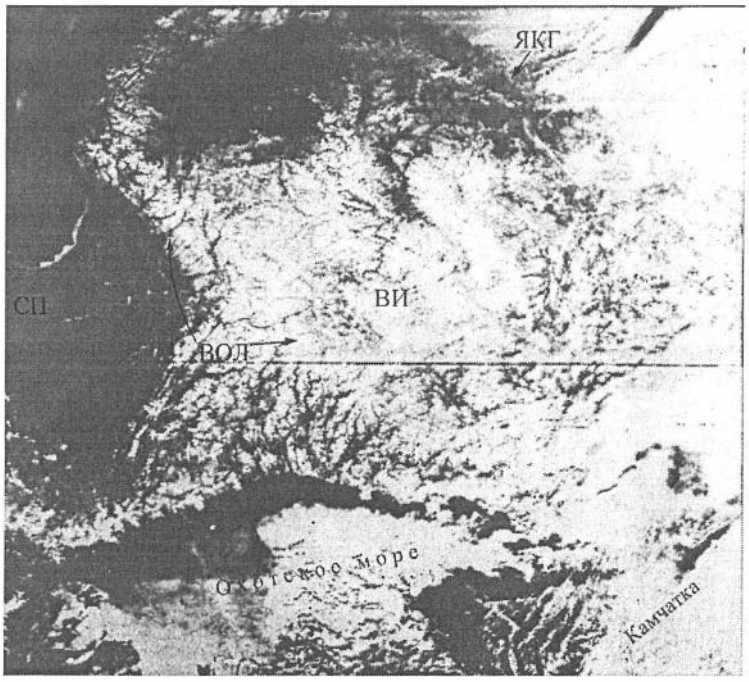
ЯКГ в плане имеет очертания овала размером 1200 × 800 км. Южная его граница определяется ВОЛ, что подчеркивает наличие глубинных корней обтих структур. Западная граница определяется образованиями Западно-Верхоянского хребта надвинутыми на отложения Предверхоянского прогиба. Северная дугообразная граница подчеркивается на снимках фасом гор. Восточная граница менее отчетлива, так как затушевана структурами, обязанными своим происхождением Тихоокеанскому подвижному поясу.

Контуры ЯКГ подчеркиваются на юге и западе конфигурацией глубинных структур, фиксируемых на уровне поверхностей Мохоровичича и Конрада [8]. Эти структуры отражают утолщения земной коры на границах платформы и ВОЛ. Они обязаны своим возникновением постоянно действующим тектоническим усилиям, направленным на запад или, возможно, в запад-юго-западном направлении. Благодаря им продолжается раскрытие Вилюйской синеклизы, надвигание Западно-Верхоянского хребта на Предверхоянский прогиб, развитие гигантских складок волочения вдоль ВОЛ на широтной границе с южным блоком Сибирской платформы.

Благодаря этим же усилиям возникли сдвиговые структуры внутри ЯКГ и, в первую очередь, вдоль контакта Иньяли-Дебинского синклинория и Адыча-Эльгинской зоны пологих дислокаций. Этот сдвиг привел к образованию дугообразных цепочек интрузий, обращенных выпуклой стороной на запад. В тыловой части цепочек интрузий сформировались Туостахская и Нижне-Чаркынская впадины.

Характерной чертой строения ЯКГ является несоответствие или не полное соответствие глубинного строения и картируемых геологических структур коры. Если глубинное строение ближе к концентрическому, связанному, по мнению автора, с плюмовой природой ЯКГ, то картируемые структуры более отражают строение гетерогенной коры, сформировавшейся в условиях плитной тектоники.

Вместе с тем, поскольку развитие плюма продолжается, на поверхности хорошо дешифрируются концентрические, кольцевые, дугообразные элементы. Наиболее ярко они выражены в ВИ, которая имеет внутреннее кольцо с Тарынским субвулканом и компенсационной Нельканской впадиной в центре и внешнее баранкообразное кольцо, которое, в частности, видно в рельефе. При пересечении его Индигирка несколько раз резко меняет направление своего течения, подчиняя его то меридиональным, то кольцевым разрывным структурам.



Яно-Колымский геокон (Космоснимок, Метеор, м-б около 1:10 000 000, ум.):
СП – Сибирская платформа; ЯКГ – Яно-Колымский геокон; ВИ – Верхне-Индигирская кольцевая структура; ВОЛ – Вилюйско-Охотский линеамент.

Во времени в развитии ЯКГ как плюма проявились три основные стадии магматизма и, соответственно, рудообразования: 1 – догранитоидный основной магматизм, сопровождавшийся прогревом коры и формированием серий даек; 2 – стадия внутрикорового анатексиса, с образованием гранитоидных интрузий; 3 – постгранитный основной магматизм, связанные с ним серии даек и отдельные вулканические постройки. Например, известный четвертичный вулкан Балаган-Тас.

Такая последовательность ранее мною описывалась как рудно-магматическая колонна [3]. Положения плюмовой тектоники боле полно отражают сущность процесса [2, 4, 5].

Металлогеническая зональность имеет двоякую природу в пределах геокона. С одной стороны она имеет концентрический характер относительно эпицентра плюма (ВИ), с другой – полосовой характер, отражающий характерные черты строения коры. Следует ожидать наиболее благоприятные условия для рудоотложения на пересечении этих структур.

В то же время нельзя исключать изменение состава рудообразующих флюидов в процессе развития плюма. С одной из последних стадий связано, в частности, формирование золото-сурьмяных месторождений, а в зоне пересечения Адыча-Тарынской золотосурьмяной зоной Тарынского субвулкана комплексных золото-сурьмяно-серебряных месторождений [6].

Накопленный к настоящему времени геологами Якутии фактический материал по геологическому строению и рудоносности площади [7], охватываемой Яно-Колымским геоконом, на мой взгляд, требует переосмысления с точки зрения плюмовой тектоники [9,10]. Применение изложенного выше подхода к анализу геологического строения и рудоносности может привести к новым открытиям.

Литература

1. *Биланенко В.А., Шаров Г.Н., Ян-Жин-Шин В.А.* Исследования земли из космоса. М., 1982. № 1. С. 25–31.
2. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
3. *Калинин В.М., Шаров Г.Н.* Вопросы геологии, минералогии и геохимии золотого оруденения Якутии. 1980. С. 25–39.
4. *Коробейников А.Ф.* Мантийные и коровые золотогенерирующие системы // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока. Т. II. Иркутск, 2005. С. 93–96.
5. *Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
6. *Полянский М.М., Суховерков В.Г., Шаров Г.Н.* Колыма. 1979. № 6. С. 35–36.
7. *Тектоника*, геодинамика и металлогения территории Республики Саха (Якутия). М.: МАИК "Наука/ Интерпериодика", 2001. 571 с.
8. *Тектоника* Якутии. Новосибирск: Наука. Симб. отд-ние, 1975. 196 с.
9. *Шаров Г.Н.* VI Международная конференция "Новые идеи в науках о Земле". Т. 1. М. 2003. С. 128–129.
10. *Шаров Г.Н.* О перспективах сырьевой базы золота и сурьмы Яно-Индигирскоо междуречья // Вестн. Госкомгеологии РС(Я). 2004. № 1. С. 58–65.
11. *Шаров Г.Н., Ян-Жин-Шин В.А., Балакшин Г.Д., Волкодав И.Г.* Геолого-геофизическая интерпретация результатов дешифрирования телевизионных космических снимков Якутии. Тектоника восточной части Сибирской платформы. Якутск: ЯФ СО АН СССР, 1979. С. 17–23.

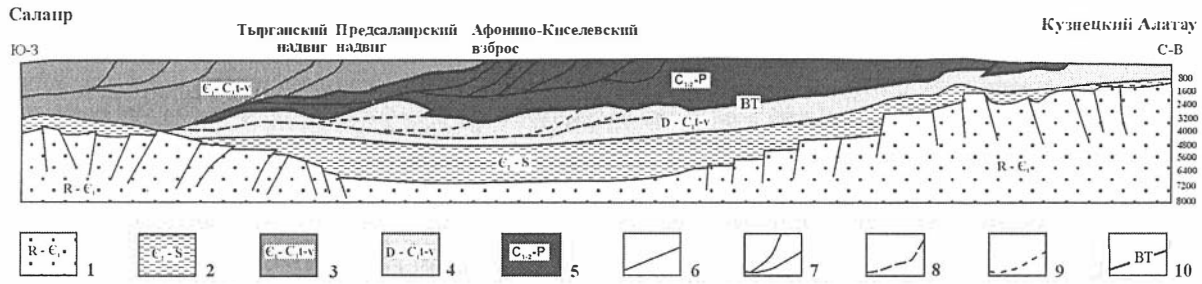
ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ КУЗНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗО- И РУДОНОСНОСТЬЮ

Г.Н. Шаров, А.Е. Черных

ФГУГП "Запсибгеолсъемка", г. Новокузнецк, Россия
gsharov@nvkz.kuzbass.net

Проведенные в последние годы сейсмические нефтепоисковые работы в Кузнецкой впадине, новые данные по рудоносности ее отложений и геологических образований в ее обрамлении позволяют по-новому оценить перспективы впадины в отношении полезных ископаемых.

Структура, перспектива нефтегазо- и рудоносности Кузнецкой впадины рассматривается с позиций плюмотектоники [2, 3, 5].



Геологическая модель по линии регионального профиля через Кузнецкий прогиб.

Отложения: *1* – позднерифейско-нижнекембрийские; *2* – среднекембрийско-силурийские; *3* – нижнекембрийско-нижнекаменноугольные; *4* – девонско-нижнекаменноугольные; *5* – каменноугольно-пермские; *6* – плоскость сместителя основного надвига; *7* – система чешуйчатых взбросо-надвигов в каменноугольно-пермских отложениях; *8* – предполагаемая поверхность срыва (скольжения) в девонско-нижнекаменноугольных отложениях; *9* – предполагаемые чешуйчатые взбросо-надвиги в девонско-нижнекаменноугольном комплексе; *10* – отражающий горизонт.

Общая мощность коры под впадиной меньше, чем под окружающими горными сооружениями; поверхность Мохо образует купол. Базальтовый слой также имеет меньшую мощность, зато гранит-метаморфический слой и осадочный чехол – повышенную [1, 7].

Таким образом, впадина является как бы зеркальным отражением крупного мантийного выступа – плюма.

Влияние плюма выражается также в повышенном тепловом потоке, проявлении траппового магматизма, высокой степени метаморфизма углей впадины, в высокой газонасыщенности ее отложений, в проявлении рудных процессов как в обрамлении, так и в пределах самой впадины.

Основание впадины имеет блоковое строение, в том числе в зонах сочленения с окружающими горными сооружениями (см. рисунок).

Межблоковые разрывные структуры как западного, так и восточного крыльев впадины, а также и внутри нее являются каналами дегазации мантии, поступления в верхние горизонты коры УВ и рудоносных флюидов. Подтверждением этого являются проявления нефти и природного газа, с одной стороны, аргиллизация и другие метасоматические явления – с другой.

Верхний структурный этаж имеет складчато- надвиговое строение (см. рисунок). В поперечном разрезе строение впадины асимметричное. На западном крыле древние породы Салаирского кряжа надвинуты на угленосные палеозойские отложения Кузбасса. Плоскости скольжения находятся на глубине 4.0–7.5 км. Скольжение проходило по менее компетентным, чем отложения аллохтона, угленосным отложениям. В пределах впадины от них отходили тектонические нарушения, постепенно набирающие крутизну и образующие серию взбросов.

В присалаирской и центральной частях впадины в верхнесилурийских-среднедевонских отложениях выявлено 10 рифогенных построек, в том числе типа барьерных рифов. Мощность рифовых построек от 400 до 900 м. Глубины залегания 4600–7500 м.

Перед горными сооружениями Кузнецкого Алатау выявлены клиноформные структуры, залегающие на глубинах 1400–2400 м. С ними также связаны рифы. Клиноформные структуры имеют косослоистое строение и, возможно, идентифицируются с дельтовыми отложениями острогской серии.

Данные сейсмики подтвердили предположение о наличии перспективных на нефть и природный газ поднадвиговых структур на глубинах 4.0–7.5 км под Салаиром наличие, возможно, закрытых антиклинальных структур в центральной и восточной частях впадины, а также высокоамплитудных антиклинальных структур в пределах Колывань-Томской складчатой зоны.

В последние годы появляется все больше данных о наличии коренной золотой минерализации девонского и(или) мезозойского возраста, как в угленосных породах Кузнецкой впадины, так и непосредственно примыкающих к ней породах складчатого обрамления.

В пределах впадины непосредственно в углях и в терригенных углевмещающих отложениях выявлены Au, Ag, Pt и другие металлы глубинных ассоциаций [6].

На севере в зоне надвигов, отделяющих Кузбасс от терригенных отложений Колывань-Томской складчатой системы, установлена повышенная золотоносность угленосных карбоновых отложений (Титовско-Павлинская площадь) [6]. На западе Кузбасса в угленосных отложениях выделяются зоны аргиллизации, сульфидизации и штокверки карбонат-кварцевых прожилков с содержанием в аргиллизитах

Au до 6.32 г/т и Ag до 220 г/т (Песков, Минько, 1995). На юге Кузбасса выявлен кварцевый штокверк, приуроченный к подошве триасового силла диабазов и вмещающим его песчаникам с содержанием Au 2 г/т [4]. На восточной окраине Кузбасса и его складчатого обрамления в тектонических зонах установлена золотая и платиноидная минерализация в апокарбонатных метасоматитах и диабазовых дайках [9].

Данные сейсмических наблюдений позволяют обосновать возобновление нефтепоисковых работ в пределах Кузнецкой впадины, а также прогнозировать ее значительный металлогенический потенциал.

Литература

1. *Геологическое строение* СССР и закономерности размещения полезных ископаемых. Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1988. Т. 7, кн. 1. 300 с.
2. *Добрецов Н.Л., Кирдяшкин А.Г.* Глубинная геодинамика. Новосибирск: НИЦ ОИГГМ СО РАН, 1994. 299 с.
3. *Коробейников А.Ф.* Мантийные и коровые золотогенерирующие системы // Благородные и редкие металлы Сибири и Дальнего Востока. Иркутск, 2005. Т. II. С. 93–96.
4. *Кузнецов А.М.* Мезозойское золото Кузнецкого прогиба // Материалы науч.-тех. конф. "Горно-геологическое образование Сибири". Томск, 2001. С. 247–249.
5. *Летников Ф.А.* Сверхглубинные флюидные системы Земли и проблемы рудогенеза // Геология руд. месторождений. 2001. Т. 43, № 4. С. 291–307.
6. *Платонов А.Н., Сапин В.Н., Шаров Г.Н.* Тонковкрапленное золото Кузбасса // Тр. II Междунар. симп. "Золото Сибири". Красноярск, 2001. С. 225–227.
7. *Угольная база* России. Т. II. М.: ООО "Геоинформцентр", 2003. 604 с.
8. *Угольная база* России. Т.VI. М.: ООО "Геоинформцентр", 2004. 779 с.
9. *Черных А.И.* Перспективы Федоровско-Пезасского золоторудного поля (Кузнецкий Алатау) // Вестн. ТГУ. Сер. "Науки о Земле". 2003. № 3. С. 308–310.

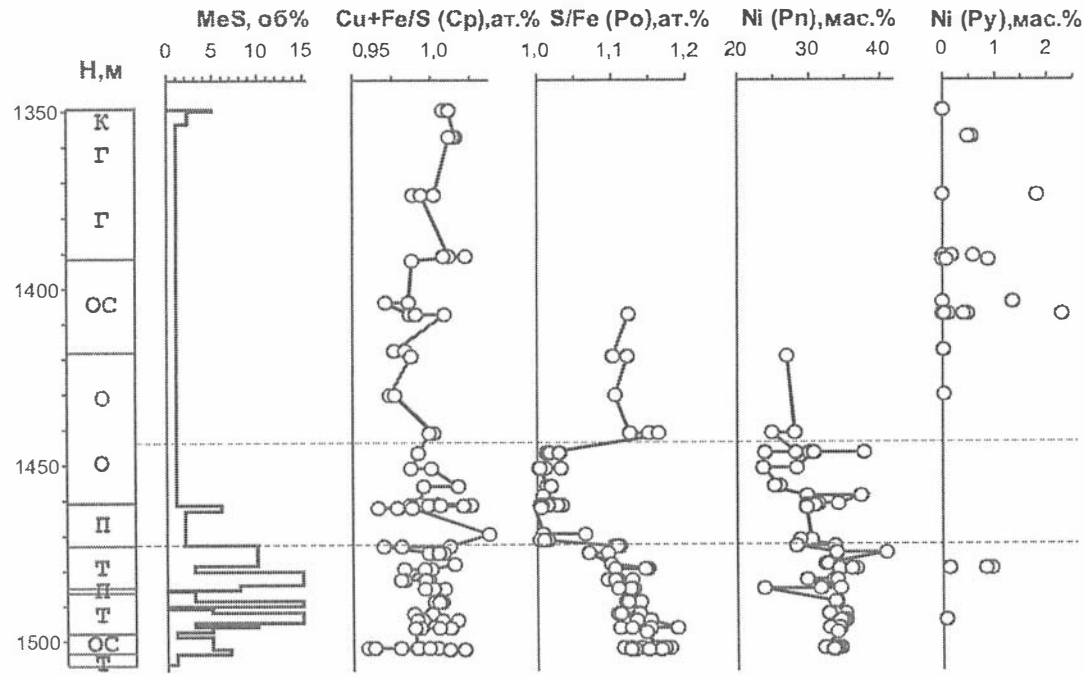
ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ И СОСТАВА СУЛЬФИДОВ В РАЗРЕЗЕ ЮЖНО-ПЯСИНСКОЙ ИНТРУЗИИ

А.Я. Шевко, М.П. Гора

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
trapp@uiggm.nsc.ru

Важную роль при формировании платиновых медно-никелевых месторождений играет флюидный режим. О флюидном режиме расслоенных интрузий можно судить по составу и ассоциациям летучесодержащих минералов. Одним из важнейших компонентов флюидов является сера. Вариации активности серы можно проследить по сменяющимся парагенезисам сульфидных минералов и их химизму.

Нами было проведено исследование с целью выявления особенностей распределения сульфидов и вариаций их состава по разрезу дифференцированной Южно-Пясинской интрузии, интрузия расположенной в северо-западной части Сибирской платформы. Она прослеживается на 20 км при ширине 1–3 км и мощности от 50 до 300 м и расслоена от пикритов до метадиоритов. В исследуемом разрезе (по скв. ОВ-11) мощность интрузива составляет 157.6 м. Здесь сверху вниз вскрыты контактовые (0.6 м), безоливиновые (46.9 м), оливинсодержащие (22.4 м), оливиновые (43.9 м), пикритовые (11.5 м), такситовые (11.5 м), пикритовые (1.3 м), такситовые (12.2 м), оливинсодержащие (5.1 м) и такситовые (2.2 м) габбро-долериты. Сульфидная минерализация распределена в магматическом теле крайне неравномерно (см. рисунок). В большей части разреза, от безоливиновых до оливиновых габбро-долеритов, содержание сульфидов не превышает одного процента. В кровле интрузии оно достигает 2–5 объем. %. А в приподошвенной части чередуются горизонты с богатой сульфидной вкрапленностью (до 10–15 объем. %) и горизонты, в которых содержание сульфидов не превышает 3–5 объем. %. Как показали наши предыдущие исследования, содержание цветных и благородных металлов в исследуемом интрузиве напрямую зависит от содержания сульфидов в породе. При количестве сульфидов 1–3 % в объеме породы содержание цветных и благородных металлов составляет, г/т: Cu 124–813; Ni 17–440; Co 35–70; Au 0.01–0.07; Ag 0.04–0.45; Pt 0.14–0.56 Pd 0.09–0.2; Rh 0.01. При объеме сульфидов 10–20 % содержание указанных элементов изменяются в пределах: Cu 10300–24600; Ni 5830–9400; Co 196–324; Au 0.31–1.1; Ag 4.2–16.8; Pt 1.56–4.8; Pd 2.8–4.84; Rh 0.34–0.5. При этом максимальные суммарные содержания платиноидов (7.18–9.26 г/т) приурочены к вкрапленным рудам с



Содержание и состав сульфидов в разрезе Южно-Пясинской интрузии, скв.ОВ-11.

количеством сульфидов 10–15 объем. %. Таким образом, вариационная диаграмма распределения сульфидов по разрезу магматического тела на качественном уровне отражает вариации содержаний цветных и благородных металлов.

При проведении минераграфических и микрозондовых исследований в породах интрузии были определены составы халькопирита, пирротина, троилита, Ni-пирротина, пентландита, Cu-пентландита, кубанита и пирита. В халькопирите содержится, мас. %: Fe 29–33; Ni 0–0.6; Co 0.02–0.13; Cu 31–35, в пирротине – Ni 0–0.67; Co 0.05–0.16; Cu 0–0.44, в пентландите – Fe 23–38; Ni 25–41; Co 0.04–4.7; Cu 0–0.9, в пирите – Ni 0–2.3; Co 0–5.5; Cu 0–0.2. При этом обнаружены повышенные содержания палладия практически во всех сульфидных минералах. Количество Pd достигает, г/т: в халькопирите – 260, в пирротине – 320, в пирите – 180. Максимальные содержания палладия характерны для пентландитов. В пикритовом габбро-долерите его количество превышает 500 г/т.

По характеру ассоциаций сульфидов в интрузивном теле выделяются три зоны. Первая зона включает верхнюю часть разреза, вплоть до верхней половины горизонта оливиновых габбро-долеритов. Здесь в контактовых и безоливиновых габбро-долеритах сульфиды представлены халькопиритом и пиритом. В оливинсодержащих габбро-долеритах к ним присоединяется пирротин, а в верхней половине горизонта оливиновых габбро-долеритов - пентландит. Во второй зоне, в интервале, включающем нижнюю половину горизонта оливиновых габбродолеритов, и в пикритовых габбро-долеритах эта ассоциация сменяется низкосернистой халькопирит-троилит-пентландитовой. Третья зона располагается ниже пикритового горизонта вплоть до подошвы интрузии и включает такситовые, пикритовые и оливинсодержащие габбро-долериты. Здесь сульфиды представлены халькопиритом, пирротином и пентландитом, а в горизонтах такситовых габбро-долеритов к ним спорадически добавляется пирит. Таким образом, халькопирит является сквозным минералом и встречается по всему разрезу интрузивного тела. Пирротин, троилит и пентландит появляются только в нижней половине разреза. А пирит отмечается как в верхней половине разреза, так и в такситовых габбро-долеритах низов разреза.

Проведенные исследования позволили выявить скрытую расслоенность интрузивного тела. Она выражается в закономерном снижении никелистости пентландита снизу вверх по разрезу от подошвы интрузии до оливинсодержащих габбродолеритов. Кроме того, смена сульфидных парагенезисов указывает на возрастание активности серы вверх и вниз по разрезу от горизонта высокомагнезиальных пород.

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта № 6.2.2 СО РАН, программа "Генетические особенности и условия образования крупных и сверхкрупных месторождений стратегических видов минерального сырья и проблемы их комплексного освоения" РАН.

ОСОБЕННОСТИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ

В.С. Шкодзинский

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия,
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

В древних гнейсовых комплексах очень широко распространены гранитоиды. Однако с ними не связаны существенные месторождения олова, вольфрама, молибдена, золота, серебра и других рудных компонентов, широко представленные в областях развития фанерозойских кислых магматических пород. В этих комплексах встречаются месторождения флогопита, железистых кварцитов, горного хрусталя и графита, не типичные для фанерозойских пород. Но связаны они с относительно малораспространенными в этих комплексах метаморфизованными осадочными породами – с мраморами, кварцитами и высокоглиноземистыми гнейсами. К зеленокаменным поясам приурочены главная часть мировых запасов хрома, никеля, железа, а также крупные месторождения золота, полиметаллов, меди, урана и некоторых других полезных ископаемых.

Полученные в последние десятилетия данные о существовании на Земле глобального магматического океана объясняют эти особенности. При образовании гнейсово-гранитных комплексов в основном в результате кристаллизации кислого слоя магматического океана большая часть гидросферы находилась в состоянии пара. Высокая температура газово-паровой оболочки и приповерхностных пород препятствовала процессам остывания отделявшихся магматических газов и формирования ими гидротермального оруденения и приводила к рассеиванию рудных компонентов в этой оболочке. Это является причиной отсутствия сингенетичного гидротермального оруденения в древних ортогнейсах и гранитоидах и широкого развития стратиформного оруденения в протерозойских супракрустальных толщах, формировавшихся в остывающих минерализованных водоемах.

Флогопитсодержащие глубинные магнезиальные скарны отличаются от малоглубинных обычно отсутствием четкой генетической связи с гранитоидами, типичного для гранитов оруденения (Sn, W, Au, Cu и др.) и постгранитным генезисом. Это обусловлено спецификой *P–T*- условий в гнейсово-гранитных тощах. Большое давление (чаще всего 3-- 4 кбар) в этих толщах на уровне скарнообразования приводило к высокой растворимости летучих в остаточных расплавах и препятствовало их отделению и выносу ими рудных компонентов. Большая пластичность пород при высокой температуре не позволяла удаляться углекислоте, выделявшейся при скарнообразовании. Удаление ее начиналось после кристаллизации последних гранитных расплавов, когда породы потеряли пластичность и возникли первые зоны пониженного давления при хрупких тектонических деформациях. Это объясняет постгранитный генезис флогопитоносных скарнов и связь их с зонами тектонических деформаций.

Очень широкое развитие мафических магматитов и связанного с ними оруденения в зеленокаменных поясах обусловлено более высокой температурой (примерно на 228 °С) еще не успевшего остыть ядра в раннем докембрии и с обусловленным этим интенсивным образованием мафических магм в поднимавшихся очень высокотемпературных нижнемантийных плюмах.

ПРИРОДА ГРАНИТОИДОВ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГЛАВНОГО БАТОЛИТОВОГО ПОЯСА (ЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ)

В.С. Шкодзинский

Институт геологии алмаза и благородных металлов СО РАН, г. Якутск, Россия
shkodzinskiy@diamond.ysn.ru

При столкновении в мезозое Колымо-Омолонского супертеррейна с Верхоянской пассивной окраиной кристаллическая кислая кора последней скучивалась и между ней и погружавшейся под супертеррейн мантийной литосферой возникал тектонический срыв. Фрикционно подплавленные вдоль него породы коры выжимались вверх и преобразовывались в кислые магмы под влиянием декомпрессии и выделения тепла трения вязкого

течения при подъеме. Максимальное смещение коры по отношению к мантии (на сотни километров) и фрикционное подплавление пород коры происходили в передовой зоне столкновения, что обусловило формирование здесь гранитоидных магм Главного батолитового пояса. Большая мощность зоны фрикционного подплавления (порядка 7 – 8 км) определила относительно небольшую глубину положения ее кровли (25–28 км) и зарождения формировавшихся здесь магм. Вследствие этого возникавшие магмы были чаще всего относительно низкотемпературными, вязкими, декомпрессионно затвердевали при подъеме на глубине 2–4 км и не изливались на земную поверхность, что является причиной незначительного распространения кислых вулканитов в этом поясе и широкого развития гранитоидов повышенной глубинности.

Высокая вязкость препятствовала широкому проявлению в этих магмах процессов внутрикамерного фракционирования и накоплению в остаточных расплавах расплавофильных олова и вольфрама. Этим обусловлено относительно небольшое распространение в Главном батолитовом поясе редкометалльных лейкогранитов и связанного с ними кварц-касситеритового и кварц-вольфрамитового оруденения. Такие лейкограниты и оруденение появляются по краям пояса, где несколько уменьшалась мощность подплавленного слоя коры, соответственно увеличивалbсь глубина и температура зарождения магм, уменьшалась их вязкость и возрастала способность к внутрикамерному фракционированию. Эти магмы имели повышенную способность к подъему и формировали на периферии батолитового пояса субвулканы.

Повышенное давление в глубинных частях интрузий препятствовало выкипанию хлора и углекислоты при кристаллизации гранитоидных магм и приводило к достижению их высоких концентраций в остаточном расплаве и флюиде. Растворимость золота в богатых хлором гидротермах увеличивалась во многие десятки раз. В результате при отделении богатого хлором флюида происходили интенсивное растворение и вынос из магм и глубинных осадочных пород золота и формирование золотого оруденения. Особенно широко эти процессы протекали вдоль юго-западной периферии Главного батолитового пояса. Здесь, вследствие уменьшения силы выжимания с удалением от передовой зоны столкновения, магмы поднимались меньше и сформировали цепь невскрытых крупных интрузий по периферии пояса, присутствие которых доказывается распространением полей пониженной силы тяжести и повышенных метаморфизма и гидротермальной переработки осадочных пород. В результате подъема высокозолотоносных гидротерм из этих невскрытых интрузий сформировался протяженный Главный золотоносный пояс Северо-Востока России, содержащий многочисленные коренные и россыпные месторождения этого металла. Для руд этого пояса характерно низкое содержание сульфидов, что связано с небольшой концентрацией серы в родоначальных гранитных магмах.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПРОДУКТИВНОСТИ ЭНДОГЕННЫХ Au-Ag РУДНЫХ СИСТЕМ

Ю.Г. Щербаков

Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия

1. Наиболее информативными индикаторами прогнозной оценки вероятного состава, формационной принадлежности, фациальности, потенциальных размеров и возможной рентабельности любых и особенно эндогенных многометалльных рудопроявлений могут и потому всегда должны быть только лишь строго количественные характеристики геохимических свойств химических элементов, а также и выявленных их минеральных рудопроявлений. Свое наименование данные свойства химических элементов, (их сидеро-, халько-, литофильность и атмофильность, также как их фемичность, сиаличность, когерентность, некогерентность...) получили давно, но так как своего твердо количественного значения для каждого элемента они ни в отечественной, ни в зарубежной литературе вначале не приобрели и поскольку даже не было высказано предположения о способе и необходимости такового, то нередко даже одни и те же элементы были ранее отнесены, а порой и ныне относимы разными авторами даже к разным геохимическим классам. А это резко снижает, а нередко даже исключает реальную пользу анализа природных систем и явлений. Ибо их характеристика может быть эффективной только будучи количественной и лишь при понимании, оценке и использовании ее значения.

2. Еще в 1964 г. нами была аналитически строго установлена ранее неоднократно лишь предполагаемая, прямая корреляционная зависимость элементного состава рудных комплексов, связанных с гранитоидами,

от состава вмещающих их формаций [1] и, что не менее существенно, в 1965 г. также была выявлена периодичность ряда значений геохимических свойств элементов, т. е. разных их кларковых отношений и, соответственно, сразу несколько независимых аспектов геохимической эволюции земной коры [2]. Именно эта, неожиданно обнаруженная весьма существенная закономерность естественно привела к мысли, а затем и к определенному выводу о глубокой, но ранее как-то остававшейся незамеченной и потому в практических прогнозных целях до сих пор не использованной подчиненности всех основных геохимических тенденций и фундаментальных количественных закономерностей эволюции состава земной коры Периодическому закону Д.И. Менделеева. Создается, а затем и подтверждается уверенность, что тем самым нам удается выявить, по существу, предвиденную еще самим автором Периодического закона, но без системных на ее обнаружение направленных геохимических наблюдений, саму по себе наглядно не проявившуюся, но неизбежную подчиненность ему не только химических свойств элементов, но также и более сложных природных объектов, из них состоящих [3].

3. Вычисленные нами и лишь кратко охарактеризованные геохимические свойства элементов дают возможность более обоснованно, чем прежде, прогнозировать направление, а также принципы и методы поиска различных видов минерального сырья, исходя теперь из учета значительно более обширной информации о геохимических признаках состава, относительного богатства и геологической позиции рудных тел.

4. Встретив активно творческую поддержку и заинтересованность результатами полученных нами рудно-геохимических исследований у академика Валерия Алексеевича Кузнецова и его творческого коллектива, отдел нашего института существенно углубил и расширил сферу своих исследований проблемы и методов прогнозной оценки обширных территорий Алтае-Саянской складчатой области и смежных районов Монголии, Казахстана, Средней Азии, Бурятии, а также Китая и Вьетнама, что позволило выявить и предварительно высоко оценить не только ряд новых значительных рудных объектов, но и существенно расширить сферу применения постепенно все более совершенных методов комплексного геолого-геохимического анализа. Иллюстрацией тому служат многие результаты совместных многолетних, в том числе зарубежных, исследований коллектива рудного отдела под руководством академика В.А. Кузнецова и геохимиков [4, 5, 6, 7]

5. Автором впервые еще в 1965 г. [2] предложена количественная космогеохимическая (КГХ) классификация элементов по их долевому распределению в четырех главных реперных природных (метеоритных, породных и рудных, а также фациальных и фазовых) минеральных системах. Она три раза несколько корректировалась главным образом с учетом периодической изменчивости физических и отчасти химических свойств элементов в соседних вертикальных группах и по периодам таблицы Д.И. Менделеева. Большое участие, интерес и ценную творческую поддержку в проводимой работе автор постоянно с глубокой благодарностью ощущал от академика Владимира Степановича Соболева, регулярно представлявшего все мои рукописи к публикации в Доклады академии наук.

6. Исходя из количественной характеристики рассмотренных КГХ свойств элементов и отмеченных выше закономерностей в постепенно совершенствуемой их классификации [8] для наглядного их сопоставления, мы вправе четко различать, независимо оценивать и использовать их при анализе породных и рудообразующих систем строго функционально: C1/Ch – как модуль *эманационной подвижности,* c/Ch – как фациальный индикатор *центробежности,* т. е. относительной степени вертикальной разобщенности характеризуемой парагенной ассоциации со своим источником, *v*/Ch – *как модуль оксифильности,* c/ – *модуль сиаличности.* Сопоставление всех полученных значений КГХ свойств дает наиболее объективную картину и количественную оценку характеризуемой эндогенной золоторудной и других рудных систем.

Литература

1. *Щербаков Ю.Г.* // Докл. АН СССР. 1964. Т. 156, № 2.
2. *Щербаков. Ю.Г.* // Докл. АН СССР. 1965. Т. 161, № 2.
3. *Менделеев Д.И.* Периодическая законность для химических элементов // Сочинения.Т. XXV. Л.; М.: Изд-во АН СССР, 1952. С. 239–260.
4. *Щербаков Ю.Г., Золотухин В.В., Кузнецов В.А. и др.* // Геохимия. 1980. № 11. С. 1662–1674.
5. *Щербаков Ю.Г.* Периодическая система и космогеохимическое распределение элементов // Геология и геофизика. №1. С. 77–84.
6. *Щербаков Ю.Г.* Теоретические и прикладные аспекты глобальноой геохимии // Современные проблемы теоретической и прикладной геохимии. Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1997. С. 7–13.
7. *Щербаков Ю.Г.* Отчет консультанта ООН Ю.Г. Щербакова по проекту VIE/80/024. Ханой, СРВ-Новосибирск,1988, текст 35 с., приложения-5 таблиц результатов многоэлементного анализа.
8. *Щербаков Ю.Г.* // Геология и геофизика.1995. Т.36, № 2. С. 80–91.

АДРАСМАНСКАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ (КУРАМИНСКИЕ ГОРЫ)

Ш.Э. Эргашев, Б.А. Исаходжаев

Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
mineral@cu.uz

Адрасманская геодинамическая структура центрального типа (АГСЦТ) – одна из достаточно детально изученных частей Кураминских гор и в литературе известна как Адрасманское сводовое поднятие. Ранее АГСЦТ вместе с Самгарской вулканотектонической структурой, располагающейся южнее, были объединены в одну структуру – Карамазарский геодинамический свод. Данные дистанционного зондирования позволяют рассматривать последнюю как две самостоятельные структуры, разделенные зоной широтно ориентированных разломов – зоной линеаментов.

При этом АГСЦТ четко фиксируется на осенних цветных снимках космического зондирования с диапазоном спектра съемок 740–800 нм. В плане она имеет многозональную концентрическую форму, южная часть которой сильно деформирована зоной линеаментов более молодого происхождения и осложнена мелкими концентрическими сооружениями. Она (размером 20 × 25 км^2) слегка сплющена в широтном направлении и в современном рельефе представляет собой типичную мульду проседания, осложненную локальными поднятиями (купольными) и депрессиями. Методами наземных и дистанционных исследований она изучена в достаточной мере, а минерагеническая характеристика структуры на основе дистанционной информации изучена менее детально. В этой связи наши работы (1996–1998 гг.) были направлены на установление пространственно-генетической связи эндогенного оруденения и особенностей его развития в АГСЦТ, так как последняя является областью проявления интенсивной эндогенной минерализации и многие ее структурные элементы – секторы, сегменты представляют собой рудные поля или месторождения и проявления полиметаллов, меди, висмута, флюорита и многих др. Установлено, что:

1. Медно-висмутовое месторождение Адрасман, а также рудные участки Адрасманбаши, Конторская, Чукурджилдинский и Главная по данным наземных исследований расположены в зоне свинцового разлома северо-западного простирания, в точках пересечения его с поперечными разломами. По результатам дешифрирования космоматериалов свинцовый разлом – это радиально-линейный каркас, прослеживающийся от центра Адрасманской структуры до внешнего контура (не пересекая границы), а поперечные разломы – это контуры дугообразных геоблоков, образующих концентрические зоны внутри АГСЦТ. Последние занимают разные гипсометрические позиции в современном рельефе и имеют отличительные фотоизображения и фототон. Установлено, что медно-висмутовые залежи приурочены к границам осветленных блоков, при этом перспективны участки сосредоточения в каркасных элементах в юго-западных и юго-восточных секторах.

2. Отчетливо прослеживается вертикальная зональность (относительно поверхности доюрского пенеплена): в верхних ярусах (внешние зоны структуры) размещены барит-флюоритовые проявления; в средних зонах – флюорит-полиметаллические тела; в центре (на глубине) ГСЦТ в основном размещены свинцово-цинковые и медно-висмутовые рудные тела.

3. Во внешних зонах северо-восточного и юго-западного секторов структуры, где обнажаются дациты и липаритодациты средне- и позднекаменноугольного возраста, размещено полиметаллическое оруденение. Рудные тела достаточно четко приурочены к линиям дугообразных каркасов (геоблоков).

4. В западном секторе структуры карбонатные толщи под действием систем линейных и дугообразных каркасов разбиты на отдельные блоки и в дальнейшем (в пермскую эпоху) эти линии послужили путями проникновения дайковых растворов и малых интрузий (гранит-порфиры, диабазовые порфириты и др.). На контакте (вдоль каркасных линий) даек с карбонатами развиты рудоносные скарны со свинцово-цинковым оруденением. На снимке четко прослеживаются продолжения (в виде спаренных осветленных и темных линий) рудоконтролирующих линий за пределами рудоконтролирующих участков.

Изложенные факты показывают следующее: все известные месторождения и рудопроявления в Адрасманском рудном поле четко контролируются одноименной геодинамической структурой центрального типа. Точки рудопроявлений строго приурочены к линиям каркасных (линейных и дугообразных) составляющих геоструктуры или расположены на незначительном удалении. Каркасные линии прослеживаются в виде спаренных светлых и темных линий, не выходящих за пределы структуры. Рудные залежи в основном приурочены к осветленным линиям и продолжениям этих линий за пределами рудопроявлений (но в пределах АГСЦТ) и могут служить ориентиром при доизучении рудного района для переоценки перспектив известных месторождений, а также расширения фронта поисков новых площадей.

МОДЕЛЬ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ РУДНОГО ПОЛЯ ЛОГАЧЕВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ КЛАСТЕРЕ В ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА (12–17° с. ш.)

Д.В. Юрьев

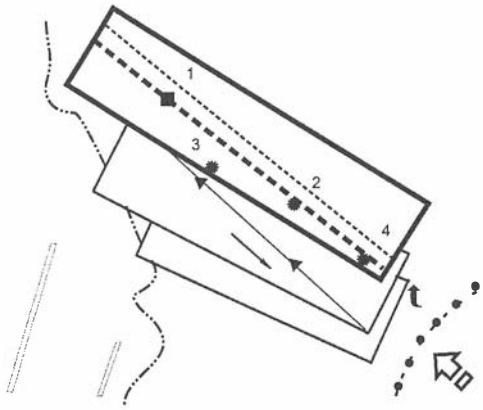
Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов океана ВНИИОкеангеология, Санкт-Петербург, Россия
dmyuryev@vniio.ru

Гидротермальные рудопроявления имеют тенденцию к образованию кластеров по мере обособления выделяемых позиций и уточнения их структурного рисунка в сегментах океанических хребтов. Различие по характеру напряженно-деформированного состояния (НДС) исследовано методом конечных элементов (МКЭ).

Гидротермальное поле Логачев (14°43′–14°45′ с.ш.) находится в 35 милях к югу от трансформного разлома Зеленого Мыса на краевом уступе восточного приподнятого борта рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта (САХ) [7]. Получила распространение гипотеза о наращивании мощной изверженной коры в сегменте между 14° и 15° 40′с.ш., аргументами в пользу которой служат измеренная отрицательная гравитационная аномалия и данные изотопии. Однако на участке 14°45′ с.ш. отмечена обратная зависимость тренда утолщения комплекса коры с той особенностью, что продукт изменения гипербазитов характеризуют дезинтегрированные породы. Деформация хрупкого состояния зарегистрирована в форме трещиноватости, зон поперечного сдвига, жил талька, амфиболита или кальцита, которые служат свидетельством внутренних (стрейн) деформаций с передачей усилий сжатия и вращения. Локальные зоны сдвига представлены катаклазитами и состоят из серпентинита и хлорита [3, 4].

Тектонический снос кровли вдоль расслоенных поверхностей обусловил полосчатость рифленой поверхности раздела, соответствующего выявленному к югу от 14°40′ с.ш. в строении САХ маломощному (не более 150 м) [4] океаническому разлому – детачменту (по составу большей частью ультрамафитовый протолит и породы, выходящие на поверхность – перидотит, диабаз и подчиненные габбро с базальтом). В структурном плане такой разлом будет активен при определенных углах между направлениями максимума деформации и результирующего общего сдвига. Его характерными признаками служат листрический сброс в долину рифта более прочного основания и свойства пластической текучести, при этом отмечается избирательная селективность локализованной деформации относительно перехода от хрупкого к податливому хрупкому и квазипластическому состоянию материала [5, 6]. В этом случае, если разрушение происходит с дисторсией формы по сплошному телу, или с локализацией сдвигов на площадках, то специальным случаем фрикционной модели является поведение материала Мора-Кулона при стремящейся к нулю постоянной когезии.

На основе объемного 3D-образа поверхностей и с детальной прорисовкой участка с использованием батиметрических карт (изобаты сечением 100 м) выявлены моделируемые поверхности раздела (см. рисунок). Блоки разлома ограничивают, с одной стороны, восточный борт рифтовой долины (штрихпунктир) и оси днища с наибольшей глубиной в этой части, с другой – узловые точки по линии трассировки выхода детачмента на поверхность дна, на продолжении линии уже выявленного его участка [3]. Отличие метода конечных элементов от кинематического анализа (треугольники – клиновидные концентраторы напряжения, их смещение – по стрелке для наращиваемой биссекторной зоны на рисунке 1) заключается в том, что в первом область задач рассматривается как непрерывное пространство (континуум Коссера), во втором – как набор дискретных сосредоточенных элементов. Решения по МКЭ получены с применением программного комплекса ANSYS®, наложение сетки элементов с параметрами: стартовое число узлов 12 049, число четырехсторонних элементов с длиной края 0.001–11 751. Формулировка МКЭ основана на смещениях, матрица констант материала обновляется с конечными деформациями по итерациям [2]. Общее решение представляется как поиск нелинейной зависимости стрейна от напряжения, без зависимости от времени (статическая задача в отсутствии крипа) с учетом имеющихся данных расчетов в модели Мора-Кулона для аналогичных пород (серпентинизированные перидотиты, бездилатантный порог с критерием текучести Друкера-Прагера). Условие задач составляли заданный сдвиг свободно опертого края относительно закрепленного или нагрузка на узлы при разных условиях выбора коэффициентов, например, когезии c (минимум 1.8) и угла внутреннего трения θ (минимум 20°). На примере частных решений с минимизацией c и θ исследовано НДС трапецеидальной планиметрической структуры с наложенной сеткой конечно-элементных 3D-оболочек (узлы с шестью степенями свободы). Учет эффекта изменения жесткости за счет самонапряжений



Тектонофизическая модель геотермального поля Логачев. Рудопроявления: (*1–4*): *1* – активное, *2, 4* – неактивные, *3* – предполагаемое [8]. Аспект-отношение (длина к ширине) = 8.0:1.5. Жирные и тонкие пунктирные линии – распределение максимумов пластического течения по критерию Друкера–Прагера с изменением заданных параметров. Большая стрелка – действие сил реакции на подвижные разноуровневые блоки с неравной амплитудой смещений относительно главного сместителя. Черная стрелка – вертикальная реакция упора, инициирующая тангенциальный взброс и вращение с потерей устойчивости.

при сжатии выполнен процедурами экстракции собственных чисел (методы Ланцоша, подпространств). Характеристики материала позволили получить свидетельства важной роли упругой и пластической нелинейной зависимости, представление о последней дает вал пластического стрейна (см. рисунок) с его меньшей копией-сателлитом, которые располагаются по диагонали относительно главных осей на плоскости. Дисторсия коробления (выпучивания) и потеря устойчивости краевых участков блока и межблочного стыка также согласуется с наличием вертикальной составляющей, приводящей по модели к их вращениям.

Активизация расслаивания поверхностей, подобная композитному, придает материалу специфические свойства с изменением типа его поведения. Эти свойства, как и на других участках САХ, можно использовать для контроля ориентации сейсмогенных разломов, зон разрушений, а также для поисков гидротермальных сульфидных рудопроявлений.

Литература

1. *Казьмин В.Г., Борисова И.А.* О механизмах образования рифтовых долин медленноспрединговых хребтов // Геотектоника. 1992. № 4. С. 113–124.
2. *Bathe K. J.* Finite Element Procedures, Prentice-Hall, Englewood Cliffs (1996).
3. *Escartin J., Cannat M.* Ultramafic exposures and the gravity signature of the lithosphere near the Fifteen-Twenty Fracture Zone (Mid-Atlantic Ridge, 14°–16.5° N) // Earth Planet. Sci. Let. 1999. V. 171(3). P . 411–424.
4. *Escartin J., Mevel C., MacLeod C.J., McCaig A.M.* Constraints on deformation conditions and the origin of oceanic detachments: the Mid-Atlantic Ridge core complex at 15°45ўN // Geochim.Geoph., Geosystems. 2003. V. 4(1).
5. *Hobbs B.E., Tanaka H., Iio Y.* Acceleration of slip motion in deep extensions of seismogenic faults in and below the seismogenic region // Earth Planet. Space. 2002. V. 54. P. 1195–1205.
6. *Karson J.A.*.Geological investigation of a lineated massif at the Kane Transform Fault: implications for oceanic core complexes // Phil. Trans. R. Soc. Lond. 1999. V.357A. P. 713–740.
7. *Krasnov S.G. et. al.* Detailed geological studies of hydrothermal fields in the North Atlantic // L.M. Parson, C.L. Walker, D.R. Dixon. Hydrothermal Vents and Processes. Geol. Soc. Spec. Publ. 1995. V. 87. P. 43–64.
8. *Kuhn T. et. al.* The Logatchev hydrothermal field – revisited: preliminary results of the R/V METEOR Cruise HYDROMAR 1 (M60/3) // InterRidge News. 2004. V. 13. P. 1–4.

ФАКТОРЫ ПЛАТИНОНОСНОСТИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ)

Р.Г. Юсупов[1], Я.М. Рафиков[2], А.Ш. Ахмешаев[1], М.М. Мусаева[3]

[1]Геологический музей Госкомгеологии РУз , г. Ташкент, Республика Узбекистан
[2]Институт геологии и геофизики им. Х.М. Абдуллаева АН РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан
[3]Государственная пробирная палата Комдрагмета и драгоценных камней при Минфине РУз, г. Ташкент, Республика Узбекистан

С открытием в оруденелых скарнах месторождений Курутегерек, Сюрената, Сулутегерек, Бозымчак, Гавасайский и других коренной платины (поликсен, порпецит и др.), а также в собственно платиноидных

объектах в связанных с мафит-ультрамафитамим массивами (Атбаши, Турдук, Шаваз и др.), а также легкоплатиноидной практически значимой минерализации на платиногенно-гидротермальном серебро-полисульфидном месторождении Актепа (самородный родий, Pb-Ag соединения и др.) становится очевидным, что сопутствующая платиноностность ряда месторождений благородных металлов позднемагматического (ликвационного), контактово-пневматологического (скарнового), гидротермально-постмагматического (медно-порфировой, золото-серебро-кварцевой, а также золото-кварцевой, серебро-полисульфидной, мышьяково-золоторудной, полиметалльно-золото-кварцевой формаций) приобретает практическую значимость на металлы платиновой группы (МПГ).

Исследования последних лет [2, 3] Срединно-Тяньшаньской металлогенической провинции позволило выделить на территории региона собственно платиноидные, комплексно-платиноидные и платиносодержащие проявления и месторождения. Орогенная тектоника, проявления глубинных (ГГ) отчетливо мантийных (мафит-ультрамафитовые комплексы и др.), корово-мантийных (УГ) (габроиды, монцониты и др.) и малоглубинных (МГ) (палингенные гранитоиды, продукты анатексиса и др.) способствовали формированию минерально-сырьевой базы практически значимой платиноносности. Источники металлов и рудообразующих растворов являлись мантийные (ГГ), совмещенные мантийно-коровые на фоне активизации базальтового слоя в условиях умеренных глубин (УГ), коровые (МГ) с сопутствующей редуцированностью гранитного слоя; а также вулканогенно-осадочные на базе дифференциации литосферного (сиалического) субстрата и формирования сопутствующих проявлений и месторождений (медистые песчаники, Au-Ag и Cu, метаосадочные концентрации рудного вещества с легкоплатиноидной нагрузкой и др.).

Факторы платиноносности Срединного Тянь-Шаня:

Магматический (познемагматический) на основе мафит-ультрамафитовых комплексов, обусловливающий рассеянную (практически значимую) вкрапленность или выделения МПГ, преимущественно в минеральной форме (поликсен, куперит, сперрилит, самородная платина, нигглиит и др.); накопление платины преобладает над палладием.

Контактово-пневматолитовый (скарновый, скарново-колчеданный, скарново-магнетитовый и др.), месторождения этого типа комплексные, золото-палладий-платино-меднорудные с сопутствующими Mo, Ag, Ni, Co, Sn, Cd, и др. Платиноносность (порпецит, поликсен, палладит, потарит, куперит и др.) рассматривается как сопутствующая основному промышленному оруденению (Cu, Mo, Au-Ag и др.). Выявлено нетипичное (Pt, Pd, Rh) проявление парагенезиса в алибititах и метасоматитах Келенчика (гранит-аляскитовый комплекс P_1) в Арашанском массиве. Оруденение рутил-редкометалльной минерализации (Nb, Ta, TR, Sn и др.) сопровождается сопутствующей Au(Ag)–Rd-Rh ассоциации с самородным Au. В рутиле устанавливаются самостоятельные минеральные фазы Pt и Pd [1]. В медно-молибденовых рудах Алмалыка (Кальмакыр, Дальнее, Сарычеку, СЗ Балыкты, Карабулак и др.) МПГ находятся в изоморфно-примесьной форме (преимущественно в сульфидных минералах) в количествах, представляющих интерес попутного извлечения.

С корово-мантийным проявлением магматизма (УГ) (габброиды, габбро-могнцонит-сиенитовый комплекс (C_3–P_1)) устанавливаются пространственные связи для проявлений серебро-полисульфидной минерализации плутоногенно-гидротермального типа (мест. Актепа). Рудные тела из кварцевых и кварц-карбонатных жильных образований с промышленным содержанием серебра и сопутствующими Ni, Co, As, Sb, Bi, U, Th и другими выделяются "легкоплатиноидной" (Rh, Rd, Pt) нагрузкой. Главным концентратором и носителем МПГ служит самородное золото с содержанием Rh (1.3 %), Pd (0.4 %) и Pt (0.08 %). Форма фиксации МПГ чаще изоморфно-примесьная в решётках рудных сульфидов (пирит, халькопирит, пирротин и др.), самородных металлах (золото, серебро) и в виде собственных минеральных выделений (самородный родий, порпецит и др.). Количественно Pd преобладает над Pt, нередко Rh над Pd.

Гидротермально-вулканогенный в трахидацит-андезитовых комплексах (C_2–C_3), золото-сереброрудные Каульды, Актурпак, Чадак; золото-полисульфидно кварцевый с теллуридами Кочбулакское рудное поле, Кайрагач и др.; серебро-галенит-карбонатно-кварцевый Лашкерек, включая группу телетермальных, эпигенетических и гидрогенных месторождений с характерной многометалkьностью (Au, Ag, Sc, Se и др.) Они рассматриваются как платиносодержащие в изоморфно-связанной форме в качестве сопутствующего компонента руд.

Таким образом, установлена форма нахождения МПГ от магматических (позднее-магматических) месторождений в сторону контактово-пневматолитовых гидротермальных и других с переходом от собственно минеральных на смешанный характер набора, когда минеральные формы МПГ присутствуют в изоморфно-связанной в составах минералов Au, Ag, Te, Bi, Ni и дугих и далее – на изоморфно-связанные с одновременным ростом участия МПГ семейства "легких". Магматические комплексы разных уровней генерации (ГГ), (УГ) и (МГ), формируя сопутствующую платиноносность, обусловливаются на геохимическом уровне

дифференциации МПГ с фракционированием "тяжелой", "тяжелой-легкой" (смешанной) и "легкой" с нарастанием от относительно глубинных магм к менее глубинным (коровым) и относительно "тяжелых" в сторону "легких" платиноидов.

Литература

1. *Рафиков Я.М., Юсупов Р.Г., Тимофеева Т.С.* Рутилоносные альбититы Келенчика, ниобий-танталоносность и сопутствующая металлоносность (Срединный Тянь-Шань) // Тез. докл. науч.-техн. конф. "Актуальные проблемы освоения месторождений полезных ископаемых". Ташкент, 2001. С. 98–99.
2. *Юсупов Р.Г., Тимофеева Т.С., Мусаева М.М.* Платиноносность Тянь-Шаня // Геологическое изучение и использование недр. М.: Геоинформмарк, 1995. Вып. 5. С. 3–18.
3. *Юсупов Р.Г., Юлдашев М.Н., Тимофеева Т.С.* Парагенезисы серебра и элементов "легкой" платины, проблемы сереброносности и сопутствующей платиноностноти рудных месторождений в орогенных областей (Срединный и Южный Тянь-Шаня) // Геология и минеральные ресурсы. Ташкент: АН РУз, 1999. С. 17–24.

ВКЛЮЧЕНИЯ В САПФИРАХ РОССЫПИ ДАК НОНГ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КОРУНДА В ЗЕМНОЙ КОРЕ СРЕДНЕГО ВЬЕТНАМА

С.З. Смирнов[1], А.Э. Изох[1], Хоа Чанг Чонг[2], Фыопг Нго Тхи[2], С.В. Ковязин[1], В.В. Калинина[1], Л.Н. Поспелова[1]

[1]Институт геологии и минералогии СО РАН, г. Новосибирск, Россия
[2]Институт геологических наук Вьетнамской академии наук и технологий, г. Ханой, Вьетнам

Сапфировые месторождения Среднего Вьетнама являются важным источником ювелирного сырья на рынках Юго-Восточной Азии. Большая часть их связана с проявлениями базальтового магматизма неоген-четвертичного возраста. Этот факт делает месторождения Среднего Вьетнама похожими на знаменитые месторождения Таиланда, Лаоса и Австралии.

Основное внимание в данной работе уделялось сапфирам из россыпного месторождения Дак Нонг, приуроченного к латеритам, развивающимся по щелочным базальтам на выступе Контум в Среднем Вьетнаме. Составы минералов и включений в них были определены на электронном микрозонде. Содержание редких и рассеянных элементов измерялось методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) с применением лазерной абляции и методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS). Для анализа состава флюидной фазы и диагностики некоторых минералов использовался метод спектроскопии комбинационного рассеяния (КР).

Сапфиры представляют собой кристаллы и обломки кристаллов со средней и слабой степенью окатанности. В большинстве своем они имеют темно синюю и сине-зеленую окраску. Изредка в этой же россыпи встречаются сапфиры розового цвета. Сапфиры россыпи Дак Нонг характеризуются повышенными содержаниями Ta, Nb и пониженными – Ga. Помимо сапфира в россыпи присутствуют ортопироксен энстатитового состава, турмалины шерл-дравитового и увит-шерл-дравитового ряда и циркон. Рудные минералы представлены шпинелью, относящейся к рядам алюмошпинель-магнетит и алюмошпинель-хромит, и ильменитом, содержащим до 5 мас.% MgO. Существенно реже встречается полевой шпат, отвечающий по составу анортоклазу.

Циркон является единственным минералом месторождения, который встречен как непосредственно в россыпи, так и в виде включений в сапфире. Россыпные цирконы содержат 0.6–1.2 мас.% HfO_2 и крайне незначительные количества U и Th. Среди включений в цирконе установлены: бадделиит, турмалин, фоститового состава, и жадеит.

Сапфиры содержат включения сингенетичных им минералов и минералообразующих сред, а также кристаллические включения, образовавшиеся при распаде корундового твердого раствора (топотаксические включения).

К топотаксическим относятся включения гематита, псевдобрукита и хегбомитоподобного минерала. Характерной особенностью включений гематита является высокое содержание в них Al_2O_3 и TiO_2.

Минеральные включения, захваченные в процессе роста сапфира, представлены цирконом, плагиоклазом и ферроколумбитом.

Циркон обнаружен в виде хорошо образованных призматических кристаллов с основными формами {110} и {101}. Для цирконов-включений характерны повышенные концентрации РЗЭ, Hf (около 2.5 мас.% HfO_2), Th и U. По характеру распределения РЗЭ можно предположить, что цирконы относятся к щелочно-сиенитовому или гранитоидному парагенезису. Принципиальные различия между составами россыпных цирконов (см. выше) и включений в сапфирах позволяют утверждать, что цирконы россыпи и включения в сапфирах образовались в разных условиях.

Плагиоклаз образует пластинчатые кристаллы. Состав плагиоклаза соответствует альбит-олигоклазу с содержанием An около 12 мол.%.

Колумбит характеризуется пониженным содержанием MnO (около 3.6 мас.%) и повышенным содержанием ZrO_2 (около 0.8 мас.%).

Некоторые кристаллы сапфира из россыпи Дак Нонг содержат обильные флюидные и расплавные включения. Флюид имеет углекислотный состав. Некоторые расплавные включения содержат флюидное обособление, состоящее из жидкой и газообразной CO_2. Микротермометрические исследования показали, что плотность гомогенной флюидной фазы в процессе образования сапфира составляла 0.59–0.71 г/см^3. Раскристаллизованный агрегат расплавных включений начинает плавиться при 685 °С. Температура гомогенизации – 930–1100 °С. Учитывая плотность сосуществующего с этим расплавом флюида можно оценить давление порядка 2.3–3.8 кбар. Стекла непрогретых расплавных включений близки по составу к расплавам щелочно-сиенитового состава (SiO_2 – 56–60 мас.%, сумма щелочей ~ 6–10 мас.%). Обращает на себя внимание крайне высокое содержание алюминия (23–30 мас.%) и низкие содержания MgO и CaO. В то же время, расплавы характеризуются значительными содержаниями TiO_2 (0.13–4.9 мас.%), FeO (0.3–2.8 мас.%) и MnO (0.3 мас.%). Методом КР-спектроскопии установлено, что в стекле стекловатых включений содержится растворенная CO_2, а в раскристаллизованном агрегате – карбонатные минералы.

Сравнение минералогии россыпи Дак Нонг и парагенезисов минеральных включений в кристаллах сапфира показывает, что образование сапфира не связано с образованием горных пород, послуживших источником для образования россыпи.

Результаты исследования ассоциаций минеральных включений и включений минералообразующих сред в сапфире позволяют сделать вывод, что его образование происходило из магматического расплава, который имел, вероятно, щелочно-салический состав. Кристаллизация протекала з коровых условиях при температурах 930–100 °С и давлениях не выше 3.8 кбар. Кристаллизация сапфиров Дак Нонг происходила в присутствии углекислотного флюида. Вероятно, насыщенность салического расплава углекислотой и значительная доля калия среди щелочных компонентов расплава и определили возможность кристаллизации свободного глинозема из щелочного магматического расплава. Обогащенность сиенитовых расплавов Fe и Ti определили доминирующую окраску корунда в синих, желтых и зеленых тонах, так называемый BGY тип.

Известно, что глинозем хорошо растворяется в силикатных расплавах, богатых Na. Кристаллизация корунда из силикатных расплавов сдерживается стремлением Al создавать соединения с Na и Si. Это выражается либо в кристаллизации щелочных полевых шпатов и фельдшпатоидов, либо в образовании силикатов Al. Таким образом, кристаллизация корунда возможна только из относительно низкокремнистых расплавов, содержащих глинозем в количествах, значительно превышающих содержание щелочей.

Повсеместная приуроченность сапфиров Среднего Вьетнама к проявлениям щелочно-базальтоидного вулканизма заставляет предположить генетическую связь между основным магматизмом и образованием сапфироносных пород региона. При этом щелочно-салические расплавы могут являться как продуктами дифференциации щелочно-базальтоидной магмы, так и образоваться в результате частичного плавления корового субстрата, богатого глиноземом, которое инициировано тепловым воздействием щелочно-базальтоидных расплавов.

Абдрахманов К.А. 5, 6, 8
Абдрахманов М.К. 5, 8
Абдрахманова А.К. 8
Абрамов Б.Н. 9
Абушкевич В.С. 216
Авдонин В.В. 11
Азовскова О.Б. 12
Акимцев В.А. 26, 56, 99, 238
Александров В.В. 12
Алексеев А.В. 148
Алтухова З.А. 14, 16
Амплиева Е.Е. 17
Андреев В.В. 93
Анникова И.Ю. 19
Аношин Г.Н. 24
Арбузова Е.Е. 234
Артименко М.В. 93
Арыстанов К. 5
Афанасьев В.П. 20, 24
Ахмешаев А.Ш. 187,253
Ахунджанов Р. 23, 72
Ащепков И.В. 20, 24

Бабин Г.А. 50
Бабич В.В. 26
Бадалов С.Т. 28, 29
Баданина Е.В. 216
Бадмацыренова Р. А. 31
Баженова Н.Н. 139
Бакшеев Н.А 56
Балгымбекова А.Ж. 91
Баулина М.В. 101
Безделига Н.Я. 104
Беркзкин В.И. 119
Берзин Н.А. 168
Берзина А.Н. 32
Берзина А.П. 34, 210
Бессонова Е.П. 240
Бобров В.А. 108
Борисенко А.С. 35, 37, 50, 77, 84, 86, 101, 103, 166
Боровиков А.А. 35, 37, 84, 86, 103, 174
Бортников Н.С. 39
Бортникова С.Б. 240
Бучко И.В. 40,42
Бычкова Я.В. 43, 125

Васильев Ю.Р. 144
Васильева И.Е. 67
Викентьев И.В. 17, 45, 46
Вилор Н.В. 48
Вишневский А.В. 94
Вишневская Н.А. 234
Вишнякова Е.В. 24
Владимиров А.Г. 19, 50
Владимиров В.Г. 50
Владыкин Н.В. 24
Волков А.В. 53, 194, 199
Волкова Е.В. 216
Воронич Т.М. 156

Гамянин Г.Н. 54, 66
Ганиев И.Н. 72
Гаськов И.В. 26, 56, 99, 201
Гибшер Н.А. 221
Гимон В.О. 209, 210
Гладков И.Н. 80
Глухов А.Н. 58
Говердовский В.А. 50, 59
Голованов И.М. 61
Гонгальский Б.И. 63
Гора М.П. 64, 144, 245
Горячев Н.А. 54, 66
Гребенщикова В.И. 67
Гриненко В.С. 157
Гусев А.И. 69, 70
Гущина Л.В. 166

Далимов Т.Н. 72
Дамдинов Б.Б. 74
Даценко В.М. 75
Дашкевич Я.Г. 84
Дебеглиа Н. 234
Дежидмаа Г. 168
Дель Е.В. 215
Дистанов Э.Г. 77, 99, 168
Дистлер В.В. 79

Дмитриев Г.А. 215
Добрецов Н.Л. 80
Долгушин С.С. 81
Душин В.А. 83

Житова Л.М. 37, 84, 86
Жмодик С.М. 154

Забияка А.И. 87
Задорожный М.В. 26, 174
Зайков В.В. 89, 123
Зайцев А.И. 16
Зейлик Б.С. 91
Зеленая О.Г. 67
Зеленский М. 240
Злобина Т.М. 194
Зобов Н.Е. 92
Зорина Л.Д. 212
Зубков В.С. 93

Изох А.Э. 94, 254 180
Индукаев Ю.В. 96
Исаходжаев Б.А. 61, 250
Истекова С.А. 141

Калинин Ю.А. 101
Калинина В.В. 254
Калугин В.М. 94
Каменский А.С. 227
Карапай В.Н. 6
Карпенко А.М. 24
Карпухина В.С. 17
Кассандров Э.Г. 97, 139
Кассандрова Е.В. 139,
Кассар Д. 234
Кирдяшкин А.А. 80
Кирдяшкин А.Г. 80
Кирюхин А.В. 240
Киселева В.Ю. 32
Князев Г.Б. 98
Ковалев К.Р. 56, 99, 101
Коваленкер В.А. 103
Коваль П.В. 67
Ковязин С.В. 202, 254
Козьмин В.С. 83
Колдаев А.А. 104
Колмогоров Ю.П. 108
Колова Е.Е. 106
Колонин Г.Р. 108, 204
Колпаков В.В. 101
Комаров П.В. 110
Конеев Р.И. 111
Коробейников А.Ф. 113, 114
Корытов Ф.Я. 116
Костровицкий С.И. 24
Косяков В.И. 204
Коткин В.В. 48
Котов А.Б. 209
Кочнева Н.Т. 53
Кравцова Р.Г. 116, 118
Кравченко А.А. 119
Краснобородкин В.К. 186
Кривенко А.П. 180
Кривенцов В.В. 108
Криволуцкая Н.А. 63, 121
Крук Н.Н. 50
Кудрявцев И.В. 123
Кудрявцева А.И. 123
Кузнецов В.Н. 12
Кузьмин Д.В. 121
Кузьмин М.И. 168
Кулигин С.С. 24
Куликов В.С. 125
Куликова В.В. 43, 125
Купцова А.В. 127
Кустарникова А.А. 128, 156
Кутолин В.А. 129
Кучеренко И.В. 130
Кучкин А.С. 24

Лавренчук А.В. 132
Лапковский А.А. 133
Лаптев Ю.В. 135
Лапухов А.С. 240
Лебедев В.И. 137
Летников Ф.А. 138
Лидин Н.С. 139
Лишневский Э.Н. 79
Логвинова А.М. 24
Любецкий В.Н. 141

Мазуров М.П. 114, 142, 144, 238
Майоров В.Н. 146
Майорова Н.П. 146, 147
Малахов И.А. 148

Малюгин А.А. 12, 83
Малыгина Е.В. 24
Мамарозиков У.Д. 23
Мансуров М.М. 150, 156
Марков В.В. 81
Марченко Л.Г. 151
Мелекесцева И.Ю. 153
Миронов А.Г. 74, 154
Михайлова Ю.В. 150, 156
Мишнин В.М. 157
Мурзин В.В. 159
Мусаева М.М. 253

Наумов Е.А. 26, 101
Неволько П.А. 86
Ноклеберг У.Дж. 168
Ножкин А.Д. 161
Нурлыбаев А.Н. 163, 165

Оболенский А.А. 50, 77, 166, 168
Огасавара М. 168
Огородников В.Н. 169
Озерова Н.А. 171
Округин А.В. 173
Орлов Ю.С. 222
Оюунчимег Т. 94

Павлова Г.Г. 137, 174
Палесский С.В. 20, 24, 108
Пальянова Г.А. 174
Панов Б.С. 176
Парфенова Л. П. 165
Первушина Я.А. 215
Петров В.Г. 177
Петров С.В. 125, 127
Пирназаров М.М. 179
Плотинская О.Ю. 103
Пляшкевич А.А. 183
Подковырин Г.В. 186
Поленов Ю.А. 169
Полеховский Ю.С. 127
Поляков Г.В. 94, 180
Полянский О.П. 50
Пономарчук В.А. 189, 209, 210
Попов Н.В. 119
Посохов В.Ф. 74
Поспелова Л.Н. 254
Похиленко Л.Н. 24
Похиленко Н.П. 24
Поцелуев А.А. 181
Приставко В.А. 183
Прокофьев В.Ю. 103
Прусская С.Н. 144

Рафаилович М.С. 184, 186, 207
Рафиков Я.М. 72, 187, 253
Родионов С.М. 168
Розов К.Б. 135
Ротман А.Я. 24
Руднев С.Н. 50
Рябов В.В. 189

Савва Н.Е. 54, 106, 191
Садур О.Г. 81
Сазонов В.Н. 169
Сайдашева Ф. Ф. 196
Сайдыганиев С.С. 23
Сапрыкин А.И. 24
Сафонов Ю.Г. 192, 194
Сейтмуратова Э.Ю. 196
Семинский Ж.В. 168, 197
Серафимовский Т. 53
Сидоров А.А. 199
Симонов В.А. 201, 202
Синякова Е.Ф. 204
Скринник Л.И. 206
Служеникин С.Ф. 79
Смелов А.П. 168
Смирнов А.В. 184, 186, 207
Смирнов С.З. 254
Смирнова С.С. 150
Снурницына Н.А. 229
Соболев А.В. 121
Соболев Н.В. 24
Сорокин А.А. 209
Сорокин А.П. 209
Сотников В.И. 34, 77, 103, 168, 202, 209, 210
Спиридонов А.М. 212
Стегницкий Ю.Б. 24
Стогний В.В. 213
Стогний Г.А. 213
Стреляев В.И. 215
Сырицо Л.Ф. 216

Тагиров Б.Р. 46
Талибова А.Г. 189
Тасев Г. 53
Таусон В.Л. 218
Титов А.Т. 144
Ткачев А.В. 234
Томсон И.Н. 53
Травин А.В. 94
Третьякова И.Г. 137
Толстых Н.Д. 219
Томиленко А.А. 221
Трубкин Н.В. 225
Туровцев Д.М. 79
Трунилина В.А. 222
Усманов А.И. 2 3, 72, 128
Фалеев В.А. 238
Федоренко О.А. 186, 207
Федорин М.А. 108
Филимонова Л.Г. 225
Фишман И.Л. 227
Фыонг Нго Тхи 254
Хоа Чанг Чонг 254
Ханчук А.И. 168
Харин В.Г. 229
Хванг Д.Х. 168
Хмельникова О.С. 24
Хомичев В.Л. 81, 230
Хрусталев В.К. 231
Цой В.Д. 233
Чаплыгин И.В. 194
Черкасов С.В. 234
Черных А.Е. 243
Чесалова Е.И. 234
Чугаев А.В. 225
Чудненко К.В. 118
Шабалин Л.И. 237
Шамаев О.Т. 150, 156
Шапорина М.Н. 119
Шарапатов А 5
Шарапов В.Н. 238, 240
Шаров Г.Н. 242, 243
Шевко А.Я. 64, 245
Шанина С.Н. 159
Шелепаев Р.А. 94
Широких В.А. 129
Широносова Г.П. 108
Шкодзинский В.С. 247
Шокальский С.П. 50
Щербаков Ю.Г. 248
Эргашев Ш.Э. 250
Юрьев Д.В. 251
Юсупов Р.Г. 187, 253
Янь Х. 168
Ярцева Л.А. 151

ТЕМАТИЧЕСКИЙ УКАЗАТЕЛЬ ТЕЗИСОВ

1. ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ

1.1. Геодинамики и металлогении, роль плюмов и мантийно-корового взаимодействия в рудообразовании

КОРОВО-МАНТИЙНОЕ РУДООБРАЗОВАНИЕ И ЕГО ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СПЕЦИФИКА *К.А. Абдрахманов, К. Арыстанов, М.К. Абдрахманов, А. Шарапатов* 5

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ И ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРУПНОМАСШТАБНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТА И РЕДКИХ МЕТАЛЛОВ *К.А. Абдрахманов, В.Н. Карапай* 6

РУДОЛОКАЛИЗАЦИОННЫЕ И РУДОГЕНЕРАЦИОННЫЕ ПОГРАНИЧНЫЕ ГЛУБИННЫЕ ЗОНЫ НА СТЫКЕ ПЛАТФОРМА–ОКЕАН, ОКЕАН–КОНТИНЕНТ, КОНТИНЕНТ–КОНТИНЕНТ *М.К. Абдрахманов, А.К. Абдрахманова, К.А. Абдрахманов* 8

О СВЯЗИ Cu-Mo-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЭРДЭНЭТУИН-ОБО (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) С ПЕРМО-ТРИАСОВЫМ ПЛЮМОМ *А.П. Берзина, В.И. Сотников* ... 34

ПЕРМО-ТРИАСОВЫЕ ДЕФОРМАЦИИ, ОСАДКОНАКОПЛЕНИЕ И МАГМАТИЗМ АЛТАЙСКОЙ КОЛЛИЗИОННОЙ СИСТЕМЫ: КОРРЕЛЯЦИЯ, ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ И ПРОГНОЗНАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ *А.Г. Владимиров, А.С. Борисенко, С.П. Шокальский, Г.А. Бабин, В.А. Говердовский, А.А. Оболенский, Н.Н. Крук, О.П. Полянский, В.Г. Владимиров, С.Н. Руднев* 50

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА ВОСТОЧНОЙ ТУВЫ *И.В. Гаськов, Н.А Бакшеев, К.Р. Ковалев, В.А. Акимцев* 56

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ УЗБЕКИСТАНА *И.М. Голованов, Б.А. Исаходжаев* 61

ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА СЕВЕРНОГО СЕГМЕНТА ТИХООКЕАНСКОГО РУДНОГО ПОЯСА *Н.А. Горячев, Г.Н. Гамянин* 66

МАНТИЙНЫЙ ПЛЮМ И ОРУДЕНЕНИЕ ГОРНОГО АЛТАЯ, САЛАИРА И ГОРНОЙ ШОРИИ *А.И. Гусев* 69

МЕТАЛЛОГЕНИЯ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОЙ ОСТРОВОДУЖНОЙ СИСТЕМЫ ПАЛЕОАЗИАТСКОГО ОКЕАНА *В.М. Даценко* 75

ПАРАМЕТРЫ ТЕРМОХИМИЧЕСКИХ ПЛЮМОВ И ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ ПОДНИМАЮЩИХСЯ ПЛЮМОВ С ЛИТОСФЕРОЙ *Н.Л. Добрецов, А.А. Кирдяшкин, А.Г. Кирдяшкин, И.Н. Гладков* 80

ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ КАК СПОСОБ ПРОГНОЗА И ОЦЕНКИ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ *С.С. Долгушин, В.Л. Хомичев, О.Г. Садур, В.В. Марков* 81

ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ И МИНЕРАГЕНИЯ СЕВЕРА УРАЛА *В.А. Душин, А.А. Малюгин, В.С. Козьмин* 83

О ВЫДЕЛЕНИИ САЯНО-ЕНИСЕЙСКОГО МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО ПОЯСА *А.И. Забияка* 87

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ, МАГМАТИЗМ И РУДНЫЕ ФОРМАЦИИ ОТДЕЛЬНЫХ ТИПОВЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВОК АККРЕЦИОННЫХ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ *Ю.В. Индукаев* 96

ФОРМИРОВАНИЕ И РАСПРОСТРАНЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ПЛЮМО-ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ *П.В. Комаров* 110

МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА УЗБЕКИСТАНА *Р.И. Конеев* 111

ПЛЮМОВЫЙ МАГМАТИЗМ РАННЕГО ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЯ ФЕННОСКАНДИИ *В.С. Куликов, В.В. Куликова, Я.В. Бычкова* 125

К ВОПРОСУ ГЕОЛОГИИ И МЕТАЛЛОГЕНИИ ЮГО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ГОРНОГО АЛТАЯ *В.Н. Майоров, Н.П. Майорова* 146

ВЫСОКАЯ ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ДИФФЕРЕНЦИРОВАННОСТЬ РАННЕДОКЕМБРИЙСКОГО МАНТИЙНО-КОРОВОГО ВЕЩЕСТВА ЛИТОСФЕРЫ – ВАЖНЕЙШИЙ ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ УНИКАЛЬНЫХ РУДНЫХ ПРОВИНЦИЙ *А.Д. Ножкин* 161

ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА И РУДОНОСНОСТЬ МАГМАТИЧЕСКИХ КОМПЛЕКСОВ КАЗАХСТАНА *А.Н. Нурлыбаев, Л.П. Парфенова* 165

ТЕРРЕЙНОВАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И СЕВЕРО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ (РЕЗУЛЬТАТЫ РАБОТ ПО МЕЖДУНАРОДНОМУ ПРОЕКТУ) *А.А. Оболенский, М.И. Кузьмин, С.М. Родионов, У. Дэс. Ноклеберг, Н.А. Берзин, Э.Г. Дистанов, В.И. Сотников, Ж.В. Семинский, А.П. Смелов, Г. Дежидмаа, М. Огасавара, А.И. Ханчук, Д.Х. Хванг, Х. Янь* 168

МИНЕРАГЕНИЯ ГНЕЙСОВО-МИГМАТИТОВОГО КОМПЛЕКСА (СРЕДНИЙ УРАЛ) *В.Н. Огородников, В.Н. Сазонов, Ю.А. Поленов* 169

ГЕОДИНАМИКА ЛИНЕАМЕНТА КАРПИНСКОГО И ЕГО МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕСУРСЫ *Б.С. Панов* 176

ФАКТОЛОГИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ РЕГИОНАЛЬНОЙ МЕТАЛЛОГЕНИИ (НА ПРИМЕРЕ ПРИЕНИСЕЙСКОГО ДОКЕМБРИЯ) *В.Г. Петров* 177

ПЛАТИНОНОСНЫЕ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫЕ ФОРМАЦИИ ПОДВИЖНЫХ ПОЯСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ И ЮГО-ВОСТОЧНОЙ АЗИИ *Г.В. Поляков, А.Э. Изох, А.П. Кривенко* 180

КРУПНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КАЗАХСТАНА: ГЕОДИНАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ *М.С. Рафаилович, О.А. Федоренко, А.В.Смирнов, В.К. Краснобородкин, Г.В. Подковырин* 186

ОБЩИЕ ПРОБЛЕМЫ МЕТАЛЛОГЕНИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ЗОЛОТА *Ю.Г. Сафонов* 192

О МЕТАЛЛОГЕНИИ КРАТОННЫХ ТЕРРЕЙНОВ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ *А.А. Сидоров, А.В. Волков* 199

ГЕОДИНАМИКА И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ФРОНТАЛЬНЫХ ЗОН АКТИВНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН (НА ПРИМЕРЕ ЮГО-ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА) *Л.И. Скрипник* 206

ТЕКТОНИКА, ГЕОДИАМИКА И МИНЕРАГЕНИЯ ОСНОВНОЙ СУТУРНОЙ ЗОНЫ РАННЕПАЛЕОЗОЙСКОГО КАЗАХСТАНСКОГО ПАЛЕОКОНТИНЕНТА *А.В. Смирнов, О.А. Федоренко, М.С. Рафаилович* 207

РОЛЬ ПЛЮМОВ В ОБРАЗОВАНИИ ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ *Г.А. Стогний, В.асВ. Стогний* 213

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И РУДОНОСНОСТЬ ЯНО-КОЛЫМСКОГО ГЕОКОНА *Г.Н. Шаров* 242

ОСОБЕННОСТИ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ КУЗНЕЦКОЙ ВПАДИНЫ В СВЯЗИ С НЕФТЕГАЗО- И РУДОНОСНОСТЬЮ *Г.Н. Шаров, А.Е. Черных* 243

1.2. Корреляция магматических и рудообразующих процессов, возрастные рубежи высокопродуктивного рудообразования. Новые изотопно-геохронологические данные

УГЛЕРОДИСТЫЙ МЕТАСОМАТОЗ И ЗОЛОТОЕ ОРУДЕНЕНИЕ ЗОНЫ МЕЗО-КАЙНОЗОЙСКОЙ АКТИВИЗАЦИИ НА СРЕДНЕМ УРАЛЕ *О.Б. Азовскова, А.А. Малюгин, В.В. Александров, В.Н. Кузнецов* 12

ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИЕ ГАББРО-СИЕНИТОВЫЕ МАССИВЫ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЯВЛЕНИЯ ПЛЮМОВОЙ ТЕКТОНИКИ (на примере Арсентьевского массива, Западное Забайкалье) Р.А. Бадмацыренова 31

УСЛОВИЯ СОВРЕМЕННОГО И ДРЕВНЕГО КОЛЧЕДАНООБРАЗОВАНИЯ И.В. Викентьев 45

ТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ Au-As-Sb-Tl ЭПИТЕРМАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ АЛШАР (МАКЕДОНИЯ) *А.В. Волков, Н.Т. Кочнева, Т. Серафимовский, И.Н. Томсон, Г. Тасев* 53

ПОЛИХРОННОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В СТРУКТУРАХ ЦЕНТРАЛЬНОГО ПРИКОЛЫМЬЯ (СЕВЕРО-ВОСТОК АЗИИ) *А.Н. Глухов* 58

ЗОНАЛЬНОСТЬ РАЗМЕЩЕНИЯ ПРОДУКТОВ МАГМАТИЗМА И СВЯЗАННОГО С НИМ РУДООБРАЗОВАНИЯ СРЕДИННОГО И ЮЖНОГО ТЯНЬ-ШАНЯ (РЕСПУБЛИКА УЗБЕКИСТАН) *Т.Н. Далимов, Р. Ахунджанов, Я.М. Рафиков, И.Н. Ганиев, А.И. Усманов* 72

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЙ ТИССА-САРХОЙСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) *Б.Б. Дамдинов, А.Г. Миронов, В.Ф. Посохов* 74

РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ РАЗНОВОЗРАСТНЫХ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ОКРАИН АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОБЛАСТИ *Э.Г. Дистанов, А.С. Борисенко, А.А. Оболенский, В.И. Сотников* 77

РУДНО-ФАЦИАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ КАК МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ СИСТЕМ *В.В. Зайков* 89

МЕТАЛЛОГЕНИЯ С ПОЗИЦИЙ ИМПАКТНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ГЕНЕЗИСА МЕСТОРОЖДЕНИЙ *Б.С. Зейлик, А.Ж. Балгымбекова* 91

КЕМБРИЙСКИЙ ВОЗРАСТ УРЭГНУРСКОЙ ПЛАТИНОНОСНОЙ ПИКРИТ-БАЗАЛЬТОВОЙ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКОЙ АССОЦИАЦИИ МОНГОЛЬСКОГО АЛТАЯ (ЗАПАДНАЯ МОНГОЛИЯ) *А.Э. Изох, Г.В. Поляков, А.В. Травин, В.М. Калугин, Р.А. Шелепаев, А.В. Вишневский, Т. Оюунчимег* 94

ЭТАПНОСТЬ И ПОЛИХРОННОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ Э.Г. Кассандров 97

ПАЛЕОЗОЙСКАЯ ЭПОХА ЖЕЛЕЗООРУДЕНЕНИЯ ОБЛАСТИ СОПРЯЖЕНИЯ ЗАПАДНОГО И ВОСТОЧНОГО САЯН Г.Б. Князев 98

ЭТАПНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЗОЛОТОРУДНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ НА СУЗДАЛЬСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ В УГЛЕРОДИСТО-ТЕРРИГЕННО-КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ ЗАПАДНОЙ КАЛБЫ (КАЗАХСТАН) *К.Р. Ковалев, Ю.А. Калинин, Е.А. Наумов, В.В. Колпаков, М.В. Баулина* 101

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ВЫСОКОПРОДУКТИВНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ИМ. ПИНИГИНА (АЛДАНСКИЙ ЩИТ) *А.А. Кравченко, В.И. Березкин, Н.В. Попов, М.Н. Шапорина* 119

НЕСУЛЬФИДНАЯ ЦИНКОВАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В НЕКОТОРЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ТУВЫ *А.И. Кудрявцева, В.В. Зайков, И.В. Кудрявцев* 123

ГИДРОТЕРМАЛЬНАЯ СУЛЬФИДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ В ОТЛОЖЕНИЯХ ОРДОВИКА РУССКОЙ ПЛАТФОРМЫ (ЛЕНИНГРАДСКАЯ ОБЛАСТЬ) *А.В. Купцова, С.В. Петров, Ю.С. Полеховский* 127

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО КОБАЛЬТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ АЛТАЕ-САЯНСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ *В.И. Лебедев, И.Г. Третьякова, Г.Г. Павлова* 137

ЭПОХИ МАРГАНЦЕВОГО ОРУДЕНЕНИЯ В СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЯХ СИБИРИ *Н.С. Лидин, Э.Г. Кассандров, Е.В. Кассандрова, Н.Н. Баженова* 139

ГЛУБИННОЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОДИНАМИКА РАЗВИТИЯ ТЕКЕЛИЙСКОГО ПОЯСА КОЛЧЕДАННОГО МЕДНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ДЖУНГАРСКОМ АЛАТАУ (КАЗАХСТАН) *В.Н. Любецкий, С.А. Истекова* 141

ДИНАМИКА ГЕОСТРУКТУР И МЕТАЛЛОГЕНИЯ ГРАНИТОИДОВ ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА *Н.П. Майорова* 147

ВЛИЯНИЕ ОСТРОВОДУЖНОГО РЕЖИМА ФОРМИРОВАНИЯ НА СОСТАВ ОФИОЛИТОВЫХ УЛЬТРАМАФИТОВ УРАЛА И АССОЦИИРУЮЩИХ С НИМИ ХРОМИТОВЫХ РУД *И.А. Малахов, А.В. Алексеев* 148

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ ЗОЛОТЫХ И СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА *М.М. Мансуров, С.С. Смирнова, Ю.В. Михайлова, О.Т. Шамаев* 150

ГЕТЕРОГЕННЫЕ КОБАЛЬТ-МЕДНОКОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ В УЛЬТРАМАФИТАХ *И.Ю. Мелекесцева* 153

ГЕОДИНАМИЧЕСКИЕ ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УЗБЕКИСТАНА *Ю.В. Михайлова, А.А. Кустарникова, Т.М. Воронич, М.М. Мансуров, О.Т. Шамаев* 156

МЕТАЛЛОНОСНЫЕ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫЕ ТРОГИ ЗОНЫ ПЕРЕХОДА СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА – ЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ *В.М. Мишнин, В.С. Гриненко* ... 157

ГЕОДИНАМИКА И РУДОНОСНОСТЬ ЩЕЛОЧНЫХ МАГМАТИТОВ КАЗАХСТАНА *А.Н. Нурлыбаев* 163

АРЕАЛЫ РАЗНОЭТАПНОГО КОМПЛЕКСНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ОМСУКЧАНСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ) *В.А. Приставко, А.А. Плянкевич* 183

ЗОЛОТО-СЕРЕБРОНОСНОСТЬ ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ ВУЛКАНОПЛУТОНИЧЕСКИХ ПОЯСОВ ЖОНГАРО-БАЛХАШСКОЙ СКЛАДЧАТОЙ ОБЛАСТИ *Э.Ю. Сейтмуратова, Ф.Ф. Сайдашева* 196

РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ЛОКАЛЬНЫЕ РУДНЫЕ СИСТЕМЫ В СТРУКТУРЕ ЗАБАЙКАЛЬСКОГО ПЛЮМА *Ж.В. Семинский* 197

ВОЗРАСТНЫЕ РУБЕЖИ ФОРМИРОВАНИЯ МЕЗОЗОЙСКИХ КОМПЛЕКСОВ ВЕРХНЕГО ПРИАМУРЬЯ КАК СОСТАВЛЯЮЩАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОГО АНАЛИЗА *А.А. Сорокин, В.А. Пономарчук, А.П. Сорокин, В.И. Сотников, А.Б. Котов, В.О. Гимон* 209

ПРИРАЗЛОМНЫЕ МЕТАСОМАТИТЫ КАК ИНДИКАТОР ГЕОТЕКТОНИЧЕСКОЙ ПОЗИЦИИ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ ГЛУБИННЫХ ТЕКТОНИЧЕСКИХ ШВОВ (НА ПРИМЕРЕ КАЗАХСТАНА) *И.Л. Фишман, А.С. Каменский* 227

РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ СТРУКТУРЫ ГОР НУРАТАУ *В.Г. Харин, Н.А. Спурницына* 229

СОСТОЯНИЕ И ПУТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИХ РАБОТ *В.Л. Хомичев* 230

СВОДНАЯ СХЕМА ГИПОГЕННОГО МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ УЗБЕКИСТАНА (НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ И ДРУГИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ) *В.Д. Цой* 233

СВЯЗЬ КРУПНЫХ И СУПЕРКРУПНЫХ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ С АНОМАЛИЯМИ ЗЕМНОЙ КОРЫ *С.В. Черкасов, Д. Кассар, А.В. Ткачев, Е.Е. Арбузова, Н. Дебеглиа, Е.И. Чесалова, Н.А. Вишневская* 234

АДРАСМАНСКАЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЦЕНТРАЛЬНОГО ТИПА И ОСОБЕННОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ (КУРАМИНСКИЕ ГОРЫ) *Ш.Э. Эргашев, Б.А. Исаходжаев* 250

МОДЕЛЬ НАПРЯЖЕННО-ДЕФОРМИРОВАННОГО СОСТОЯНИЯ РУДНОГО ПОЛЯ ЛОГАЧЕВ В ГИДРОТЕРМАЛЬНОМ КЛАСТЕРЕ В ОСЕВОЙ ЗОНЕ СРЕДИННО-АТЛАНТИЧЕСКОГО ХРЕБТА (12–17° с. ш.) *Д.В. Юрьев* 251

2. РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ, ФАКТОРЫ ВЫСОКОЙ РУДОПРОДУКТИВНОСТИ СИСТЕМ. МОДЕЛИРОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ МАМГМАТОГЕННОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

2.1. Рудно-магматические системы, флюидный режим, факторы высокой рудопродуктивности систем

БЛАГОРОДНЫЕ МЕТАЛЛЫ В РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ КОДАРО-УДОКАНСКОЙ И МУЙСКОЙ СТРУКТУРНЫХ ЗОН *Б.Н. Абрамов* 9

СОВРЕМЕННЫЕ СУЛЬФИДНЫЕ РУДЫ ОКЕАНА И ПАЛЕОЗОЙСКИЕ КОЛЧЕДАННЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ: ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗОВАНИЯ, ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА *В.В. Авдонин* 11

РАЗЛИЧИЯ ВЕЩЕСТВЕННОГО СОСТАВА КИМБЕРЛИТОВЫХ ПОРОД ДЮКЕНСКОГО, АРЫМАСТАХСКОГО И ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ УКУКИТСКОГО ПОЛЕЙ (СЕВЕРО-ВОСТОК ЯКУТСКОЙ КИМБЕРЛИТОВОЙ ПРОВИНЦИИ) – ОТРАЖЕНИЕ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ДИАПИРОВ *З.А. Алтухова, А.И. Зайцев* 16

ЭВОЛЮЦИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЮЖНОГО АЛТАЯ *И.Ю. Аникова, А.Г.Владимиров* 19

СПЕКТРЫ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ ЯКУТИИ *В.П. Афанасьев, И.В. Ащепков, С.В. Палесский* 20

ПЕТРОЛОГИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САРГАРДОН И ШАВАЗСАЙ (ЧАТКАЛО-КУРАМИНСКИЙ РЕГИОН, СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) *Р. Ахунджанов, А.И. Усманов, С.С. Сайдыганиев, У.Д. Мамарозиков* 23

СПЕКТРЫ РЕДКИХ ЭЛЕМЕНТОВ ПИКРОИЛЬМЕНИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТИИ *И.В. Ащепков, Н.В. Владыкин, А.М. Логвинова, А.Я. Ротман, С.И. Костровицкий, В.П. Афанасьев, Н.П. Похиленко, Н.В. Соболев, Ю.Б. Стегницкий, А.С. Кучкин, С.В. Палесский, А.И. Сапрыкин, Г. Н. Аношин, Л.Н. Похиленко, С.С. Кулигин, Е.В. Малыгина, А.М. Карпенко, О.С. Хмельникова, Е.В. Вишнякова* 24

МУРЗИНСКОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ – ПРИМЕР НОВОГО ТИПА ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ НА СЕВЕРНОМ АЛТАЕ *В.В. Бабич, М.В. Задорожный, И.В. Гаськов, В.А. Акимцев, Е.А. Наумов* 26

ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗНАЧИМОСТЬ ПОДСТИЛАЮЩИХ И ВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД В ГЕНЕЗИСЕ ЭНДОГЕННОГО ОРУДЕНЕНИЯ *С.Т. Бадалов* 28

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ *С.Т. Бадалов* 29

ПАЛЛАДИЙ, ПЛАТИНА И РЕНИЙ В МЕДНО-МОЛИБДЕН-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ СИБИРИ И МОНГОЛИИ *А.Н. Берзина, В.Ю. Киселева* 32

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ПЛАТИНОИДОВ В МЕЗОЗОЙСКОМ ПЕРИДОТИТ-ВЕБСТЕРИТ-ГАББРОВОМ МАССИВЕ ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ОКРАИНЫ СИБИРСКОГО КРАТОНА *И.В. Бучко* 40

ПЛАТИНОНОСНОСТЬ КАЛАРСКОГО ГАББРО-АНОРТОЗИТОВОГО МАССИВА *И.В. Бучко* 42

НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ИНТРУЗИВНЫХ МАФИТ-УЛЬТРАМАФИТОВ ДОКЕМБРИЯ *Я.В. Бычкова, В.В. Куликова* 43

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИЕ СИСТЕМЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА И СЕРЕБРА СЕВЕРО-ВОСТОКА АЗИИ *Г.Н. Гамянин, Н.А. Горячев, Н.Е. Савва* 54

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ЖЕЛЕЗО-РЕДКОМЕТАЛЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ГОРНОГО АЛТАЯ *В.А. Говердовский* 59

ТЕЛЕСКОПИРОВАНИЕ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ В РАЙОНЕ КОДАРО-УДОКАНСКОГО ПРОГИБА (СЕВЕРНОЕ ЗАБАЙКАЛЬЕ) *Б.И. Гонгальский, Н.А. Криволуцкая* ... 63

МИНЕРАЛОГО-ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ЭРУПТИВНОЙ БРЕКЧИИ ИНТРУЗИИ НОРИЛЬСК-1 *М.П. Гора, А.Я. Шевко* 64

СТРУКТУРА ГЕОХИМИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПЕТРОГЕННЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ЗУН-ХОЛБИНСКОЙ ЗОЛОТОРУДНО-МАГМАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ (ВОСТОЧНЫЙ САЯН) И ЕЕ СВЯЗЬ С ОРУДЕНЕНИЕМ *В.И. Гребенщикова, П.В. Коваль, И.Е. Васильева, О.Г. Зеленая* 67

МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ГЛУБИННАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА *В.В. Дистлер, Э.Н. Лишневский, С.Ф. Служеникин, Д.М. Туровцев* 79

РУДНЫЕ РИТМИТЫ И ВЕРТИКАЛЬНАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ КАК ИНДИКАТОРЫ ПРОЦЕССОВ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЮГА СИБИРИ *К.Р. Ковалев, Э.Г. Дистанов, И.В. Гаськов, В.А. Акимцев* 99

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ПОРФИРОВО-ЭПИТЕРМАЛЬНЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ: ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛОГИИ РУД, ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ, ФАКТОРЫ КРУПНОМАСШТАБНОГО КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ЗОЛОТА *В.А. Коваленкер, А.С. Борисенко, В.Ю. Прокофьев, В.И. Сотников, А.А. Боровиков, О.Ю. Плотинская* 103

РУДОНОСНОСТЬ МЕТАСОМАТИТОВ АНГРЕНСКОГО КАОЛИН-БУРОУГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ *А.А.Колдаев, Н.Я. Безделига* 104

РУДНО-МАГМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕДНО-ПОРФИРОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЛОРА (СЕВЕРНОЕ ПРИОХОТЬЕ) *Е.Е. Колова, Н.Е. Савва* 106

МАНТИЙНО-КОРОВЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ КОМПЛЕКСНЫХ ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ *А.Ф. Коробейников* 113

ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ СОПУТСТВУЮЩЕЙ ЗОЛОТОНОСНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ В РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ АНГАРО-ИЛИМСКОГО ТИПА (СИБИРСКАЯ ПЛАТФОРМА) *А.Ф. Коробейников, М.П. Мазуров* 114

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ СЕВЕРНОГО ПРИОХОТЬЯ *Р.Г. Кравцова* 116

ОСОБЕННОСТИ СОСТАВОВ ОЛИВИНОВ РУДОНОСНЫХ И БЕЗРУДНЫХ МАССИВОВ НОРИЛЬСКОГО РАЙОНА *Н.А. Криволуцкая, А.В. Соболев, Д.В. Кузьмин* 121

ПРИЗНАКИ ЗАРОЖДЕНИЯ И ХАРАКТЕР ЭВОЛЮЦИИ СИНВУЛКАНИЧЕСКОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ РИФТОВОЙ ЩЕЛОЧНО-ОЛИВИН-БАЗАЛЬТОВОЙ АССОЦИАЦИИ *А.А. Кустарникова, А.И. Усманов* 128

РУДНО-ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КОНЦЕНТРИРОВАНИЯ ПЛАТИНОИДОВ В ХРОМИТАХ УЛЬТРАОСНОВНЫХ МАССИВОВ *В.А. Кутолин, В.А. Широких* 129

КУМУЛЯЦИОННО-КОМПАКЦИОННАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РАССЛОЕННЫХ ИНТРУЗИЙ НА ПРИМЕРЕ ЙОКО-ДОВЫРЕНСКОГО МАССИВА *А.В. Лавренчук* 132

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ЭПГ, Ni, Co В РУДАХ САМОРОДНОГО ЖЕЛЕЗА ИНТРУЗИИ ДЖАЛТУЛ, НОРИЛЬСКИЙ РАЙОН *А.А. Лапковский* 133

ЭВОЛЮЦИЯ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В МАНТИЙНО-КОРОВЫХ СИСТЕМАХ ВНУТРИПЛИТНЫХ ОБЛАСТЕЙ РАССЕЯННОГО СПРЕДИНГА *М.П. Мазуров* 142

ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ОКСИДНЫХ И СУЛЬФИДНЫХ РУД В ИНТРУЗИВНЫХ ТРАППАХ ЮГО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ *М.П. Мазуров, Ю.Р. Васильев, А.Т. Титов, М.П. Гора, С.Н. Прусская* 144

ЗОЛОТО-ПЛАТИНОИДНОЕ ОРУДЕНЕНИЕ В СТРУКТУРНО-ВЕЩЕСТВЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ САЯНО-БАЙКАЛО-МУЙСКОГО АККРЕЦИОННО-КОЛЛИЗИОННОГО ПОЯСА *А.Г. Миронов, С.М. Жмодик* 154

ПРОИСХОЖДЕНИЕ ЗОЛОТОНОСНЫХ РОДИНГИТОВ КАРАБАШСКОГО МАССИВА АЛЬПИНОТИПНЫХ ГИПЕРБАЗИТОВ (ЮЖНЫЙ УРАЛ) *В.В. Мурзин, С.Н. Шанина* 159

КОНЦЕНТРАЦИЯ ЭЛЕМЕНТОВ ПЛАТИНОВОЙ ГРУППЫ В СУЛЬФИДНЫХ И ХРОМИТОВЫХ ЛИКВАЦИОННЫХ РУДАХ *А.В. Округин* 173

ГЕОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОДЕЛЕЙ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ВУЛКАНОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА СРЕДИННОГО ТЯНЬ-ШАНЯ *М.М. Пирназаров* 179

ВЫСОКОПРОДУКТИВНЫЕ ЗОЛОТООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ КАЗАХСТАНА: РЕГИОНАЛЬНАЯ ПОЗИЦИЯ, ИСТОЧНИКИ РУДНОГО ВЕЩЕСТВА, МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ *М.С. Рафаилович, А.В. Смирнов* 184

О РЕКОНСТРУКЦИИ РУДОНОСНЫХ ВУЛКАНОСТРУКТУР ПО РЕЛИКТАМ АПОВУЛКАНИТОВЫХ МЕТАСОМАТИТОВ *Н.Е. Савва* 191

ЗОЛОТОНОСНЫЕ ЭНДОГЕННЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ: СОСТОЯНИЕ ПРОБЛЕМЫ, ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗРАБОТКИ *Ю.Г. Сафонов, А.В. Волков, Т.М. Злобина, И.В. Чаплыгин* 194

МАГМАТИЧЕСКИЕ И МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИЕ ПРЕДШЕСТВЕННИКИ РУДОНОСНОГО ПОРФИРОВОГО МАГМАТИЗМА В МЕДНО-МОЛИБДЕНОВЫХ РУДНЫХ УЗЛАХ *В.И. Сотников, В.А. Пономарчук, А.П. Берзина, В.О. Гимон* 210

КОНВЕКТИВНАЯ РЕСТРУКТУРИЗАЦИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ И ПОЛИХРОННОЕ ФОРМИРОВАНИЕ РУДНО-ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ (ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ) *В.И. Стреляев, Г.А. Дмитриев, Е.В. Дель, Я.А. Первушина* 215

СУБЭФФУЗИВНЫЕ И ЭФФУЗИВНЫЕ ОБРАЗОВАНИЯ В ПРЕДЕЛАХ РЕДКОМЕТАЛЛЬНЫХ РУДНЫХ УЗЛОВ ФАНЕРОЗОЯ И НЕКОТОРЫЕ ПРОБЛЕМЫ ИХ ПЕТРОГЕНЕЗИСА *Л.Ф. Сырицо, Е.В. Баданина, В.С. Абушкевич, Е.В. Волкова* 216

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ В ПРИКОНТАКТОВОЙ ЧАСТИ ЧИНЕЙСКОГО РАССЛОЕННОГО МАССИВА *Н.Д. Толстых* 219

СОСТАВ И РУДОНОСНОСТЬ ГРАНИТОВ А-ТИПА СЕВЕРО-ВОСТОКА ВЕРХОЯНО-КОЛЫМСКОЙ ОРОГЕННОЙ ОБЛАСТИ *В.А. Трушилина, Ю.С. Орлов* 222

ФАКТОРЫ ВЫСОКОЙ РУДОПРОДУКТИВНОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЮЖНОГО СКЛАДЧАТОГО ОБРАМЛЕНИЯ СЕВЕРО-АЗИАТСКОГО КРАТОНА *В.К. Хрусталев* 231

ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЙ И СОСТАВА СУЛЬФИДОВ В РАЗРЕЗЕ ЮЖНО-ПЯСИНСКОЙ ИНТРУЗИИ *А.Я. Шевко, М.П. Гора* 245

ОСОБЕННОСТИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ПРОЦЕССОВ В РАННЕМ ДОКЕМБРИИ *В.С. Шкодзинский* 247

ПРИРОДА ГРАНИТОИДОВ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ ГЛАВНОГО БАТОЛИТОВОГО ПОЯСА (ЯНО-КОЛЫМСКАЯ СКЛАДЧАТАЯ ОБЛАСТЬ) *В.С. Шкодзинский* 247

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИНДИКАТОРЫ ПРОДУКТИВНОСТИ ЭНДОГЕННЫХ Au-Ag-РУДНЫХ СИСТЕМ *Ю.Г. Щербаков* 248

ФАКТОРЫ ПЛАТИНОНОСНОСТИ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) *Р.Г. Юсупов, Я.М. Рафиков, А.Ш. Ахмешаев, М.М. Мусаева* 253

ВКЛЮЧЕНИЯ В САПФИРАХ РОССЫПИ ДАК НОНГ КАК ПОКАЗАТЕЛЬ УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ КОРУНДА В ЗЕМНОЙ КОРЕ СРЕДНЕГО ВЬЕТНАМА *С.З. Смирнов, А.Э. Изох, Чанг Чонг Хоа, Нго Тхи Фыонг, С.В. Ковязин, В.В. Калинина, Л.Н. Поспелова* 255

2.2. Рудно-магматические системы

ОКСИДНЫЕ Fe^{E}-Ti МИНЕРАЛЫ В КИМБЕРЛИТАХ – ОТРАЖЕНИЕ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА КИМБЕРЛИТОВОЙ МАГМЫ *З.А. Алтухова* 14

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ТАЛГАНСКОГО КОЛЧЕДАННОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЮЖНЫЙ УРАЛ *Е.Е. Амплиева, В.С. Карпухина, И.В. Викентьев* 17

МАГМАТОГЕННЫЕ ФЛЮИДЫ, ФАКТОРЫ ИХ ГЕОХИМИЧЕСКОЙ СПЕЦИАЛИЗАЦИИ И МЕТАЛЛОНОСНОСТИ *А.С. Борисенко, А.А. Боровиков* 35

СПЕЦИФИКА СОСТАВА МАГМАТОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ УЛЬТРАБАЗИТОВЫХ ТРУБОК БУШВЕЛЬДСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮАР *А.А. Боровиков, А.С. Борисенко, Л.М. Житова* 37

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ В ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМАХ ТЕКТОНИЧЕСКИ-АКТИВНЫХ ЗОН *Н.С. Бортников* 39

ПЕТРОЛОГИЯ И ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ КРУПНЫХ ПОЛИХРОННЫХ МАГМО-РУДНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ *А.И. Гусев* 70

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ОБОГАЩЕННЫХ МЕТАЛЛАМИ КОНТАКТОВЫХ ЗОН ЧИНЕЙСКОГО ПЛУТОНА (ЗАБАЙКАЛЬЕ) *Л.М. Житова, А.С. Борисенко, А.А. Боровиков, Я.Г. Дашкевич* 84

СОСТАВ И МЕТАЛЛОНОСНОСТЬ МАГМАТОГЕННЫХ ФЛЮИДОВ ИНТЕРКУМУЛУСНОЙ СТАДИИ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МЕРЕНСКИ РИФА БУШВЕЛЬДСКОГО КОМПЛЕКСА, ЮАР *Л.М. Житова, А.С. Борисенко, А.А. Боровиков, П.А. Неволько* 86

ТРАНСМАНТИЙНЫЕ ФЛЮИДЫ И РУДООБРАЗОВАНИЕ *Ф.Я. Корытов* 116

К ПРОБЛЕМЕ ИСТОЧНИКОВ МЕТАЛЛОНОСНЫХ ФЛЮИДОВ В ПРОЦЕССАХ ОБРАЗОВАНИЯ МЕЗОТЕРМАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА: ФАКТЫ И АРГУМЕНТЫ *И.В. Кучеренко* 130

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЭНДОГЕННЫХ ПРОЦЕССОВ И ПРОБЛЕМЫ РУДОГЕНЕЗА *Ф.А. Летников* 138

ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА МЕДИСТЫХ ПЕСЧАНИКОВ И ИХ ПЛАТИНОНОСНОСТИ: РУДНО-УГЛЕРОДИСТЫЕ ФЛЮИДИЗАТЫ НА ДЖЕЗКАЗГАНЕ И НАНОФОРМНЫЕ ПЛАТИНОИДЫ *Л.Г. Марченко, Л.А. Ярцева* 151

НОВЫЙ ГЕНЕТИЧЕСКИЙ ТИП РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ – РТУТНО-УГЛЕВОДОРОДНЫЕ *Н.А. Озерова* 171

РУДООБРАЗУЮЩИЕ ФЛЮИДЫ И ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ ИХ СОСТАВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ КОМПЛЕКСНЫХ ГРЕЙЗЕНОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ *А.А. Поцелуев* 181

ГЛУБИННЫЕ ФЛЮИДЫ, ИХ ТИПИЗАЦИЯ И СОПУТСТВУЮЩАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ (СРЕДИННЫЙ ТЯНЬ-ШАНЬ) *Я.М. Рафиков, Р.Г. Юсупов, А.Ш. Ахмешаев* 187

БИТУМЫ, ГРАФИТ И УГЛЕРОДИСТОЕ ВЕЩЕСТВО В ПОРОДАХ И РУДАХ СЕВЕРО-ЗАПАДА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ: ОСОБЕННОСТИ ПРОЯВЛЕНИЯ, ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА *В.В. Рябов, В.А.Пономарчук, А.Г. Талибова* 189

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДОНОСНЫХ РАСПЛАВОВ КОЛЧЕДАННЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЮГА СИБИРИ *В.А. Симонов, И.В. Гаськов* 201

УРОВЕНЬ КОНЦЕНТРАЦИЙ МЕДИ В ГРАНИТОИДНЫХ РАСПЛАВАХ, ГЕНЕРИРУЮЩИХ РАЗНОМАСШТАБНЫЕ CU-MO-ПОРФИРОВЫЕ ОРУДЕНЕНИЯ *В.А. Симонов, В.И. Сотников, С.В. Ковязин* 202

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЗОЛОТОНОСНЫХ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ ЗАБАЙКАЛЬЯ *А.М. Спиридонов, Л.Д. Зорина, В.Ю. Прокофьев* 212

ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЧЕСКИЕ И ИЗОТОПНЫЕ ПРИЗНАКИ ЗОЛОТОНОСНОСТИ КВАРЦЕВО-ЖИЛЬНЫХ ЗОН СОВЕТСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, ЕНИСЕЙСКИЙ КРЯЖ, РОССИЯ *А.А. Томиленко, Н.А. Гибшер* 221

РОЛЬ МАНТИЙНЫХ ДИАПИРОВ В ФОРМИРОВАНИИ ПРОДУКТОВ МАГМАТИЧЕСКОЙ И ФЛЮИДНО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ДУКАТСКОЙ МАГМАТОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ *Л.Г. Филимонова, Н.В. Трубкин, А.В. Чугаев* 225

2.3. Моделирование процессов магматогенного рудообразования

ЗОЛОТО В СУЛЬФИДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМАХ УРАЛА: МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ И ТЕРМОДИНАМИЧЕСКИЕ ДАННЫЕ *И.В. Викентьев, Б.Р. Тагиров* 46

ФАКТОРЫ ВЫСОКОЙ ПРОДУКТИВНОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ СИСТЕМ (ЛЕНСКИЙ РУДНО-РОССЫПНОЙ РАЙОН) *Н.В. Вилор,В.В. Коткин* 48

УНИФИЦИРОВАННАЯ ПРОГНОЗНО-ПОИСКОВАЯ МОДЕЛЬ СКАРНОВО-МАГНЕТИТОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЧАСТИ АССО КАК ОСНОВА ЛОКАЛЬНОГО ПРОГНОЗА *Н.Е. Зобов* 92

ЭНДОГЕННЫЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ РУДО-НАФТИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ *В.С. Зубков, В.В. Андреев, М.В. Артименко* 93

ТИПОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МОНАЦИТА КАК ИНДИКАТОРА ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЯ *Г.Р. Колонин, М.А. Федорин, Г.П. Широносова, В.А. Бобров, Ю.П. Колмогоров, С.В. Палесский, В.В. Кривенцов* 108

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ (СЕВЕРО-ВОСТОК РОССИИ) *Р.Г. Кравцова, К.В. Чудненко* 118

РОЛЬ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ НА ПОВЕРХНОСТИ СУЛЬФИД – РАСТВОР В МЕХАНИЗМЕ ФОРМИРОВАНИЯ "НЕВИДИМОГО" ЗОЛОТА *Ю.В. Лаптев, К.Б. Розов* 135

КОМПЬЮТЕРНОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ РТУТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ *А.А. Оболенский, Л.В. Гущина, А.С. Борисенко* 166

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ ПОСТСКАРНОВОГО ЭТАПА ПО ДАННЫМ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ *Г.Г. Павлова, М.В. Задорожный, А.А. Боровиков, Г.А. Пальянова* 174

ИССЛЕДОВАНИЕ ПОВЕДЕНИЯ ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ И ПРИМЕСЕЙ Pt, Pd, Rh И Ru ПРИ НАПРАВЛЕННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ РАСПЛАВОВ СИСТЕМЫ FE-Ni-Cu-S *Е.Ф. Синякова, В.И. Косяков, Г.Р. Колонин* 204

РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДНЫХ МИКРОКОМПОНЕНТОВ МЕЖДУ МИНЕРАЛЬНЫМИ КРИСТАЛЛАМИ И ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ РАСТВОРАМИ КАК МЕТОД ОЦЕНКИ МЕТАЛЛОНОСНОСТИ РУДООБРАЗУЮЩИХ ФЛЮИДОВ *В.Л. Таусон* 218

РОЛЬ СИЛЫ РАЗУПЛОТНЕНИЯ ПОВЕРХНОСТНОГО СЛОЯ ВОДЫ В ГЕОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССАХ И ЕЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ПОДТВЕРЖДЕНИЕ *Л.И. Шабалин* 237

ДИНАМИКА НАДАСТЕНСФЕРНЫХ МАНТИЙНО-КОРОВЫХ ФЛЮИДНЫХ ОКЕАНИЧЕСКИХ СИСТЕМ МЕДЛЕННОСПРЕДИНГОВЫХ ЗОН *В.Н. Шарапов, В.А. Акимцев, М.П. Мазуров, В.А. Фалеев* 238

РОЛЬ ФАЗОВЫХ БАРЬЕРОВ В ЭВОЛЮЦИИ СУБАЭРАЛЬНЫХ ВУЛКАНОГЕННЫХ ФЛЮИДНЫХ СИСТЕМ, ФОРМИРУЮЩИХ ГЕОТЕРМАЛЬНЫЕ, МАЛО- И ВЫСОКОСУЛЬФИДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КУРИЛО-КАМЧАСТКОГО РЕГИОНА *В.Н. Шарапов, Е.П. Бессонова, С.Б. Бортникова, М. Зеленский, А.С. Лапухов, А.В. Кирюхин* 240

Научное издание

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ И МЕТАЛЛОГЕНИИ

Тезисы докладов Международного совещания,
посвященного 100-летию со дня рождения
академика В.А. Кузнецова
Новосибирск, Академгородок
10–12 апреля 2006 г.

Главный редактор
академик *М.И. Кузьмин*

Утверждено к печати Ученым советом
Института геологии и минералогии СО РАН

При оформлении обложки использована репродукция картины
Г.И. Чороса-Гуркина "Хан Алтай", 1907

Технический редактор *О.М. Вараксина*

Подписано в печать 28.03.06. Формат 60 × 84/8.
Бумага офсетная. Печать офсетная. Гарнитура "Таймс".
Усл. печ. л. 31,4. Уч.-изд. л. 29,5. Тираж 250 экз. Заказ № 77.

НП "Академическое издательство "Гео"
630090, Новосибирск, просп. Академика Коптюга, 3