

На правах рукописи



Нагорная Екатерина Владимировна

**МИНЕРАЛОГИЯ И ЗОНАЛЬНОСТЬ
МОЛИБДЕН-МЕДНО-ПОРФИРОВОГО
РУДНОГО ПОЛЯ НАХОДКА, ЧУКОТКА**

Специальность 25.00.05 – минералогия, кристаллография

Автореферат
диссертации на соискание ученой степени
кандидата геолого–минералогических наук

Москва–2013

Работа выполнена в Федеральном государственном образовательном учреждении высшего профессионального образования «Московский государственный университет имени М.В.Ломоносова»

Научный руководитель: кандидат геолого-минералогических наук, доцент
Бакшеев Иван Андреевич

Официальные оппоненты: **Попов Виктор Сергеевич**,
доктор геолого-минералогических наук, профессор,
профессор РГГРУ имени Серго Орджоникидзе
(г. Москва)

Викентьев Илья Владимирович,
доктор геолого-минералогических наук, профессор,
ведущий научный сотрудник ИГЕМ РАН (г. Москва)

Ведущая организация: Санкт-Петербургский государственный университет
(СПбГУ) (г. Санкт-Петербург)

Защита состоится «12» апреля 2013 г. в 14 часов 30 минут на заседании диссертационного совета Д 501.002.06 при Московском государственном университете имени М.В. Ломоносова по адресу: 119234, Москва, Ленинские горы, МГУ, корпус «А», геологический факультет.

С диссертацией можно ознакомиться в читальном зале Отдела диссертаций Фундаментальной библиотеки МГУ имени М.В. Ломоносова (Ломоносовский проспект, д. 27)

Автореферат разослан 7 марта 2013 г.

Ученый секретарь
диссертационного совета



Киселева И.А.

Введение

Актуальность работы. Медно-порфировые месторождения, наряду с медистыми песчаниками, служат основными источниками меди. В ряде случаев они также являются крупными золоторудными месторождениями, например, Грасберг (2900 т) в Индонезии и Пеббл (3050 т) в США. Кроме того, из них добывается большое количество молибдена и рения (Актогай, Казахстан; Каджаран, Армения; Эль-Тениенте, Чили); в некоторых отмечается повышенная концентрация палладия (Санто-Томас II, Филиппины; Бошекуль, Казахстан; Кальмакыр, Узбекистан). На территории нашей страны медно-порфировые месторождения расположены в складчатых областях Урала, Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна, Сихотэ-Алиня, Чукотки, Камчатки. Однако только два из них Аксуг в Тыве и Песчанка на Чукотке - могут быть отнесены к крупным объектам. Геологические, минералогические, геохимические исследования на месторождении Песчанка, которое входит в Баимскую рудную зону, также включающую еще три рудных поля (Юряхское, Находка, Омчак), выполнялись в 60-90-ых гг XX века. Опубликованные сведения по минералогии Баимской рудной зоны ограничиваются работами В.С. Шаповалова (1990, 1994), И.Ф. Мигачева с соавторами (1984), А.Г. Волчкова с коллегами (1982), В.Г. Каминского (1989) и обзорной работой А.В. Волкова с соавторами (2006) по медно-порфировым месторождениям Чукотки.

В связи с повышением мировых цен на медь и золото в 2009 году снова возник интерес к объектам Баимской зоны, где в настоящее время на месторождении Песчанка и перспективных участках рудного поля Находка проводятся геологоразведочные работы. Исследование дополнительного каменного материала, включая образцы керна буровых скважин с глубины более 500 м, позволило по-новому взглянуть на зональность месторождений Баимской зоны, в том числе и скрытой, определить возраст интрузивных пород и рудной минерализации, а также оценить физико-химические условия формирования месторождений.

В рудном поле Находка на относительно небольшой площади (40 км²) развиты интрузивные магматические породы четырех комплексов (Гулевич, 1974; Погорелов и др., 1985ф; Волков и др., 2006). С тремя из них может быть связано характерное оруденение. Актуальность работы определяется слабой минералогической изученностью этого рудного поля; осталось неясным количество этапов рудообразования; немногочисленны предварительные данные по латеральной минеральной зональности метасоматитов и руд (Сокиркин, 1978ф), ограничены оценки физико-химических параметров их формирования (Шаповалов, 1976), а сведения о возрасте интрузивных пород основаны только на К-Аг определениях; датировки рудных минеральных ассоциаций отсутствуют.

Цель работы – оценка перспектив молибден-медно-порфирового рудного поля Находка на основе детальной минералогической характеристики.

Задачи работы. Для достижения этой цели поставлены и решены следующие задачи:

- обобщение имеющихся литературных данных по молибден-медно-порфировым месторождениям Баимской рудной зоны и их сравнение с характеристиками подобных месторождений в других провинциях;
- проведение полевых исследований с отбором образцов и составлением представительной коллекции, предварительное описание и подготовка каменного

материала к аналитическим исследованиям, включая выделение мономинеральных фракций;

—проведение лабораторных исследований минералов; изучение характера сростаний минералов; выделение минеральных ассоциаций, прежде всего рудных; определение химического состава минеральных фаз, характеризующих латеральную и вертикальную зональность рудного поля Находка; определение генетического типа поздней благородно-метальной минерализации;

—проведение микротермобарометрических исследований флюидных включений в кварце и сфалерите рудных тел для оценки физико-химических параметров минералообразующих процессов;

—диагностика и изучение минералов коры выветривания рудного поля с помощью рентгенофазового анализа, инфракрасной спектроскопии, термогравиметрического анализа и электронной микроскопии;

—датирование циркона интрузивных магматических пород U-Pb методом и молибденита рудных тел Re-Os методом для уточнения времени формирования порфировой системы.

Фактический материал и методы исследования. В основу диссертации положен материал, собранный автором в ходе полевых работ 2010-2011 гг на территории Чукотского АО, проводимых компанией ООО "ГЕОХИМПОИСКИ СЕВЕРО-ВОСТОК" и при поддержке РФФИ (проекты №№11-05-00571, 12-05-31067). Рудное поле Находка, расположенное в 250 км к югу от г. Билибино, является частью Баймской рудной зоны и включает перспективные участки Малыш (4 км²), Весенний (3 км²), Прямой (3 км²), Находка (6 км²) и III Весенний (4 км²), которые в настоящее время разведывает ООО "ГДК Баймская". Рабочая коллекция состоит из ~640 образцов биотит-кварц-калийшпатовых метасоматитов, пропилитов, кварц-серичитовых метасоматитов, аргиллизитов, руд и коры выветривания. Фрагменты керна (80 образцов) были любезно предоставлены ООО "ГДК Баймская". Изготовлено и изучено 230 прозрачно-полированных шлифов, 120 аншлифов, 70 полированных пластин для исследования газово-жидких включений, выделены 6 монофракций циркона и монофракция молибденита для изотопных исследований. Получено около 1000 микрорентгеноспектральных анализов минералов из 105 шлифов и аншлифов. Методом LA-ICP-MS проанализировано 318 кристаллов циркона из 6 образцов, результаты представлены в виде диаграмм в координатах Тера-Вассербурга. По результатам Re-Os датирования молибденита построена изохрона. Методами термогравиметрии, ИК спектроскопии и рентгеновской дифракции проанализированы 15 монофракций гипергенных минералов и их смеси.

Электронно-микроскопические исследования проведены в лаборатории локальных методов исследований кафедры петрологии МГУ на растровом электронном микроскопе "Jeol JSM-6480LV". Для локального количественного анализа минеральных фаз использовалась комбинированная система рентгеноспектрального микроанализа на основе энергодисперсионного спектрометра "Inca Energy-350" и волнового дифракционного спектрометра "Inca Wave-500". Содержание элементов в рудных фазах определялось на электронном микроанализаторе "Cameca SX50" на кафедре минералогии МГУ. Анализ изотопного состава U выполнен в лаборатории геохронологии и геохимии изотопов ГЕОХИ РАН. Изотопный состав Os и Re измерен в ЦИИ ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург). Инфракрасные спектры получены с помощью Фурье-спектрометра ФСМ 1201 на кафедре минералогии МГУ. Термогравиметрическое исследование проведено на термической установке

"Derivatograph Q-1500D" (Венгрия). Исследования флюидных включений проведены в ИГЕМ РАН с использованием измерительного комплекса, созданного на основе термокамеры THMSG-600 фирмы "Linkam" (Англия), микроскопа "Amplival" (Германия), снабженного набором длиннофокусных объективов, видеокамерой и управляющим компьютером.

Материал для лабораторных исследований был отобран и подготовлен автором, который принимал непосредственное участие в проведении микрорентгеноспектрального изучения, получении ИК спектров и впоследствии занимался обработкой первичных аналитических данных.

Научная новизна. Проведенное впервые изотопное U-Pb датирование циркона интрузивных магматических пород (138-141 млн. лет) рудного поля показало, что небольшие тела и дайки кварцевых диорит-порфиров и кварцевых монцодиорит-порфиров, прорывающие интрузив порфировидных диоритов, возможно, позднеюрского – раннемелового возраста и ранее относимые к Весеннинскому (J_3-K_{1V}) либо Омчакскому (K_2o) комплексам, в действительности принадлежат раннемеловому Егдэгкычскому комплексу (K_{1e}). Согласно впервые полученным результатам Re-Os датирования молибденита рудного поля, молибденовая минерализация формировалась 138 ± 11 млн. лет назад, что в пределах ошибки отвечает возрасту предрудных интрузивных пород. Впервые проведенное систематическое изучение газово-жидких включений показало, что ранние кварцевые прожилки рудного поля Находка формировались при участии высокотемпературных ($580-430^\circ C$) рассолов (37-58 масс. % экв. NaCl). В дальнейшем минералообразование происходило при постепенном снижении температуры (температуры гомогенизации первичных включений в кварце) от 420 до $120^\circ C$ и концентрации солей. Сфалерит эпитермальной ассоциации кристаллизовался при температуре $\sim 200^\circ C$ из слабо соленных гидротерм (~ 4 масс.% экв. NaCl). Результаты геологических, минералогических и термобарогеохимических исследований позволяют рассматривать рудное поле Находка не как группу изолированных отдельных медно-порфировых и эпитермальных золото-серебряных проявлений, а как единую порфировую систему, характеризующуюся латеральной зональностью с формированием минеральных ассоциаций при постепенном снижении температуры. Впервые установлено, что эпитермальная минерализация (в терминологии принятой в настоящее время для медно-порфировых месторождений) рудного поля была распределена зонально: в центральной части (на участках Находка, Малыш, III Весенний) было развито благороднометалльное оруденение с минералами селена и теллура, а на южном фланге (участки Весенний и Прямой) – благороднометалльное оруденение только с минералами теллура. Вывод о зональности согласуется с данными Г. И. Сокиркина (1978ф) и общей моделью порфировых систем (Holiday, Cooke, 2007; Sillitoe, Thompson, 2006; Southern Arc Minerals Inc, 2011). Значительно расширен список минералов, слагающих метасоматиты и руды, а также гипергенных минералов рудного поля Находка. В частности, впервые для рудного поля были диагностированы и количественно проанализированы гипогенные дигенит, гессит, петцит, пирсеит, штюцит, клаусталит, куриллит, пирротин, самородный теллур, дравит, пренит, диккит, магнезит, сидерит, гипергенные минералы - идаит, гирит, джарлеит, ярровит, анилит, алюминит, антлерит, хотсонит, брошантит, купроалюминит. С помощью электронной микроскопии выявлены фазы состава Pb-Bi-Se-Te, Ag-Te-Se и Ag-Bi-Se.

Практическое значение. Установлено, что эпитермальная минерализация в центральной части рудного поля Находка в значительной степени эродирована, в то время как на флангах она эродирована слабо. Показано, что тела кварц-серицитовых метасоматитов (филлизитов), с которыми сопряжено основное молибден-медно-порфировое оруденение перспективных участков, эродированы незначительно, поскольку на поверхности в светлых слюдах преобладает фенгитовый компонент. Эти данные с учетом того, что на более крупном и эродированном в большей степени месторождении Песчанка в филлизитах развит мусковит, позволяют прогнозировать наличие промышленных руд на глубоких горизонтах. Установлена вертикальная зональность тел кварц-серицитовых метасоматитов: снижение с глубиной фенгитового компонента в светлых слюдах. Выявлена вертикальная и латеральная минеральная зональность эпитермального оруденения участка Весенний: на верхних уровнях развиты минеральные ассоциации с блёклыми рудами ряда теннантит-тетраэдрит, электрумом, самородным золотом и незначительным количеством халькопирита, на 200 м ниже развиты минеральные ассоциации с более высоким содержанием халькопирита и меньшим теннантита-тетраэдрита; в центральной части развит цинкистый теннантит, а на флангах серебросодержащий цинкистый тетраэдрит. Наличие теллуридной минерализации на поверхности на участках Весенний и Прямой указывает на их небольшой эрозийный срез и, следовательно, перспективность глубоких горизонтов. Материалы исследований включены в два производственных отчета.

Защищаемые положения:

1. Рудное поле Находка является единой порфировой системой, характеризующейся латеральной зональностью и формированием минеральных ассоциаций при постепенном снижении температуры, а не группой изолированных отдельных медно-порфировых и эпитермальных золотого-серебряных проявлений.

2. Согласно изотопному U-Pb датированию циркона возраст тел кварцевых диорит-порфиров и кварцевых монцодиорит-порфиров рудного поля, прорывающих интрузив порфировидных диоритов, возможно, позднюрского – раннемелового возраста, составляет 138-141 млн. лет, что позволяет относить их к раннемеловому Егдэгкычскому комплексу. Результаты Re-Os датирования молибденита (138 ± 11 млн. лет) не противоречат данным U-Pb датирования циркона и подтверждают связь гидротермальной минерализации с телами порфировых пород этого комплекса.

3. Эпитермальная минерализация рудного поля Находка первоначально была распределена зонально. В центральной части (участки Малыш, III Весенний, Находка) было развито оруденение с золотом и минералами селена и теллура, в то время как на южном фланге (участки Весенний и Прямой) развито оруденение с золотом и минералами теллура. В настоящее время эпитермальная минерализация в центральной части рудного поля практически полностью эродирована, но широко развиты минералы мезотермального молибден-медно-порфирового этапа.

4. Эпитермальное оруденение на участке Весенний характеризуется вертикальной и латеральной минералогической зональностью. В верхней части развита обильная полиметаллическая минерализация с блёклыми рудами, незначительным количеством халькопирита и электрумом; в нижней части существенно возрастает количество халькопирита в ассоциации с галенитом и сфалеритом. В центральной части развит цинкистый теннантит, на флангах - серебросодержащий цинкистый тетраэдрит.

5. Слабая эродированность мезотермальной молибден-медно-порфировой части системы в сочетании с приуроченностью к породам Егдегкыского комплекса, как и на крупном, но более эродированном месторождении Песчанка, позволяет прогнозировать наличие промышленных руд на глубоких горизонтах перспективных участков рудного поля Находка.

Апробация работы. Основные положения диссертации опубликованы в 18 печатных работах, включая 3 статьи в журналах из списка ВАК и 16 публикаций в материалах российских и международных конференций. Результаты исследований докладывались на Международных молодежных научных форумах "ЛОМОНОСОВ-2010" и "ЛОМОНОСОВ-2011" (Москва, 2010, 2011); международной конференции, посвящённой памяти В.Е. Хайна (Москва, 2011); Уральской минералогической школе (Екатеринбург, 2010); на пятой Сибирской конференции молодых учёных по наукам о Земле (Новосибирск, 2010); Всероссийской конференции "Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований" (Москва, 2010); Всероссийской научной конференции "Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона" (Якутск, 2011); четвертой научно-практической конференции ученых и специалистов "Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных ископаемых" (Москва, 2012); пятой Российской конференции по изотопной геохронологии "Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов" (Москва, 2012); пятнадцатой Всероссийской конференции по термобарогеохимии (Москва, 2012); Годичном собрании РМО (Санкт-Петербург, 2012), Второй научной молодежной школе "Новое в познании процессов рудообразования" (Москва, 2012).

Структура и объем работы. Диссертация объемом 171 страница состоит из введения, 6 глав, заключения и 3-х приложений, содержит 65 рисунок и 6 таблиц.

Благодарности. Автор выражает благодарность научному руководителю И.А. Бакшееву за всестороннюю помощь, внимание и поддержку. Значительная часть изотопных исследований была проведена в ГЕОХИ РАН при активном участии М. С. Котовой. Изотопные анализы Re и Os были выполнены Б.В. Беляцким (ВНИИ Океангеология). Микрорентгеноспектральные исследования проведены Л. И. Марущенко, В.О. Япаскуртом, Е.В. Гусевой, И.А. Брызгаловым (МГУ). Термогравиметрические измерения проведены в МГУ аналитиками Л.В. Мельчаковой и Л.П. Огородовой. Инфракрасные спектры получены под руководством М.Ф. Вигасиной (МГУ). При подготовке образцов для исследований большую помощь оказали Г.М. Чураков, М.С. Котова, И.М. Лазаренко (МГУ). За проведение микротермобарометрических исследований автор признателен В.Ю. Прокофьеву (ИГЕМ РАН). Рентгенометрический анализ минеральных фаз проведен Н.В. Платоновой (СПбГУ) и Д.А. Ксенофонтовым (МГУ). На разных этапах полевых и лабораторных исследований оказали помощь А.Ф. Читалин (РГК), А.В. Аплеталин, И.А. Калько, Г.Т. Джеджея (МГУ). Автор пользовался консультациями Э.М. Спиридонова, И.В. Пекова, Ю.А. Костицына, Ю.Н. Николаева, П.Л. Тихомирова, И.С. Лыковой (МГУ) и Ю.О. Ларионовой (ИГЕМ РАН). За содействие в разработке и проведении полевых маршрутов автор благодарит Ю.Н. Николаева, Ю.Н. Сидорину (МГУ), П.Н. Широкова, Д.Д. Агапитова, Е.В. Фомичева (РГК), Р.М. Скорика (артель "Луч"), В.С. Гончаренко (артель "Лира"). Автор признателен всем сотрудникам кафедры минералогии, чьи доброе отношение и конструктивная критика способствовали написанию работы.

Глава 1. Современное состояние проблемы

В геологическую литературу понятие "медно-порфировое месторождение" было введено С. Эммонсом (Emmons, 1918). Тогда эти месторождения рассматривались так же, как "месторождения вкрапленной меди". В 1933 г. А. Парсонс (Parsons, 1933) определил их главные особенности: 1) крупный размер, 2) однообразная вкрапленность минералов меди и 3) низкое содержание полезного компонента в рудах. Генетическая связь с порфировыми интрузивами долгое время оставалась под вопросом, и еще в 1948 г. Г. МакКинстри (McKinstry, 1948) использовал кавычки для слова порфировый при описании медно-порфировых месторождений. В 1970 г. Дж. Лоуэлл и Дж. Гилберт (Lowell, Guilbert, 1970) опубликовали первую модель медно-порфировых месторождений.

В настоящее время под медно-порфировыми системами понимаются крупные массивы (объемом от 10 до более 100 км³) гидротермально измененных пород с медным оруденением, в центре которых располагаются порфировые штоки. При наличии карбонатных вмещающих пород в них формируется скарноподобная минерализация, с более поздними процессами связано формирование эпitherмального полиметаллического и благороднометалльного оруденения, а на периферии систем могут находиться месторождения, сформированные в результате замещения карбонатных пород. Формирование порфировых месторождений в основном сопряжено с вулcano-плутоническими поясами над зонами субдукции (Sillitoe, 1972; Richards, 2003), хотя есть системы, образующиеся в постколлизонных обстановках (Richards, 2009).

Магматические пояса принадлежат двум типам: базальтоидные, представляющие осевые зоны островных дуг (энсиматические) и андезитoidные, сформированные в пределах континентальных окраин Андийского типа (энсиалические). Петрохимические особенности магматизма, обусловленные субстратом вулcanoплутонических поясов, минеральный и химический состав и зональность метасоматических пород и рудной минерализации позволили обосновать 4 модели медно-порфировых месторождений: "диоритовая" (Hollister, 1975); "гранодиоритовая" (Кривцов, 1983); "монцонитовая" (Lowell, Guilbert, 1970); "гранитная" (Clark, 1972). Суммируя все известные классификации медно-молибден-порфировых месторождений В.С. Звездов с соавторами (Zvezdov et al., 1993) предложил выделять 4 типа месторождений: медно и золото-медно-порфировые, золотосодержащие молибден-медно-порфировые, золотосодержащие медно-молибден-порфировые и молибден-порфировые. Эти четыре типа соответствуют четырем моделям порфировых месторождений.

Первые сведения о геологическом строении территории Баимской рудной зоны относятся к 30-40-м годам прошлого века. Систематическое изучение площади началось в 1956 г, когда были установлены несколько россыпных и коренных месторождений золота, что определило постановку дальнейших геолого-съемочных и поисковых работ. С тех пор работы на территории ведутся практически непрерывно. Силами различных партий и отрядов Анюйской геологоразведочной экспедиции была выделена группа гибридных пород от габбро до сиенитов, слагающих Егдэгкычский массив позднемелового (?) возраста (Скалацкий, 1963ф); выявлена роль и значение метасоматических процессов в образовании рудных тел (Игнатъев, Толокольников, 1963ф); установлены два типа оруденения: золото-серебряное с галенитом, сфалеритом и золото-медное с молибденитом (Шавкунов и др., 1969ф); в пределах Находкинского штока монцодиоритового состава отмечено оруденение медно-

порфирового типа; изучены месторождение Песчанка, участки I, II и III Весенний, Малыш и Находка, установлено, что медное оруденение этого месторождения и проявлений сопряжено с биотит-кварц-калишпатовыми метасоматитами, показано, что рудное поле Находка – это единая порфировая система, характеризующаяся зональностью (Сокиркин, 1977ф, 1978ф; Сокиркин, Каминский, 1979); выделена Находкинская зона медно-молибденового оруденения, протягивающаяся от медно-порфирового месторождения в бассейне руч. Находка и Весенний до месторождения Песчанка (Долинин и др., 1979ф); проведен комплекс поисковых работ по первичным и вторичным литохимическим ореолам (Каминский, Баранов, 1982ф). В 1991-96 г. геологоразведочные работы проводились в пределах Au-Ag месторождения Весеннее (участок Весенний) рудного поля Находка. В 2009 г. на площади Баймской зоны возобновлены поисковые и геологоразведочные работы. В 2009-2011 гг. выполнены поисковые геологические и геохимические работы и детальное минералого-геохимическое картирование в пределах рудного поля Находка (Николаев и др., 2010ф, 2012ф), ЗАО «Сибгеоконсалтинг» проведены геологоразведочные работы с подсчетом запасов на месторождении Песчанка и рудном поле Находка.

Изучение медно-порфирового оруденения Баймской зоны начато в период интенсивных исследований порфировых месторождений в мире. Написаны основополагающие работы (Lowel, Guilbert, 1970; Sillitoe, 1973, 2010; Lowel, 1974; Hollister, 1978; Titley, 1982; Sillitoe, Hedenquist, 2003). Вышли монографии С.Т. Бадалова (1965), В.С. Попова (1977), В.И. Сотникова с коллегами (1977); И. Г. Павловой (1978); А.И. Кривцова с соавторами (1986, 2001); Д. Джона и др (John et al., 2010). Выходят статьи, посвященные геологии, минералогии, параметрам формирования, изотопным исследованиям объектов Баймской рудной зоны (Волков и др., 2006; Волчков и др., 1982; Городинский и др., 1978; Гулевич, 1974; Каминский, 1989; Мигачев и др., 1984, 1995; Шавкунов, 1973; Шаповалов, 1976, 1990, 1994; Шпикериман и др. 1993).

На медно-порфировых месторождениях среди метасоматических пород наиболее детально исследована минералогия ранних биотит-кварц-калишпатовых пород (Jacobs, Parry, 1979; Selby, Nesbitt, 2000; Ayati et al., 2008; Boomeri et al. 2009). В значительно меньшей степени изучена минералогия пропилитов и кварц-серицитовых пород (Lubis et al., 1994; Milu et al., 2003, 2004). В опубликованной литературе имеются сведения о метасоматических породах рудного поля Находка (Шавкунов, 1973; Шаповалов, 1985, 1994; Каминский, 1989). В работе В.Г. Каминского (1989) показано, что в рудном поле Находка метасоматиты имеют зональное распределение вокруг порфировых интрузивов (от центра): биотит-калишпатовая, кварц-серицитовая, «кварцевое ядро», кварц-серицитовая, пропилитовая. В этой же публикации отмечается, что рудное поле Песчанка характеризуется наибольшим уровнем эрозионного среза, Юряхское поле – наименьшим, а Находка занимает промежуточное положение.

В литературе имеется много данных о рудных минералах порфировых месторождений (Бадалов, 1965; Юдин, 1969; Бадалов и др., 1974; Филимонова, Слюсарев, 1971; Берзина и др., 2007; LeFort et al., 2011; Bogdanov et al., 2005; Voudouris et al., 2007). В пределах рудного поля Находка изучены некоторые рудные минералы Au-Ag месторождения Весеннее (участок Весенний) (Шаповалов, 1985; Волков и др., 2006). По другим участкам рудного поля информация несистематическая и ограничена в основном фондовыми материалами.

В настоящее время существует большое количество работ по датированию различными методами интрузивных и метасоматических пород, а также руд медно-порфировых месторождений, в том числе имеются попытки определения длительности формирования порфировых систем (Wilson et al., 2007; Silitoe, Mortensen, 2010; Shen et al., 2012). Многочисленны публикации по Re-Os датированию молибденита, халькопирита, пирита (Hou et al., 2006; Cardon et al., 2008; Liu et al., 2012), U-Pb датированию циркона магматических и метасоматических пород (Кременецкий и др., 2012; Kouzmanov et al., 2005; Maksaeв et al., 2006; Israel et al., 2011; Грабежев, Ронкин, 2011). Большинство статей посвящено изучению чилийских и китайских объектов, существенно реже исследуются месторождения в других странах: США, Канада, страны Европы. В нашей стране U-Pb и K-Ag датированы магматические породы месторождения Лазурное, Приморье (Сахно и др., 2011), В.А. Пономарчук (2005) приводит Ag-Ag и Rb-Sr данные по Cu-Mo-порфировым системам Сибири и Монголии; на Южном Урале K-Ag методом датированы диориты Вознесенского проявления (Грабежев, Белгородский, 1992); на Чукотке U-Pb методом определен возраст циркона из монцитов медно-порфирового месторождения Ольховка (78 млн. лет) (Rogacheva, Baksheev, 2010). В пределах Баимской рудной зоны в настоящее время надежно датированы лишь монцититовые породы месторождения Песчанка (142 млн. лет) (Moll-Stalcup et al., 1995). В фондовых материалах имеются определения возраста K-Ag методом различных пород Баимской рудной зоны, которые варьируют от 70 до 250 млн. лет.

Параметры формирования порфировых систем по данным изучения флюидных включений обсуждаются в многочисленных публикациях (Beane, Bodnar, 1995; Hezarkhani, 2006; Eastoe, 1982; Wilkinson et al., 2008; Moore, Nash, 1974). Подобные данные для Баимской зоны приводятся в работах В.Г. Каминского (1985) и В.С. Шаповалова (1976). В.Г. Каминским установлено, что формирование минеральных ассоциаций месторождения Песчанка происходило при постепенном снижении температуры флюидов от 520 до 120°C. Примерно в таком же диапазоне температур (600-120°C) формировались проявления рудного поля Находка (Шаповалов, 1976).

Анализ литературы по рудному полю Находка и сравнение с другими порфировыми месторождениями, в том числе и входящими в Баимскую рудную зону, показывают недостаточную минералогическую изученность метасоматитов и руд рудного поля. Остается неясным возраст интрузивных пород, с которыми связывают оруденение, а также время формирования самой рудной минерализации. Слабо изучены флюидные включения в минералах разных стадий.

Глава 2. Краткий очерк геологического строения рудного поля Находка

Рудное поле Находка расположено в Баимской зоне, которая протягивается в субмеридиональном направлении на 80 км. Она включает 4 рудных поля (с севера на юг): Юрях, Песчанка, Находка и Омчак. Наиболее значимые и изученные Mo-Cu порфировые месторождения и проявления относятся к рудным полям Песчанка и Находка; последнее объединяет 5 перспективных участков с порфировым оруденением (рис. 1): Малыш, Весенний, Находка, III Весенний и Прямой. На участке Весенний в существенном количестве развита золотая минерализация. В геологическом строении рудного поля Находка принимают участие туфогенно-терригенные отложения верхней юры, которые прорваны интрузивами различного состава и возраста (рис. 1). Наиболее древними являются тела позднеюрских габброидов. Затем, по-видимому, на границе юры и мела внедрялись крупные тела

порфировидных диоритов. Ранее полагали (Погорелов, 1985ф), что порфировидные диориты пересечены более поздними телами кварцевых диоритовых порфиритов

протяженностью в несколько сотен метров, отнесенными к поздней юре-раннему мелу. Согласно нашим данным (см. Главу 6) их возраст отвечает раннему мелу, и поэтому их следует отнести к Егдекгычскому комплексу, с которым традиционно связывается медно-порфировое оруденение (Шавкунов, Теребенина, 1966ф; Погорелов и др., 1985ф). Породы Егдекгычского комплекса представлены кварцевыми монцодиорит-порфирами, которые слагают тела площадью в несколько сотен м² на поверхности. Б.Н. Шавкунов (1973) и В.С. Шаповалов (1994) выделяли на рудном поля интрузивные тела позднемелового Омчакского комплекса. Наши изотопные данные свидетельствуют об их раннемеловом возрасте. В пределах рудного поля Находка широко распространены тела explosивно-гидротермальных брекчий, которые играют важную роль в локализации молибден-медно-порфирового оруденения. Рудоносные брекчий наиболее распространены на площадях развития порфировых штоков Егдекгычского комплекса – участки Находка, Прямой, III Весенний. Состав цемента кварцевый или кварц-серицитовый. В брекчиях с кварцевым цементом в обломках находятся кварц-серицитовые метасоматиты, кварц цемента содержит сульфидные минералы. В брекчиях с кварц-серицитовым цементом обнаруживаются обломки серого жильного кварца. Верхнеюрские вулканогенно-осадочные отложения и

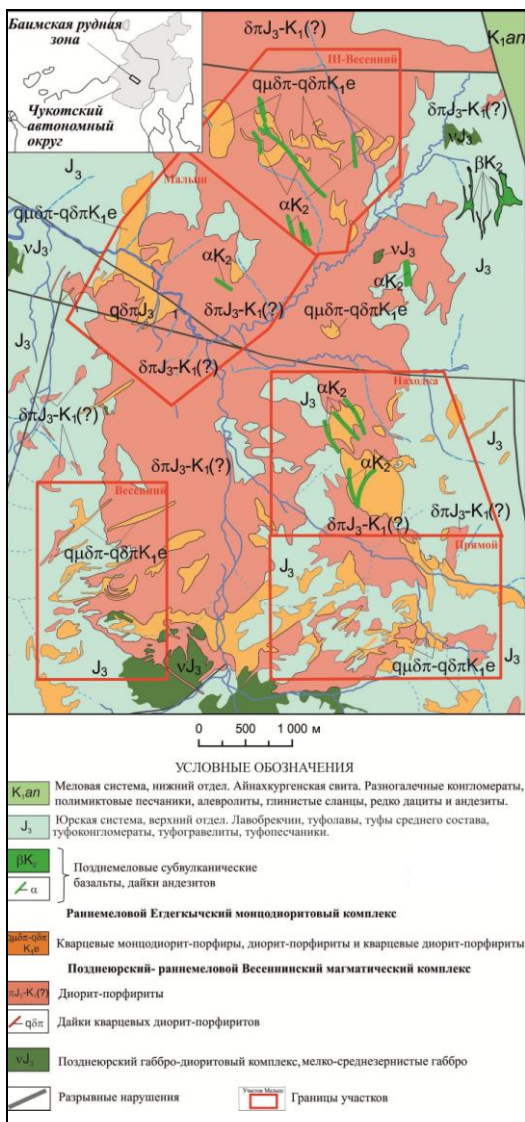


Рис. 1. Схема геологического строения рудного поля Находка по данным В. И. Погорелова (1985ф) с дополнениями и изменениями автора.

прорывающие их позднеюрские и раннемеловые интрузивные тела перекрываются отложениями нижнемеловой айнахургенской свиты, сохранившимися лишь на северо-востоке рудного поля и представленными конгломератами, песчаниками, алевролитами, глинистыми сланцами. Самыми молодыми (исключая четвертичные аллювиальные отложения) являются дайки базальтов и андезитов позднемелового возраста.

Глава 3. Минеральный состав метасоматитов

Как и на других медно-порфировых месторождениях, в рудном поле Находка выделяются 4 типа метасоматических пород (от ранних к поздним): биотит-кварц-калишпатовые, калиевые пропилиты, карбонат-хлорит-альбит-кварц-серицитовые метасоматиты (филлизиты), а также аргиллизиты (табл.). Кварц-серицитовые метасоматиты преобладают по объему. Кроме того, локально проявлены зоны вторичных кварцитов, которые пересекаются кварцевыми прожилками с галенитом, сфалеритом. По данным бурения на глубоких горизонтах фиксируются зоны калишпат-кварцевых пород.

Таблица. Минеральные ассоциации метасоматитов и руд рудного поля Находка

МЕТАСОМАТИТЫ		СОПРЯЖЕННАЯ РУДНАЯ МИНЕРАЛИЗАЦИЯ
Название	Минеральный состав	
Мезотермальный молибден-медно-порфировый этап		
Биотит-кварц-калишпатовые	Калиевый полевой шпат, кварц, биотит, плагиоклазы, апатит, реликтовые диопсид, магнезиогастингсит	Магнетит, пирит, борнит, халькопирит, ильменит, самородное золото
Пропилиты	Эпидот, калиевый полевой шпат, плагиоклазы, магнезиогорблендит*, актинолит, пренит*, клинохлор, кварц, кальцит, апатит	Магнетит, пирит
Кварц-серицитовые метасоматиты (филлизиты)	Кварц, мусковит-фенгит, клинохлор, шамозит, плагиоклазы, калиевый полевой шпат, дравит*, кальцит, магнезит*, доломит, сидерит*, апатит	Пирит, молибденит, халькопирит, борнит
Эпитермальный этап		
Аргиллизиты	Диккит*, иллит, кварц, клинохлор, дравит*, барит, родохрозит, высокоMn доломит	Мышьяковистый пирит, халькопирит, энаргит, сфалерит, галенит, теннантит-тетраздрит, электрум, самородное золото, гессит*, петцит*, алтаит, самородный теллур*, клаусталит*, курилит*, фазы Pb-Bi-Se-Te, Ag-Te-Se и Ag-Bi-Se, шпютцит*, пирсеит*, акантит, арсениопирит
Гипергенный этап		
Ангидрит, гипс, хотсонит*, антлерит*, брошантит*, купроалюминит* ярозит, алюминит*, сидерит*, азурит, родохрозит, ферримолибдит, фаза Pb-O, минералы систем Fe-O-OH, Mn-O-OH		Идаит*, гирит*, джарлеит*, ярровит*, анилит*, дигенит*, ковеллин, самородная медь

Примечания: * - выявлены автором

Биотит-кварц-калишпатовые метасоматиты (БККМ) развиты на всех участках рудного поля; наиболее широко - на участках III Весенний и Находка, где заместили интрузивные породы. Породы красноватого цвета, мелкозернистые, как правило, частично или полностью превращены в кварц-серицитовые метасоматиты, а

первичные метасоматические минералы (темные слюды, калиевый полевой шпат, магнезиогастингсит, титаномagnetит) сохраняются в виде реликтов. Темная слюда представлена одиночными пластинками коричневого и светло-коричневого, а также скоплениями мелких зеленых чешуек. Фигуративные точки состава темно-коричневых пластинок на треугольной диаграмме (рис. 2А) попадают в поле магматического биотита, светло-коричневых - в поле гидротермально-измененного биотита, а зеленых чешуек - в поле гидротермального флогопита. Реликтовый магматический биотит с железистостью 0.29-0.36 в измененных монцодиорит-порфирах ассоциирует с магнезиогастингситом (рис. 2Б), диопсидом и титаномagnetитом с ламелями распада ильменита. Эта ассоциация указывает на высокий окислительный потенциал при формировании интрузивных пород. Гидротермальный флогопит характеризуется существенно меньшим содержанием Ti (0.33 масс. % TiO_2) и более низкой железистостью ($Fe_{общ}/(Fe_{общ}+Mg) = 0.19$), чем первично магматический и гидротермально измененный магматический биотит (0.92-3.87 масс.% TiO_2 ; железистость 0.16-0.34). Концентрация фтора в гидротермально измененном биотите достигает 0.31 а.ф.е. На диаграмме (рис. 2А) видно различие в составе гидротермальной темной слюды *БККМ* рудного поля Находка и месторождения Песчанка: флогопит в первом случае и биотит - во втором. Такое различие связано с тем, что в изученных образцах из рудного поля Находка метасоматиты содержат парагенные с флогопитом халькопирит и борнит. Из-за высокой активности сульфидной серы в гидротермальном растворе, ответственном за образование *БККМ* в рудном поле Находка, Fe предпочтительно входило в сульфиды. Подобная разница в составе темной слюды *БККМ* была отмечена на Cu-порфировом месторождении Мидук в Иране (Boomeri et al., 2009). На месторождении Песчанка изученные образцы *БККМ* не содержат парагенных сульфидов. Уменьшение содержания Ti и увеличение Fe обусловлено снижением температуры минералообразования.

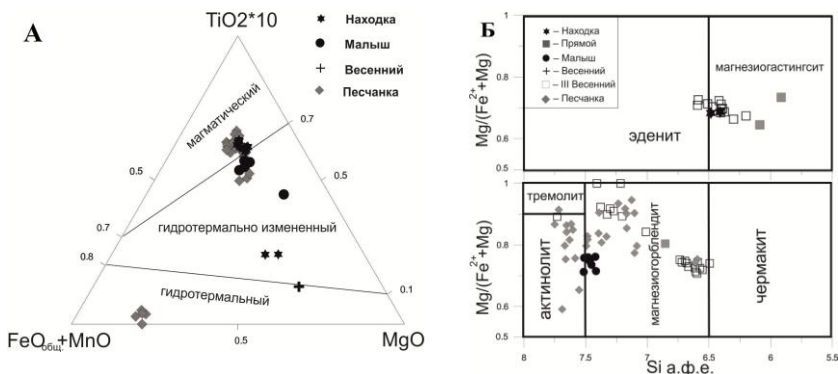


Рис. 2. А) Диаграмма $FeO_{общ}+MnO-TiO_2 \cdot 10-MgO$ для темных слюд (Nacht et al., 1985, 2005) магматических пород и *БККМ* рудного поля Находка и месторождения Песчанка. Данные по месторождению Песчанка предоставлены Л.И. Марушенко. Б) Классификационная диаграмма (Leake et al., 1997, 2004) амфиболов магматических (верх) и метасоматических (низ) пород рудного поля Находка и месторождения Песчанка.

Калиевый полевой шпат замещает магматический K-Na полевой шпат и развивается одновременно с метасоматическими альбитом и кварцем. Встречаются крупные выделения калиевого полевого шпата без структур распада альбита, что указывает на его постмагматическое происхождение. В отдельных зонах кристаллов новообразованного калиевого полевого шпата отмечается высокое содержание Ba (до 3.5 масс. % BaO).

Калиевые пропилиты образуют внешнюю зону метасоматического ореола, замещая интрузивные, вулканогенно-осадочные и вулканические породы. Метасоматиты мелкозернистые, зеленоватые, что обусловлено входящими в их состав эпидотом, амфиболом (магнезиогорнблендит, актинолит) и хлоритом. Кроме этих трех минералов, в состав пропилитов входят кварц, альбит, калиевый полевой шпат, кальцит и реликтовый биотит.

Амфибол пропилитов слагает зерна размером до 1 мм. Минерал плеохроирует в светло зеленых тонах. По химическому составу амфибол эволюционируют от магнезиогорнблендита, замещающего магнезиогастингсит, до тремолит-актинолита (рис. 2Б). Последний слагает выделения размером до нескольких сотен мкм, образуя псевдоморфозы по более ранним амфиболом или гнезда совместно с эпидотом. Тренд изменения состава метасоматического амфиболом стандартен для пропилитов медно-порфировых и других гидротермальных месторождений (Марушенко, Нагорная, 2012; Бакшеев и др., 2002, 2010). По трещинам спайности тремолит-актинолит замещается хлоритом (рис. 3).

Эпидот слагает тонкие прожилки мощностью до 100 мкм и гнезда в БККМ, где он ассоциирует с тремолит-актинолитом. Минерал слабо плеохроирует от бесцветного до светлого желтовато-зеленоватого. На фотографиях в отраженных электронах выявляются более и менее железистые участки. Содержание Fe^{3+} варьирует от 0.52 до 1.22 а.ф.е. При дальнейшем развитии гидротермального процесса эпидот замещается агрегатом кальцита и хлорита (рис. 4А).

Хлорит наряду с кальцитом является наиболее распространенным поздним минералом пропилитов; он образует относительно крупные (несколько сотен мкм) зеленоватые, слабо плеохроирующие чешуйки, которые замещают первичный амфибол, флогопит или ранее образованные метасоматические магнезиогорнблендит и актинолит по спайности. По химическому составу хлорит относится к железистому и высокожелезистому клинохлору (рис. 4Б). В хлорите, замещающем крупные чешуйки ранее образованной темной слюды, установлена примесь титана (до 0.25 а.ф.е.). В хлорите, заместившем амфибол, постоянно присутствует примесь Na (до 0.06 а.ф.е.). В целом клинохлор пропилитов в отличие от хлоритов кварц-серицитовых метасоматитов характеризуются узким интервалом содержания Si (2.85-3.08 а.ф.е) при железистости, варьирующей от 0.32 до 0.50 (рис. 4Б). Узкий диапазон содержания

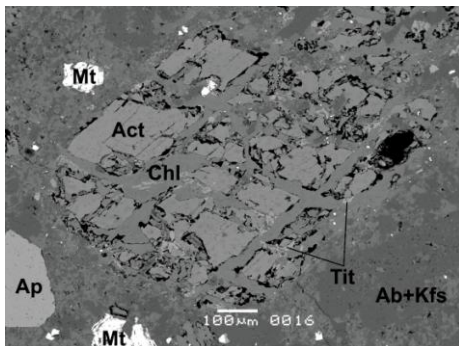


Рис. 3. Актинолит (Act), по трещинам спайности замещаемый хлоритом (Chl), участок Прямой. Фото в отраженных электронах. Ab+Kfs - альбит-калишпатовая основная масса Mt-магнетит, Ap-апатит, Tit-титанит.

Si и железистости также выявлен в хлоритах пропилитов на месторождении Песчанка (рис. 4Б, врезка). В клинохлоре пропилитов установлена значимая корреляция только между Fe и Mg ($r = -0.97$), которая отвечает изоморфному замещению $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$. Слабо варьирующее содержание Si в хлорите предполагает слабое изменение содержания Al, что и отражается в отсутствии значимой линейной корреляции между этими элементами.

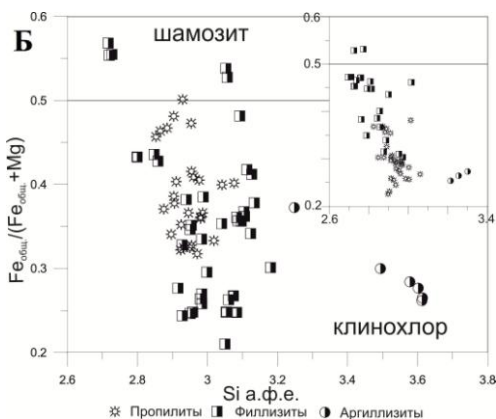
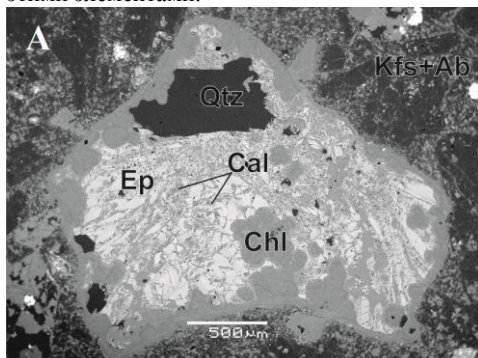


Рис. 4. А) Замещение эпидота (Ep) кальцитом (Cal) и хлоритом (Chl). Qtz-кварц. Фото в отраженных электронах; Б) Классификационная диаграмма (Bayliss, 1975) хлоритов рудного поля Находка и месторождения Песчанка.

хлорита. По химическому составу хлорит варьирует от низкожелезистого шамозита (железистость ~ 0.6) до низкожелезистого клинохлора (~ 0.2); содержание Si варьирует от 2.72 до 3.18 а.ф.е. (рис. 4Б). В хлоритах выявлена сильная значимая отрицательная корреляция между Al и Mg+Si ($r = -0.77$), Fe и Mg (-0.94), слабая значимая - между Fe и Si (-0.43) и слабая положительная - между Fe и Al (0.53). Такие корреляции указывают на изоморфизм ${}^{\text{IV}}\text{Si} + {}^{\text{VI}}\text{Mg} \rightarrow {}^{\text{IV}}\text{Al} + {}^{\text{VI}}\text{Al}$, ${}^{\text{IV}}\text{Si} + {}^{\text{VI}}\text{Mg} \rightarrow {}^{\text{IV}}\text{Al} + {}^{\text{VI}}\text{Fe}^{3+}$ (Чермаковский тип замещения) и $\text{Fe}^{2+} \rightarrow \text{Mg}$. Эти же типы изоморфных замещений установлены в хлоритах кварц-серицитовых метасоматитов месторождения Песчанка (Марушенко и др., 2012); однако в этом случае корреляция между Fe и Si

Карбонат-хлорит-альбит-кварц-серицитовые метасоматиты (филлизиты) развиты на всех участках рудного поля Находка. Это белые, сероватые или бежевые мелкозернистые массивные породы. В них выявлены реликтовые: калиевый полевой шпат (возможно, в некоторых случаях новообразованный), магнетит, циркон, рутил. Метасоматиты пронизаны сетью тонких карбонат-кварцевых прожилков мощностью от первых мм до 3 см с медно-молибденовой минерализацией, которая также образует тонкую вкрапленность в самих метасоматитах. Большая часть медного и все молибденовое оруденение рудного поля Находка сопряжено с филлизитами.

Хлорит представлен зелеными чешуйками размером от нескольких мкм до нескольких сотен мкм. В ряде случаев на фотографиях в отраженных электронах видно, что пластинки хлорита неоднородны по составу: выделяются более светлые и более темные участки; последние в основном находятся близу сульфидных минералов, указывая, что при формировании сульфидов железо было заимствовано из

существенно сильнее ($r = -0.88$). Таким образом, хлориты кварц-серицитовых метасоматитов и пропилитов существенно различаются по характеру изоморфизма.

Светлая слюда, представленная чешуйками размером от первых мкм до нескольких сотен мкм и их агрегатами, образует тесные сростания с альбитом, карбонатом, замещает более ранние хлорит и полевые шпаты. По химическому составу слюда относится к мусковиту и фенгиту. В вертикальном разрезе отдельных участков установлена вертикальная зональность по составу светлых слюд. На рис. 5 видно, что светлые слюды участка Находка четко делятся на две группы: мусковит, обогащенный Na и фенгит, обедненный этим компонентом. Мусковит был выявлен на глубинах ниже 200 м, а фенгит – на поверхности. Кроме того, светлые слюды более эродированного месторождения Песчанка (Мигачев и др., 1984) относятся в большинстве своем к мусковиту. Похожая зональность, но по латерали – увеличение фенгитового компонента в светлых слюдах к флангам – выявлена для медно-порфирового месторождения Valley в Канаде (Alva-Jimenez et al., 2011), где она связывается со снижением температуры формирования кварц-серицитовых метасоматитов. Таким образом, химический состав светлых слюд можно использовать в качестве критерия эрозионного среза кварц-серицитовых метасоматитов медно-порфировых месторождений: на верхних уровнях развит фенгит, на нижних – мусковит.

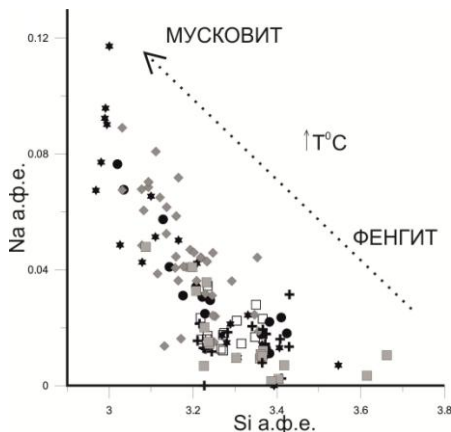


Рис. 5. Соотношение Si и Na в светлой слюде филлизитов рудного поля Находка и месторождения Песчанка. Условные обозначения см. рис. 2Б.

Карбонаты, представленные кальцитом, доломитом, магнезитом и сидеритом, образуют гнезда и прожилки в метасоматитах. Размер индивидуальных кристаллов достигает нескольких сотен мкм. Кальцит содержит примесь Mn до 0.02 а.ф.е, Fe до 0.01 а.ф.е. и Mg до 0.03 а.ф.е. Доломит (железистость 0.05-0.43) и магнезит (0.23-0.43), по-видимому, кристаллизуются в близкое время. Кристаллы обоих минералов ритмично-зональные, что обусловлено различным содержанием Fe. Примесь Mn в этих карбонатах незначительная (до 0.03 а.ф.е.). В ходе развития гидротермального процесса при падении температуры и снижении активности сульфидной серы доломит и магнезит обрастают и замещаются сидеритом, о чем свидетельствует высокое содержание Mg в минерале - 0.22-0.35 а.ф.е.

Турмалин слагает радиально-лучистые агрегаты диаметром от 200 мкм до 1 см в ассоциации с доломитом, кварцем и светлой слюдой. Минерал плеохроитует в бледно-зеленых тонах и характеризуется слабым увеличением содержания Fe к краям кристаллов. По химическому составу он относится к промежуточным членам ряда дравит--окси-дравит, который обогащен Fe (0.74-1.23 а.ф.е.), содержание Mg 1.61-1.96 а.ф.е., Na 0.75-0.89 а.ф.е., доля вакансии в позиции X ($X_{\square}$) 0.10-0.24 а.ф.е. (рис. 6). Турмалин ряда дравит--окси-дравит типичен для кварц-серицитовых метасоматитов медно-порфировых месторождений (Baksheev et al., 2012).

Аргиллизиты развиты спорадически, в основном, в виде узких зон мощностью 2-3 м. Наиболее отчетливо такие зоны проявлены в восточной части участка Прямой, где их мощность достигает первых десятков метров. На поверхности аргиллизиты сильно выветрены и превращены в глинистую массу с разнообразной гипергенной сульфатной минерализацией. Изучение керна буровых скважин показало, что породы сложены иллитом, диккитом, редкими хлоритом, кварцем, турмалином и содержат прожилки с высокомарганцовистым доломитом и родохрозитом, реликтовые - альбит и серицит.

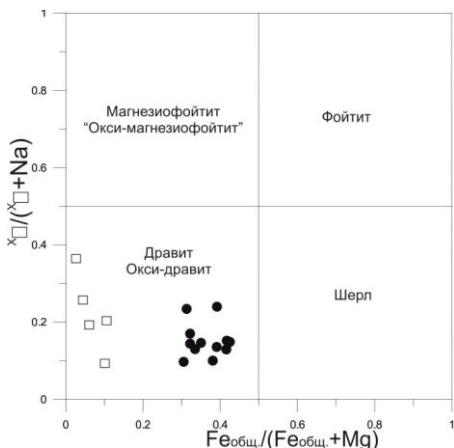


Рис. 6. Состав турмалинов филлизитов (черные кружки) и аргиллизитов (квадраты) на диаграмме в координатах $Fe_{общ.}/(Fe_{общ.} + Mg)$ и $X_{□}/(X_{□} + Na)$. Условные обозначения см. рис. 2Б.

замещающий фенгит содержит 0.11-0.24 а.ф.е. Fe и 0.04-0.02 а.ф.е. Mg, а иллит в скоплениях 0.11-0.31 а.ф.е. и 0.25-0.29 а.ф.е. соответственно. "Гидробиотит" замещает как реликтовый магматический, так и гидротермальный биотит и флогопит биотит-кварц-калишпатовых метасоматитов.

Турмалин слагает радиально-лучистые агрегаты в основной массе породы. Длина индивидов достигает 150 мкм. По химическому составу изученный турмалин относится к промежуточным членам ряда дравит--окси-дравит--магнезиофойтит (рис. 6). В отличие от турмалина кварц-серицитовых пород, он характеризуется более высокими содержанием Mg (2.15-2.29 а.ф.е.) и $X_{□}$ (0.09-0.36 а.ф.е.) и меньшим содержанием Fe (0.06-0.25 а.ф.е.). Примесь других элементов составляет первые сотые а.ф.е. Существенная доля вакансий отражает низкую величину pH гидротерм, ответственных за образование аргиллизитов. Турмалины ряда дравит-магнезиофойтит были ранее описаны в аргиллизитах меднорудного района Копиапо, Чили (Collins, 2010).

Кристаллы обогащенного Mn доломита (до 0.48 а.ф.е Mn), обнаруженные на участках Весенний и Прямой, характеризуются зональным строением. В отличие от доломита кварц-серицитовых пород, зональность обусловлена чередованием зон обогащенных и обедненных Mn. Железистость минерала 0.10-0.41. Высокая марганцовистость и ритмичная зональность доломита сближают его с доломитом

Хлорит выполняет тонкие прожилки в минералах более ранних метасоматитов (полевые шпаты, карбонат). По химическому составу он относится к низкожелезистому клинохлору (Si 3.25-3.61 а.ф.е.; железистость 0.26-0.37) (рис. 4Б). Хлориты с таким высоким содержанием Si установлены в аргиллизитах современных геотермальных систем, например Лос-Азуфрес и Лос-Умерос, Мексика (Cathelineau, 1988; Martinez-Serrano, Dubois, 1998).

Иллит и "гидробиотит". Иллит образует каймы вокруг чешуек более ранних мусковита и фенгита, скопления мелких чешуек в кварц-серицитовых и биотит-кварц-калишпатовых породах. Иллит

вулканогенных месторождений золота (Зод, Армения; Школьное, Россия; Кумтор, Киргизия) (Генералов, 1990; Спиридонов, 1992), что косвенно свидетельствует о небольшой глубине формирования изученного карбоната.

По результатам термобарометрических исследований, температура формирования сфалерита из жил, сопряженных с аргиллизитами $\sim 200^{\circ}\text{C}$. Учитывая эти данные, величина рН минералообразующих растворов, оцененная по диаграмме, предложенной в работе (Жариков и др., 1998), составляет 3.5-6.

Глава 4. Минеральный состав руд

Рудные тела представлены изометричными и слабо вытянутыми в северо-западном направлении штокверковыми зонами кварцевых и кварц-карбонатных прожилков, размещенных в кварц-серицитовых метасоматитах и аргиллизитах. Основной объем рудной минерализации связан с кварц-серицитовыми породами, значительно реже рудные минералы образуют вкрапленность в биотит-кварц-калишпатовых метасоматитах, а в местах, где они установлены среди пропилитов, они приурочены к узким зонам филлизитов. Гипогенная рудная минерализация формируется в течение мезотермального и эпитеермального этапов (табл.). На участках присутствует слабо развитая зона вторичного сульфидного обогащения.

Мезотермальный молибден-медно-порфировый этап. Молибден-медно-порфировая минерализация развита на всех участках рудного поля. На поверхности наиболее широко она представлена на участках Находка, Малыш и III Весенний. Главными рудными минералами являются борнит, халькопирит, молибденит, пирит, магнетит, к редким относятся ильменит, самородное золото.

Борнит широко развит на участке III Весенний, Находка и встречается в восточной части участка Прямой. На участке Весенний единичные зерна установлены лишь на глубоких горизонтах, а на участке Малыш он образует редкие включения в пирите. В местах интенсивного развития борнит слагает выделения размером до нескольких мм с решетчатыми структурами распада халькопирита, которые, согласно экспериментальным данным, формируются при $\sim 250^{\circ}\text{C}$ (Durazzo, Taylor, 1982). В минерале установлена незначительная примесь Ag (до 0.02 а.ф.е.) и обычные для медно-порфировых месторождений включения самородного золота с пробностью 828-926, формирующиеся, вероятно, в результате распада твердого раствора. Борнит-II образует более мелкие выделения без ламелей распада халькопирита. В зоне цементации борнит замещается идаитом и минералами группы халькозина.

Халькопирит представлен выделениями двух генераций: тонкие ламели распада в борните и халькопирит, замещающий борнит. Размер выделений халькопирита-II до 3 мм. В халькопирите второй генерации выявлена примесь Zn (до 0.01 а.ф.е.). В зоне окисления халькопирит замещается ковеллином, а при более интенсивном окислении разнообразными сульфатами меди.

Молибденит широко развит на участке Малыш и существенно меньше на других участках. Минерал слагает мелкие чешуйки размером до первых сотен мкм, их скопления в виде гнезд и линзочек длиной до первых миллиметров, изредка заполняет трещины в кварц-серицитовых породах. По данным ICP-MS анализа содержание Re в молибдените на участке Прямой варьирует от 21 до 30 г/т, на участке III Весенний – от 652 до 1439 г/т, на участке Малыш - от 63 до 1308 г/т. Рентгенометрический анализ свидетельствует, что в первых двух случаях политип молибденита 3R, а в последнем

2Н₁. На месторождении Песчанка молибденит содержит больше Re (1259-2673 г/т), политип 2Н₁. В зоне окисления молибденит замещается ферримолибдитом.

Пирит является наиболее распространенным сульфидным минералом и представлен зернами различного размера от нескольких десятков микронов до нескольких миллиметров. В отличие от более позднего пирита, сопряженного с эпитермальным этапом, его кристаллы незональные. Минерал содержит незначительную примесь Co, Ni, As, Cu и Mn. В зоне окисления пирит превращен в лимонит.

Эпитермальный этап. В рудном поле Находка эпитермальная минерализация развита в той или иной степени на всех участках. Главными рудными минералами являются пирит, галенит, сфалерит, халькопирит, блёклые руды, второстепенные - энаргит, электрум, самородное золото, гессит, алтаит, клаусталит, редкие - петцит, пирсеит, акантит, разнообразные минералы селена и теллура (табл.).

Пирит представлен кристаллами размером до 5 мм и их агрегатами, которые содержат мелкие включения халькопирита. Пирит характеризуется наличием обогащенных As зон (до 10.5 масс.%. As). Каймы мышьяковистого пирита отмечаются и на раннем безмышьяковистом пирите молибден-медно-порфинового этапа. В ходе развития гидротермального процесса зоны, обогащенные As, подвергаются коррозии в первую очередь. Подобная картина наблюдалась на медно-порфировом месторождении Маунт Миллиган, Канада (LeFort et al., 2011), а также в рудах Au-Sb месторождения Удерей, Красноярский край (Власов и др., 2011). Минерал, по всей видимости, является источником As для более поздних блёклых руд и энаргита. Кроме того, по данным опробования кернa скважин на участках, обогащенных мышьяковистым пиритом, отмечается повышенная концентрация золота при ничтожном содержании других сульфидов. Это факт указывает, что золото находится в пирите, скорее всего, в виде тончайших включений.

Халькопирит представлен выделениями трех генераций. Халькопирит-I так же, слагающий реликты в высокожелезистом теннантите, образует тесные сростания с энаргитом. Зерна халькопирита-II размером до первых сотен мкм находятся в тесном сростании со сфалеритом первой генерации. По данным электронно-зондового анализа, минерал содержит небольшую примесь Zn (до 0.03 а.ф.е), а также Ni, Co и Ag (первые тысячные доли а.ф.е.). Халькопирит-II замещается блёклыми рудами. Халькопирит-III слагает тонкие прожилки мощностью первые мкм и локально развитую эмульсионную вкрапленность в сфалерите-I.

Сфалерит представлен кристаллами двух генераций (рис. 7). Относительно редкие зерна сфалерита первой генерации размером >500 мкм образуют тесные сростания с халькопиритом-II и мышьяковистым пиритом. Минерал характеризуется относительно высоким количеством Fe (до 11.76 масс.%), содержит Cu (до 6.51 масс.%), Cd (до 0.36 масс.%), концентрация Mn (до 0.21 масс.%). Сфалерит второй генерации (клеюфан) представлен индивидуальными светло-коричневыми или желтыми кристаллами размером от первых десятков мкм до 5 мм и их агрегатами. По сравнению со сфалеритом-I содержание Fe в нем существенно меньше (до 4.61 масс%), содержание Cu не превышает 2.40 масс%, но концентрация Cd и Mn несколько выше: до 0.70 масс.% и до 0.90 масс.%, соответственно. Сфалерит обеих генераций замещается блёклыми рудами, а в условиях гипергенеза обрастает каймой ковеллина.

Галенит подобно описанным ранее халькопириту и сфалериту образует выделения двух генераций. Галенит-I слагает индивидуальные кристаллы размером

до первых десятых миллиметра и их агрегаты. Иногда совместно со сфалеритом и блеклыми рудами минерал образует гнездообразные скопления диаметром до нескольких сантиметров. Он цементирует брекчированные зерна раннего мышьяковистого пирита, обрастает его и, в свою очередь, рассечен прожилками позднего безмышьяковистого пирита. Галенит образует прожилки и нарастает на халькопирит-I и сфалерит обеих генераций. Содержание примесей (Ag, Bi, As, Sb, Se) в галените-I не превышает 0.0п а.ф.е., но иногда содержание Zn и Cu достигает 0.п а.ф.е. Ко второй генерации относятся мелкие (до 20 мкм) вроски в пирите и борните в ассоциации с поздними минералами Te и Se, самородным золотом и теллуром содержащим теннантитом.

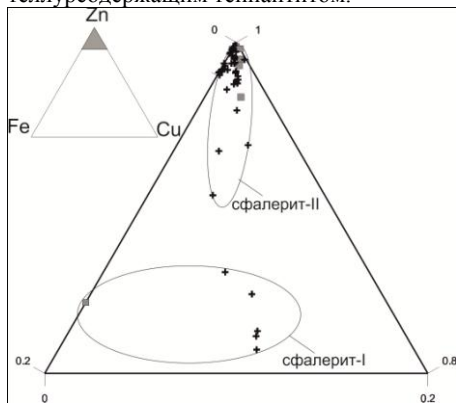


Рис. 7. Соотношение Fe, Zn, Cu в сфалерите эпitherмальных руд рудного поля Находка. Условные обозначения см. рис. 2Б

Блѣклые руды первой генерации, образующие незональные кристаллы, замещают энаргит и халькопирит-I и по химическому составу относятся к теннантиту с сурьмянистостью $[Sb = Sb/(Sb+As) \ 0.01-0.05]$ и железистостью $[Fe = Fe_{общ}/(Fe_{общ}+Zn) \ 0.65-0.80]$. Эта генерация блѣклых руд характеризуется существенным содержанием избыточной Cu (до 1.36 а.ф.е), что указывает на повышенную фугитивность кислорода при их формировании. Кристаллы блѣклых руд второй и третьей генерации подобно теннантиту-тетраэдриту плутоногенных месторождений золота и в отличие от блѣклых руд вулканогенных Au месторождений характеризуются слабой зональностью, выявляемой лишь на микрофотографиях в отраженных электронах. Они замещают клейофан и халькопирит-II, обрастают галенит и относятся к теннантиту с $Sb \ 0-0.49$ и $Fe \ 0-0.74$. В минерале проявлена зональность, обусловленная различным содержанием Sb. При дальнейшем понижении температуры теннантит-II обрастает блѣклыми рудами третьей генерации, по химическому составу относящиеся к цинкистому тетраэдриту, впоследствии обогащающегося Ag. На участке Весенний выявлена латеральная зональность по составу блѣклых руд второй генерации: в центральной части развит цинкистый теннантит-II, а на флангах серебросодержащий цинкистый тетраэдрит-III ($Sb \ 0.52-0.97$; $Fe \ 0.08-0.27$; $Ag \ 2.62-4.14$ масс.%). Пониженная железистость блѣклых руд второго типа, по сравнению с первым, и отсутствие избыточной меди, свидетельствуют об их отложении при более высокой фугитивности сульфидной серы и более низкой кислорода. Блѣклые руды четвертой генерации в большинстве случаев образуют вроски в пирите и халькопирите, где

В галените-II содержание Se варьирует от 0.05 до 0.46 а.ф.е.

Энаргит слагает реликты размером до 100 мкм в высокожелезистом теннантите. В минерале обнаружена примесь Sb (0.02-0.07 а.ф.е.) и Fe (до 0.03 а.ф.е.).

Блѣклые руды слагают выделения разных размеров от тонких (несколько мкм) вросков в пирите и халькопирите до относительно крупных агрегатов (несколько мм), замещающих сфалерит и халькопирит; они также выполняют трещины в пирите, цементируют брекчированные кристаллы галенита и замещают энаргит. Блѣклые руды представлены четырьмя генерациями.

кроме них также присутствуют вроски клаусталита, алтаита, самородного теллура и галенита. Из-за мелкого размера вросток этих блёклых руд получить количественные данные не удалось; качественный анализ свидетельствует, что их можно отнести к теллуросодержащему теннантиту (Нагорная, 2011). Только один раз удалось измерить мелкое зерно теннантита не в виде вроски в других сульфидах с относительно высоким содержанием Те (1.86 мас.%).

Таким образом, блёклые руды рудного поля Находка эволюционируют от высокожелезистого теннатита с избыточной Си до высокоцинкистого теннантита-тетраздрита (рис. 8А), что указывает на повышение активности сульфидной серы в гидротермальном растворе при падении температуры. На заключительной стадии формируется теллуросодержащий теннантит.

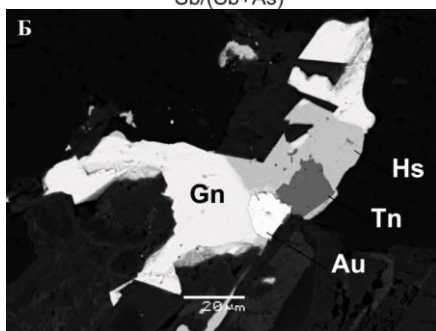
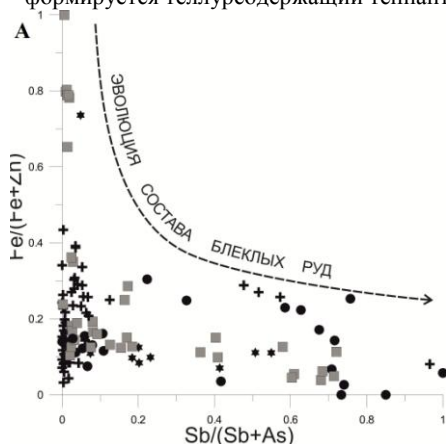


Рис. 8 А) Соотношение $Sb/(Sb+As)$ и $Fe/(Fe+Zn)$ в блёклых рудах Находкинского рудного поля. Условные обозначения см. рис. 2Б. Стрелкой показана эволюция состава блёклых руд. Б) Агрегат самородного золота и гессита, обрастающий теннантитом и галенитом, участок Весенний. Фото в отраженных электронах.

включая самородный теллур, алтаит, клаусталит, представлены очень мелкими

Известно, что в составе незеродированных или очень незначительно эродированных эпitherмальных руд медно-порфировых месторождений развит высокотеллуристый теннантит-тетраздрит до голдфилдита (Fadda et al., 2005; Trudu, Knittel, 1998; Willgallis et al., 1990). Поэтому, учитывая полное отсутствие голдфилдита и крайне незначительное количество блёклых руд с повышенным содержанием Те в рудном поле Находка, можно заключить, что верхняя часть эпitherмальных рудных тел практически полностью эродирована.

Минералы Au, Ag, Te, Se (табл.) представлены в основном мелкими вросками (до 20 мкм) или микропрожилками в более ранних сульфидах и реже встречаются в жильном кварце или карбонате. Самородное золото (756-857) и электрум (657-743), слагают вроски или выполняют трещины в пирите, галените и блёклых рудах и образуют тесные сращения с гесситом (рис.8Б) и петцитом. Анализ фондовой литературы показывает, что пробность золота в отработанных в настоящее время россыпях в пределах рудного поля, совпадает с определенной нами в первичных рудах. Это предполагает, что россыпи формировались за счет размыва эпitherмальной минерализации рудного поля Находка. Минералы Se и Te,

выделениями (несколько мкм), в основном в пирите и халькопирите. Гессит образует сростания с петцитом и золотом и обрастает теннантит (рис. 7Б). Минерал содержит небольшую примесь Cu (до 1.74 масс. %), Fe (до 0.37 масс. %), Au (до 0.69 масс. %). Отсутствие серы в гессите, который содержит Cu и Fe, предполагает, что эти элементы входят в состав минерала, а не являются элементами сульфидов, захваченными при анализе. В петците также установлена примесь Fe (до 0.20 масс. %) и Cu (до 0.40 масс. %). Штютцит, по-видимому, замещает ранее образованный петцит и вследствие этого содержит незначительную примесь Au (1.01 масс. %) (Нагорная и др., 2012). В то же время примесь Au может быть обусловлена тонкими реликтами петцита. В дополнение к гесситу из минералов серебра выявлен пирсеит, образующий каймы толщиной до 10 мкм вокруг кристаллов галенита, что, по-видимому, обусловлено замещением более раннего теннантита, который, в свою очередь, часто обрастает галенит. При увеличении активности Ag в минералообразующем флюиде, пирсеит замещается акантитом.

Среди минералов Se, кроме клаусталита, выявлены точно не диагностированные из-за очень мелкого размера фазы Pb–Bi–Se–Te, Ag–Te–Se и Ag–Bi–Se.

Эпитермальное оруденение с селен- и теллурсодержащими минералами развито на участках Малыш, III Весенний и Находка, то есть в центральной и северной частях рудного поля, в то время как оруденение только с теллурсодержащими минералами развито на участке Весенний и на участке Прямой, т.е. на южном фланге рудного поля (рис. 1). При полевых наблюдениях в южной части рудного поля фиксируется обильная гипергенная марганцевая минерализация (оксиды и гидроксиды Mn), которая формируется в результате окисления богатых Mn карбонатов. Такая же зональность установлена на месторождениях рудного района Манкаян, Филиппины (Chang et al., 2011). Следует отметить, что на флангах участков Малыш, III Весенний и Находка доломит, обогащенный Mn, найден не был. Этот факт в сочетании с выявленной латеральной зональностью позволяет рассматривать рудное поле Находка как единую порфировую систему, что согласуется с выводами Г. И. Сокиркина с коллегами (1978ф).

В центральной части рудного поля Находка эпитермальная минерализация практически полностью эродирована, о чем свидетельствуют спорадические находки минералов, относящихся к эпитермальному этапу, в том числе сульфидов полиметаллов, а также богатые золотоносные россыпи (в настоящее время полностью отработанные. Пробность золота из этих россыпей идентична установленной нами в коренных рудах - 673-782 (Шавкунов, Теребенина, 1966ф). Обилие халькопирита, борнита, молибденита, пирита, не содержащего As, характерно для молибден-медно-порфирового этапа.

Изученные минеральные ассоциации в сочетании с диаграммами зависимости от $\lg S_2$ от температуры, предложенной в работе (Einaudi et al., 2003) и зависимости $\lg Fe_2$ от $\lg S_2$ (Bogdanov et al., 2005) позволяют оценить параметры формирования руд рудного поля Находка. Образование ранней борнит-халькопиритовой минеральной ассоциации мезотермального этапа происходило при температурах $\sim 450-550^\circ\text{C}$ и $\lg S_2 = -1...-2$. Минеральные ассоциации эпитермального этапа формируются при снижении температуры (до 350°C) и уменьшении фугтивности серы ($\lg S_2 = -5$). В начале этапа кристаллизуется энаргит, впоследствии при снижении фугтивности серы ($\lg S_2 \sim -9$) и температуре $\sim 300^\circ\text{C}$, замещающийся высокожелезистым теннантитом в ассоциации с высокожелезистым сфалеритом. При дальнейшем снижении температуры (до $200-250^\circ\text{C}$) и некотором повышении фугтивности серы

($\lg S_2 \sim -8$) откладываются сульфиды полиметаллов (галенит, клейофан) в ассоциации с цинкистым теннантитом-тетраэдритом. При температуре ниже 200°C и $\lg S_2 = -13 \dots -15$ кристаллизуется арсенопирит. При отложении самородного золота в ассоциации гесситом на эпитермальном этапе $\lg \text{Te}_2 = -18 \dots -15$ и $\lg S_2 = -14 \dots -13$.

Гипергенная минеральная ассоциация. Обилие карбонатов, обогащенных Mn, на южном фланге рудного поля привело к формированию вадов (оксиды и гидроксиды Mn) при выветривании. В центральной части рудного поля отмечаются разнообразные сульфаты и фосфато-сульфаты Cu, Al, Fe: брошантит, купроалюминит, антлерит, хотсонит, алюминит, ярозит. Также выявлены гипс и ангидрит. Карбонатные минералы распространены существенно меньше и представлены азуритом, сидеритом и родохрозитом с незначительными примесями Zn (до 0.07 масс. %); Mg (до 0.28 масс. %) и Zn (до 4.44 масс. %); Mg (0.35 масс. %) и Zn (до 2.37 масс. %) соответственно. На участках рудного поля присутствует слаборазвитая зона вторичного сульфидного обогащения, минералы которой представлены идаитом, анилитом, ярровитом, дигенитом, гиритом, джарлеитом, ковеллином и самородной медью.

Глава 5. Флюидные включения в минералах

В кварце из не содержащих сульфидных минералов прожилков среди серицитизированных *БККМ* рудного поля Находка обнаружены три типа первичных флюидных включений: 1) включения хлоридных рассолов, содержащие газовый пузырек и изотропный кристалл (галит); 2) существенно газовые включения, содержащие газ с небольшой каймой водного раствора; 3) двухфазовые газожидкие включения разбавленных растворов. Первичные флюидные включения рассолов (их связывают с формированием биотит-кварц-калишпатовых метасоматитов (Beane, Bodnar, 1995)) с температурой полной гомогенизации $580-430^\circ\text{C}$ и соленостью 51-58 масс.% экв. NaCl установлены в кварце на участке Находка. На участках Прямой и Малыш температура полной гомогенизации таких включений $420-290^\circ\text{C}$, а концентрация солей 37-49 масс.% экв. NaCl. Эти данные предполагают наличие зональности при формировании ранних кварцевых прожилков рудного поля Находка: снижение температуры образования кварцевых прожилков к флангам рудного поля. Давление при формировании кварцевых прожилков, рассчитанное по существенно газовым включениям сингенетичным включениям рассолов составляет 0.3-0.9 кбар.

Включения третьего типа также установлены в кварце прожилков, содержащих сульфидные минералы среди серицитизированных *БККМ*, прожилков с сульфидами, локализованных в кварц-серицитовых метасоматитах без реликтов замещаемых пород и в сфалерите эпитермальной ассоциации. По температуре гомогенизации эти включения делятся на три группы: включения, гомогенизирующие в диапазоне $420-390$, $360-240^\circ\text{C}$ и $120-170^\circ\text{C}$. Интервалы солености растворов включений этих групп, соответственно: 11.1-19.7, 0.9-10 и 0.7-5.1 масс.% экв. NaCl. Согласно работе (Beane, Bodnar, 1995), включения первой и второй группы можно рассматривать, как связанные с образованием кварц-серицитовых пород и основного объема мезотермальной рудной минерализации рудного поля Находка, а включения третьей группы – как ассоциирующие с эпитермальным этапом развития системы.

Таким образом, полученные данные свидетельствуют, что формирование минеральных ассоциаций рудного поля Находка проходило при постепенном снижении температуры минералообразующих флюидов от раннего к позднему этапу.

Глава 6. Возраст формирования магматических пород и руд рудного поля Находка

По данным предшествующих работ (Шавкунов, Теребенина, 1966ф; Погорелов и др., 1985ф; Волков и др., 2006), в пределах рудного поля Находка развиты интрузивные магматические породы четырех разновозрастных комплексов Баймского (J_3) Весеннинского (J_3-K_1), Егдегкычского (K_1) и Омчакского (K_2). U-Pb датирование циркона кварцевых мондиорит-порфиров, относимых к Егдегкычскому комплексу, и кварцевых диорит-порфиров Омчакского комплекса на участках III Весенний, Находка, Прямой показало, что все они имеют возраст 138-141 млн. лет (рис. 9) (Котова и др. 2012), то есть время формирования тех и других пород отвечает раннему мелу, и поэтому они должны быть отнесены к Егдегкычскому комплексу, а породы Омчакского комплекса в рудном поле Находка отсутствуют. U-Pb датирование циркона из кварцевых диорит-порфиров, слагающих многочисленные интрузивные тела на участке Весенний, свидетельствует о том, что возраст их формирования так же, как и на других участках, соответствует 140-141 млн. лет. Это идентично времени внедрения кварцевых диорит-порфиров на других участках. Ранее кварцевые диорит-порфиры участка Весенний относили к Весеннинскому (Евстафьев, 1991ф; Фурман 2004ф) или Егдегкычскому (Сокиркин и др., 1978ф) комплексам. Возраст интрузивных пород рудного поля Находка идентичен возрасту интрузивных пород месторождения Песчанка, составляющему 142 млн. лет (Moll-Stalcup et al., 1995). Вместе с тем остается невыясненным возраст массива порфировидных диоритов, которые прорываются телами Егдегкычского комплекса.

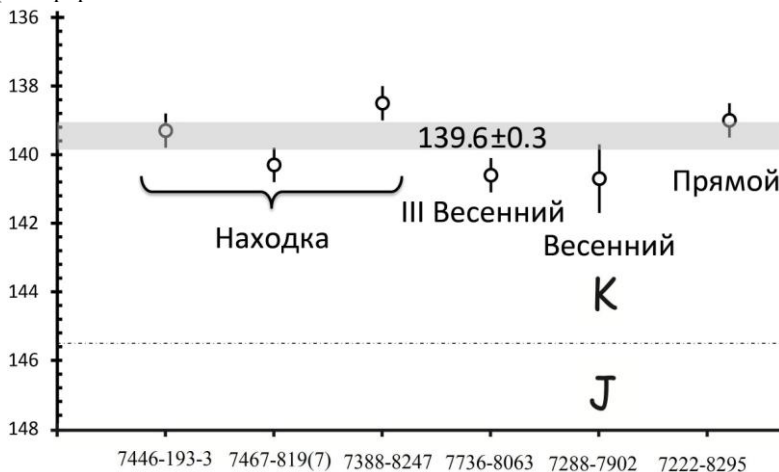


Рис. 9. Результаты изотопного датирования циркона U-Pb методом рудного поля Находка. Серая полоса – доверительный интервал для общего значения возраста по 316 анализам циркона.

Поскольку все полученные значения возраста по индивидуальным образцам близки между собой (рис. 9), и все исследованные интрузивные породы принадлежат одному комплексу, мы провели статистическую обработку всех 316 анализов циркона, для которых получено единое значение возраста 139.6 ± 0.3 млн. лет.

Согласно Re-Os датированию молибденит участка Малыш был отложен 138 ± 11 млн. лет назад. Существенная погрешность, по-видимому, обусловлена тонкими включениями сульфидных минералов. Тем не менее, полученные данные в пределах погрешности свидетельствуют о хронологической связи гидротермальной минерализации с породами Егдэгкычского комплекса.

Заключение

Проведенные геолого-минералогические исследования позволили обосновать модель Находкинского рудного поля, согласно которой рудное поле Находка рассматривается как единая порфировая система с эродированным эпitherмальным оруденением в центральной части и неэродированным на флангах (рис. 10). Разведываемые в настоящее время участки III Весенний, Находка, Малыш, Прямой, Весенний представляют собой отдельные части этой системы. В результате эрозии в центральной части была уничтожена эпitherмальная минерализация с самородным золотом и минералами Se и Te, которая стала источником золота для россыпей, отработывавшихся в течение длительного времени. Сейчас можно обнаружить лишь реликты этой минерализации.

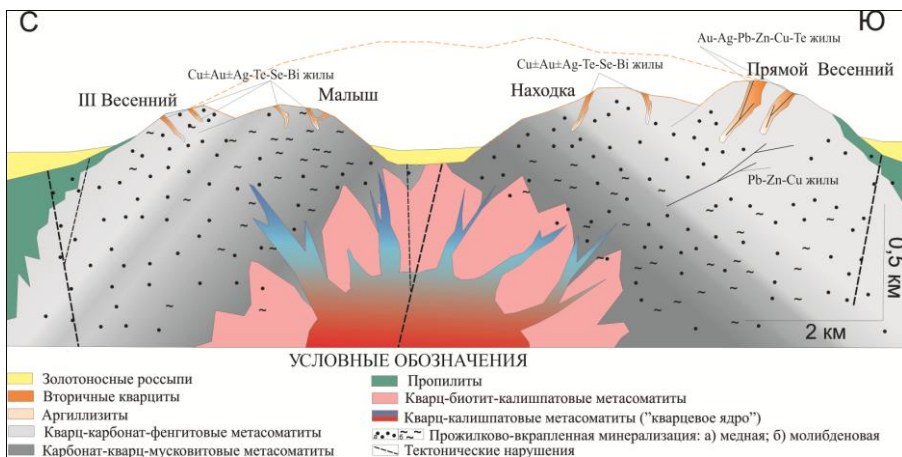


Рис. 10. Схема метасоматической зональности рудного поля Находка. Проекция на вертикальную плоскость.

В то же время молибден-медно-порфировая минерализация, связанная с кварц-серицитовыми метасоматитами, по-видимому, эродирована слабо, поскольку светлая слюда кварц-серицитовых метасоматитов обогащена фенгитовым компонентом.

Слабая эродированность молибден-медно-порфировая минерализации рудного поля Находка по сравнению с крупным месторождением Песчанка, с одной стороны, а с другой - приуроченность перспективных участков рудного поля, как и месторождения Песчанка, к породам Егдэгкычского комплекса позволяют прогнозировать наличие промышленных руд на глубоких горизонтах перспективных участков рудного поля Находка.

Участок Весенний представляет собой наименее эродированную эпитемальную часть системы, содержащую существенные запасы рудного золота. Эпитеральная минерализация этого участка характеризуется вертикальной минеральной и скрытой латеральной зональностью по химическому составу блеклых руд. В верхней части развита обильная полиметаллическая минерализация с блеклыми рудами, незначительным количеством халькопирита и электрума; в нижней части существенно возрастает количество халькопирита. Латеральная зональность выражена в развитии цинкистого теннантита в центральной части минерализованного участка и серебросодержащего цинкистого тетраэдрита - на флангах.

Геохронологическое исследование циркона показало, что породы рудного поля Находка сложены кварцевыми диорит-порфиритами и кварцевыми монцодиорит-порфирами с возрастом 138-141 млн. лет, что позволяет относить их к раннемеловому Егдэгкычскому комплексу. Результаты Re-Os датирования возраст молибденита из кварцевых жил (138 ± 11 млн. лет) не противоречая данным, полученными U-Pb методом для циркона из кварцевых монцодиорит-порфиров и указывает на связь гидротермальной минерализации с этими интрузивными породами.

Список опубликованных работ по теме диссертации

1. Бакшеев И.А., Беляцкий Б.В., Крымский Р.Ш., Николаев Ю.Н., Калько И.А., Нагорная Е.В. Особенности Re-Os датирования мелкодисперсного молибденита кварцевых жил Cu-Mo порфировых месторождений // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Мат-лы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН. 2012. С. 52-55.
2. Бакшеев И.А., Нагорная Е.В., Деджея Г. Т., Прокофьев В.Ю., Николаев Ю.Н. Первые данные о РТ-параметрах формирования и составе минералообразующих флюидов медно-порфировых месторождений рудного поля Находка, Западная Чукотка // XV Всероссийской конференции по термобарогеохимии. М: ИГЕМ РАН. 2012. С.14-15.
3. Бакшеев И.А., Нагорная Е.В., Николаев Ю.Н., Калько И.А., Котова М.С. Метасоматиты и руды медно-молибден-порфировых месторождений Байского рудного узла // Уральская минералогическая школа. Екатеринбург: УГГУ. 2010. С. 3-7.
4. Бакшеев И.А., Николаев Ю.Н., Нагорная Е.В., Калько И.А., Япаскурт В.О. Новые данные по минералогии золото-медно-порфировых проявлений Находкинского рудного поля, Чукотка// Мат-лы Всеросс. конф. "Самородное золото: типоморфизм минеральных ассоциаций, условия образования месторождений, задачи прикладных исследований" М., ИГЕМ РАН. 2010. Т. 1. С.59-61.
5. Котова М.С., Нагорная Е.В., Аносова М.О., Костицын Ю.А., Бакшеев И.А., Николаев Ю.Н., Калько И.А. Датирование метасоматического процесса и рудоносных гранитоидов медно-порфировых месторождений Находкинского рудного поля (Западная Чукотка) // Геохронометрические изотопные системы, методы их изучения, хронология геологических процессов. Мат-лы V Российской конференции по изотопной геохронологии. М.: ИГЕМ РАН. 2012. С. 181-184.
6. Марущенко Л.И., Нагорная Е.В. Минералогия руд медно-молибден-порфировых и молибден-медно-порфировых месторождений Байского рудного узла, Чукотка // Геология, поиски и комплексная оценка месторождений твердых полезных

ископаемых. Тезисы докладов четвертой научно-практической конференции ученых и специалистов. – М.: ФГУП «ВИМС». 2012. С. 75-76.

7. Марущенко Л.И., Нагорная Е.В., Заерова С.Д. Минералогия метасоматитов и руд медно-молибден-порфировых и молибден-медно-порфировых месторождений Баимского рудного узла, Чукотка // Мат-лы Второй науч. молодежной школы "Новое в познании процессов рудообразования" – Москва. ИГЕМ РАН. 2012. С. 125-128.

8. Нагорная Е. В. Минералы ряда теннантит-тетраэдрит рудного поля Находка, Чукотка // Геология, тектоника и металлогения Северо-Азиатского кратона: материалы Всероссийской научной конференции. Якутск: СВФУ. 2011. Т. II. С. 111-115.

9. Нагорная Е. В. Пропилиты и филлизиты медно-порфировых месторождений Баимского рудного узла, Чукотка // Материалы Международного молодежного научного форума «ЛОМОНОСОВ-2010», Москва МАКС Пресс. 2010. CD 06-13 37_506_17810.

10. Нагорная Е. В. Эволюция химического состава блеклых руд медно-молибден-порфировых месторождений Находкинского рудного поля. // Разведка и охрана недр, 2011, № 8. С. 11-16.

11. Нагорная Е. В., Котова М. С. Теннантит-тетраэдрит рудного поля Находка, Чукотка // Современное состояние наук о Земле. Материалы международной конференции, посвященной памяти В. Е. Хайна, М.: Изд-во Геологический факультет МГУ. 2011. С. 1300-1303.

12. Нагорная Е.В. Минералогия руд и метасоматитов медно-молибден-порфировых месторождений Баимского рудного узла, Чукотка // Электронный сборник тезисов Пятой Сибирской конференции молодых учёных по наукам о Земле, http://sibconf.igm.nsc.ru/sbornik_2010/01_mineralogy/613.pdf

13. Нагорная Е.В., Бакшеев И. А., Николаев Ю. Н., Калько И.А. Минералы системы Au-Ag-Te-Se-S и медно-молибден-порфировых месторождений рудного поля Находка, Чукотка // Электронный сборник "Ломоносовские чтения", <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1186049&uri=nagornaya.html>.

14. Нагорная Е.В., Бакшеев И.А., Брызгалов И.А., Япаскерт В.О. Минералы системы Au-Ag-Pb-Te-Se-S медно-молибден-порфировых месторождений рудного поля Находка (Чукотка) // Вестник Моск. ун-та, сер. 4, Геология, 2012, № 4. С. 26-31

15. Николаев Ю.Н., Читалин А.Ф., Калько И.А., Бакшеев И.А., Сидорина Ю.Н., Нагорная Е.В. Новые данные по геологии, минералогии и геохимии Находкинской золото-молибден-порфировой системы // Электронный сборник "Ломоносовские чтения", <http://geo.web.ru/db/msg.html?mid=1186049&uri=nikolaev.html>.

16. Плотинская О.Ю., Бакшеев И.А., Нагорная Е.В., Дамиан Ф. Типоморфизм турмалина порфиново-эпитермальных систем // Годичное собр. РМО. 2012. <http://www.minsoc.ru/2012-1-79-0>.

17. Baksheev I. A., Prokof'ev V.Yu., Zaraisky G.P., Chitalin A.F., Yapaskurt V.O., Nikolaev Yu.N., Tikhomirov P.L., Nagornaya E.V., Rogacheva L.I., Gorelikova N.V., Kononov O.V. Tourmaline as a prospecting guide for the porphyry-style deposits // Eur. J. Mineral., 2012. Vol. 24. № 6. P. 957-979.

18. Nagornaya E. V. Wall-rock alteration at the porphyry copper-molybdenum deposits of the Baimka ore cluster, Chukchi Peninsula. Geochemistry of magmatic rocks-2010. // Abstracts of XXVII International conference School «Geochemistry of Alkaline rocks». – Moscow-Koktebel'. 2010. P. 123-124.