

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



5/2006

НАУЧНО-ТЕХНИЧЕСКИЙ ЖУРНАЛ

ВЫХОДИТ 6 РАЗ В ГОД

ОСНОВАН В 1992 ГОДУ

РЕДАКЦИОННАЯ КОЛЛЕГИЯ

Главный редактор И.Ф.МИГАЧЕВ

Б.И.БЕНЕВОЛЬСКИЙ
Э.К.БУРЕНКОВ
В.И.ВАГАНОВ
С.С.ВАРТАНЯН
П.А.ИГНАТОВ
М.А.КОМАРОВ
М.М.КОНСТАНТИНОВ
А.И.КРИВЦОВ, зам. главного редактора
В.В.КУЗНЕЦОВ
Н.К.КУРБАНОВ
Е.В.МАТВЕЕВА
Г.А.МАШКОВЦЕВ
Н.И.НАЗАРОВА, зам. главного редактора
Г.В.РУЧКИН
Ю.Г.САФОНОВ
Г.В.СЕДЕЛЬНИКОВА
В.И.СТАРОСТИН



УЧРЕДИТЕЛЬ

**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
Роснедра
МПР России**

Издается при участии
Международной академии минеральных ресурсов,
Фонда им. академика В.И.Смирнова

Москва ЦНИГРИ 2006

Редакция: Н.И.Назарова, Г.В.Вавилова
Компьютерный набор: Н.И.Назарова
Верстка и оригинал-макет: Т.В.Лукина

Сдано в набор 25.09.06 г.
Подписано в печать 09.10.06 г.
Тираж 400 экз.

Формат 30×42 1/2
Бумага листовая
Печать офсетная

Адрес редакции: 117545, Москва, Варшавское шоссе, 129, корп. 1, ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Факс: 313-18-18
E-mail: tsnigri@tsnigri.ru
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129, корп. 1

© «Руды и металлы», 2006

ИМГРЭ — 50 лет

IMGRE — 50th anniversary

Модели золоторудных месторождений**Models of gold deposits***Чекваидзе В.Б., Исакович И.З.**Chekvaidze V.B., Isakovich I.Z.*

Модель сопряжения жильных полиметаллических и штокверковых золотых руд в эпitherмальной зоне на примере Береговского рудного поля

The Beregovo trend, Ukraine: A model of base metal veins and an auriferous stockwork concatenated within an epithermal zone

6

*Трофимов А.П., Фунтиков Б.В., Лючкин В.А., Пивоваров А.П., Ваганов И.Н.**Trofimov A.P., Funtikov B.V., Lyuchkin V.A., Pivovarov A.P., and Vaganov I.N.*

Прогнозно-геохимическая оценка золотоносности Новогодненской перспективной площади на Полярном Урале

The Novogodnensk prospect, Polar Urals: The gold potential estimation using geochemical data

13

*Гальперов Г.В., Журавлев Е.А., Константинов М.М., Аристов В.В.**Gal'perov G.V., Zhuravlev E.A., Konstantinov M.M., and Aristov V.V.*

Космоструктурные прогнозные модели регионального уровня генерализации крупных золоторудных месторождений Верхоянской и Яно-Колымской складчатых систем

The Verkhoyansk and Yana-Kolyma gold provinces: Structural modeling using the satellite remote sensing data

34

*Крутилин В.Н.**Krutilin V.N.*

Золотоносность Хоньченского потенциального рудного поля, Восточный Саян

The Khon'chen prospect, East Sayan Mts.: The gold potential estimation

23

Модели месторождений цветных металлов**Models of base metal deposits***Волчков А.Г., Минина О.В., Татарко Н.И.**Volchkov A.G., Minina O.V., and Tatarko N.I.*

Использование геолого-поисковых моделей колчеданных месторождений при геологоразведочных работах на территории Республики Башкортостан

VMS deposits in Bashkortostan Republic: Application of exploration models

30

*Чекалин В.М.**Chekalin V.M.*

Полезные ископаемые Северо-Западного Алтая: позиция, изученность и перспективы открытия новых месторождений

Mineral deposits of NW Altai: Their setting, grade of geological knowledge, and prospectiveness

39

*Богущ И.А., Бурцев А.А.**Bogush I.A., Burtsev A.A.*

Минералофизическая зональность и локальный прогноз рудных тел месторождений колчеданного семейства

Zonation of physical properties of minerals: Applications in the local scale VMS prediction

47

Татарко Н.И.

Обобщение опыта прогнозной оценки потенциала колчеданности Сибайской вулканогенной структуры, Южный Урал

52

Tatarko N.I.

The Sibai volcanic structure, South Urals: Summing up the experience in the VMS potential prediction

Авдонин В.В., Сергеева Н.Е.

Особенности формирования и закономерности размещения оксидных руд Мирового океана

56

Avdonin V.V., Sergeeva N.E.

The deposition and setting features of the oxide marine mineralization

Закирова Ф.А.

Рудоносность верхнепермских углеродсодержащих пород Вятско-Камской меденосной полосы

62

Zakirova F.A.

The mineral potential of the Vyatka-Kama carbonaceous Cu-bearing sequence

Туресебеков А.Х., Василевский Б.Б.

Геолого-генетическая модель формирования руд медно-порфировых месторождений Алмалыкского рудного района, Узбекистан

67

Turesebekov A.Kh., Vasilevsky, B.B.

Almalyk Cu porphyry, Uzbekistan: A genetic geological model

Абрамова Е.Е.

Формирование колчеданных залежей в условиях конвективно-рециклинговой модели

76

Abramova E.E.

Deposition of the VMS bodies in compliance with the convection-and-recycling model

ИМГРЭ — 50 лет

Редакционная коллегия журнала, дирекция и коллектив сотрудников ЦНИГРИ сердечно поздравляют руководство и сотрудников ИМГРЭ — институт Федерального агентства по недропользованию МПР Российской Федерации — с 50-летним юбилеем.

Головной институт отрасли по редким металлам и геохимическим методам поисков создан в 1956 г. Постановлением Совета Министров СССР и Президиума Академии наук СССР на базе лаборатории минералогии и геохимии редких металлов. Это был единственный в мире институт минералогии, геохимии и кристаллохимии редких элементов. Основная заслуга в создании института принадлежит его первому директору — К.А.Власову. К.А.Власов — один из создателей редкометальной промышленности в СССР, крупный ученый, член-корреспондент Академии наук СССР, научные интересы которого были посвящены главным образом изучению гранитных пегматитов, грейзенов и связанных с ними месторождений, а также щелочных массивов Кольского полуострова. Основным направлением деятельности института в тот период было изучение редких элементов в земной коре, закономерностей образования и размещения их месторождений.

Для решения поставленных задач был подобран коллектив талантливых молодых и умудренных опытом ученых. Среди них следует отметить М.В.Кузьменко, Е.И.Семенова, Л.С.Бородина, В.В.Иванова, В.С.Салтыкову, В.В.Ляховича, А.П.Хомякова, А.А.Беуса, И.П.Кушнарева, Д.П.Сердюченко, Н.Д.Синдееву.

Результатом десятилетних исследований коллектива института явилась трехтомная монография «Геохимия, минералогия и генетические типы месторождений редких элементов», удостоенная Государственной премии СССР.

После смерти в 1964 г. К.А.Власова институт продолжает успешно развиваться. С приходом в институт в качестве директора члена-корреспондента Л.Н.Овчинникова создается новое направление деятельности — «Геохимические методы прогноза, поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых». Существенный вклад в развитие этого направления внесли С.В.Григорян, А.А.Беус, Е. М. Янишевский, А.А.Кременецкий, Ю.Е.Саев, Э.К.Буренков, А.А.Головин, Э.Н.Баранов, А.Г.Жабин, Г.А.Голева, В.Н.Федорчук, Б.В.Маньков и многие другие ученые института. Этот период характеризуется максимальным количеством опубликованных монографий (429), статей (1720), научных открытий (3), изобретений (94).

Труды коллектива института отмечены премиями Совета Министров СССР в 1989, 1991 гг. и премией Правительства Российской Федерации в 1998 г. В 1989 г. сотруднику института Б.Ф.Зленко присуждена Государственная премия СССР в области науки и техники за высокоэффективную разведку месторождений серебра. Значителен вклад института в развитие минерально-сырьевой базы страны. Пятнадцать сотрудников удостоены звания «Первооткрыватель месторождений».

Накопленный большой опыт ведения геохимических работ, и в первую очередь в производственных подразделениях (Московская, Бронницкая, Кавказская, Жуковская и Азиатская экспедиции), значительный потенциал аналитической базы позволили институту открыть новую страницу возможностей геохимических исследований в области оценки состояния и степени загрязнения окружающей среды, в том числе крупных городских агломераций и территорий горно-рудных предприятий. Более 25 лет институт проводит эколого-геохимические работы в различных регионах нашей страны.

Желаем всему коллективу ИМГРЭ дальнейшего процветания, новых творческих успехов, доброго здоровья, благополучия и оптимизма. Надеемся, что и впредь институт будет находиться в числе лидеров отечественной геологии.

МОДЕЛИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 553.2:550.84.092 (477.8)

© В.Б.Чекваидзе, И.З.Исакович, 2006

МОДЕЛЬ СОПРЯЖЕНИЯ ЖИЛЬНЫХ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ И ШТОКВЕРКОВЫХ ЗОЛОТЫХ РУД В ЭПИТЕРМАЛЬНОЙ ЗОНЕ НА ПРИМЕРЕ БЕРЕГОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ

В.Б.Чекваидзе, И.З.Исакович (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Береговское рудное поле в Закарпатье — характерный золоторудный объект эпитермального типа, сформированный вулканическими процессами. В то же время, он обладает некоторыми специфическими чертами, относительно редко повторяющимися в пределах других провинций аналогичного типа. К их числу относятся следующие.

1. Представленные на рудном поле жильные полиметаллические и штокверковые золоторудные тела пространственно разобщены, причем первые распространены на глубине, а вторые — на приповерхностных уровнях.

2. В обрамлении полиметаллических рудных тел развиты полевошпат-слюдисто-кварцевые метасоматиты, а возле золотоносных штокверков — типичный комплекс сольфатарных аргиллизитов (кварцитов) с алунином, каолинитом, опал-халцедоном, ярозитом, баритом и т.д. Последнее обстоятельство может рассматриваться как одно из принципиальных отличий известных в литературе месторождений высокосульфидной [6] группы (по другим систематикам алунит-каолининовой или кислотно-сульфатной [1, 5]) от низкосульфидной (или адуляр-серицитовой). В пределах последних рудные тела, как правило, экранируются сольфатарными продуктами и на их уровне не распространяются.

3. Практический аспект указанных различий для двух групп месторождений заключается в положительной оценке потенциальной золотоносности сольфатарных полей на высокосульфидных объектах и отрицательной — на низкосульфидных. Учитывая весьма значительные (многие сотни квадратных километров) площади распространения каоли-

нит-алуни-гидрослюдистых с опаловидным кварцем преобразований, их предварительная разведка на основе ожидаемого типа оруденения может иметь существенное значение при прогнозировании рудных районов и рудных полей вулканогенного семейства. Признаки золоторудного объекта высокосульфидного типа вытекают из представленной ниже модели месторождений Береговского рудного поля.

Береговское рудное поле расположено во внутренней зоне Карпат вблизи их сочленения с Паннонским срединным массивом [2]. В геологическом строении района участвуют образования двух структурных этажей. Нижний представлен комплексом вулканогенно-осадочных пород предположительно трис-юрского (?) возраста, верхний — чередующимися осадочными и вулканогенными толщами неогена (рис. 1). Участок Береговского месторождения приурочен к восточному борту Береговской палеокальдеры и примыкающему к ней Куклянскому вулканическому горсту. Палеокальдера вблизи месторождения заполнена туфовидными липаритами, вмещающими основную массу золото-полиметаллических руд. Важная рудоконтролирующая роль принадлежит разлому, отделяющему кальдеру от Куклянского горста и простирающемуся в северо-западном направлении. На периферии рудного поля развита серия вулканических куполов — некков (Торофюго, гора Золотистая, Керек и др.). Рудные тела приурочены к серии разрывных нарушений северо-восточного (Береговское месторождение) и северо-западного (Мужиевское месторождение) направлений. По морфологии выделяются

два главных типа рудных тел: жилы и жильные зоны; штокверки. Первый тип характерен для основной массы рудных тел Береговского месторождения, для средних и глубоких горизонтов Мужиевского месторождения, второй — только для верхних горизонтов последнего.

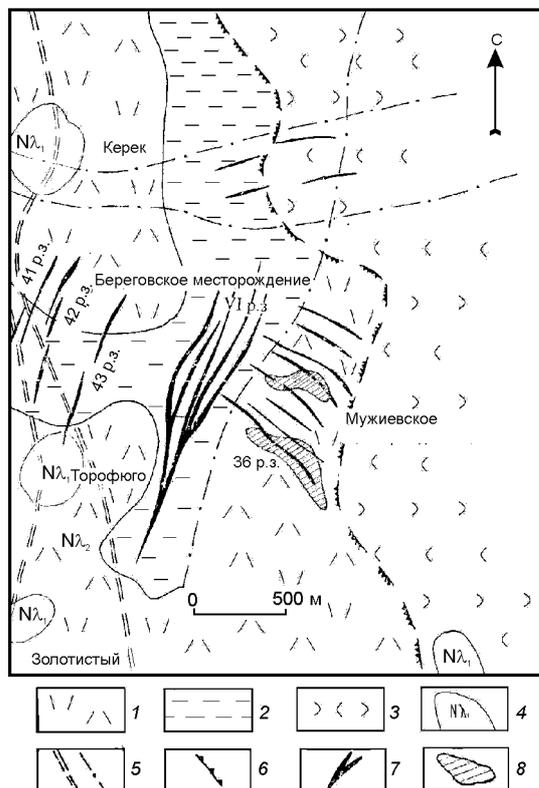


Рис. 1. Схема геологического строения Береговского рудного поля:

нижний неоген: 1 — толща риолитов, туфов риолитов, 2 — толща глин, аргиллитов, песчаников, 3 — толща туфов кислого состава; 4 — экструзивно-купольные тела риолитов; 5 — тектонические нарушения различных порядков; 6 — разлом в борту вулканотектонического грабена; 7 — проекция жильных рудных тел на поверхность; 8 — проекция золотоносных штокверков

Жилы и жильные зоны сложены кварц-колчеданно-полиметаллической минерализацией с самородным золотом. Штокверки на верхних горизонтах месторождения образуют изометрические в плане тела, с глубиной сходящиеся на конус. Они развиты в ореоле кварц-каолинит-диккитовых метасоматитов в виде тончайшей сети прожилков и вкрапленности кремневидного кварца с баритом и самородным золотом.

Особенности двух указанных типов оруденения наиболее четко устанавливаются при составлении модельных характеристик околорудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов.

Ореолы метасоматических преобразований проявлены на месторождении широко и интенсивно (рис. 2). Выделяются две главные группы измененных пород — дорудная и предрудная. Дорудные метасоматиты имеют площадное распространение и развиваются практически по всем породам рудомещающего разреза.

В пределах рудоносных площадей от поверхности на глубину могут быть выделены следующие метасоматические зоны: сольфатарных аргиллизитов (сольфатаритов), каолинитовая, гидрослюдистая, адулярная, адуляр-альбитовая, альбитовая, пропилитоидная.

Подробная характеристика метасоматических зон приводилась ранее [4]. Здесь же отметим, что зона сольфатаритов наиболее отчетливо выражена на участках развития рудных тел вблизи поверхности. Ее формирование обусловлено прогрессирующим (от глубин к поверхности) нарастанием кислотности растворов в связи с окислением сероводорода гидротерм под воздействием кислорода поверхности. Типичные продукты этого процесса — скопления опала, халцедона и микрозернистого кварца, проявляющиеся как в виде микрокварцитов на поверхности, так и в сочетании с агрегатами алунита, каолинита и гидрослюды на более глубоких уровнях сольфатарной «шляпы». По латерали и на глубине сольфатарные кварциты сменяются существенно каолинитовыми и гидрослюдистыми метасоматитами.

Мощность сольфатаритов достигает 60–80 м (Мужиевское месторождение). В случае более глубокого залегания рудных зон (Береговское месторождение) масштаб развития указанных образований заметно сокращается (до первых метров). Аналогичное явление наблюдается и на периферии рудоносных участков. Внешнее обрамление сольфатаритов составляют ореолы гидрослюдисто-сметитовых изменений.

Мощности полевошпатовых зон нарастают с глубиной от десятков метров (зона адуляра) до 100–150 м (двополевошпатовая зона) и 700–800 м (зона альбита). С приближением к куполам Торофюго-Золотистая и Керек резко возрастает мощность зоны адуляра до 700–750 м. Если учесть, что эта зона развита лишь на рудоносных участках и адуляр выступает как один из основных минералов в последующих предрудных и синрудных парагенезисах, то следует признать тесную связь процессов адуляризации с золото-полиметаллическим оруде-

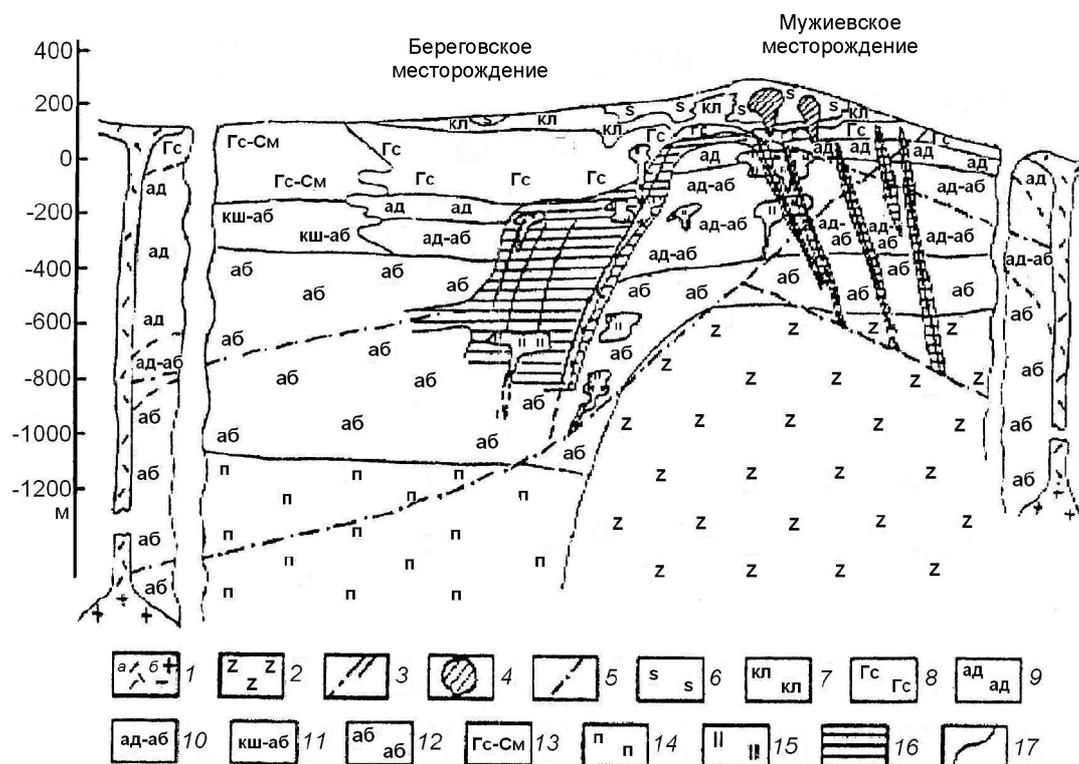


Рис. 2. Модельная схема размещения околорудных метасоматических ореолов в разрезе Береговского рудного поля:

1 — интрузии кислого состава экструзивной (а) и субвулканической (б) фаций; 2 — вулканогенно-осадочные породы фундамента, Т-Ј?; 3 — рудные зоны жильно-прожилковые; 4 — рудные зоны штокверковые; 5 — разломы; метасоматические ореолы, зоны площадных изменений: 6 — сольфатарных аргиллизитов, 7 — каолинитовая, 8 — гидрослюдистая, 9 — адулярная, 10 — адуляр-альбитовая, 11 — калишпат-альбитовая, 12 — альбитовая, 13 — гидрослюдисто-сметкитовая, 14 — пропилитоидная; 15 — эксплозивно-гидротермальные брекчии; 16 — метасоматиты группы кварцитов; 17 — границы зон и пород

ем. В этом случае резкое возрастание интенсивности подобных процессов с приближением к вулканическим аппаратам может указывать на направленные движения минерализующих и рудоносных растворов и потенциальную перспективность его для локализации скрытого оруденения.

Предрудные метасоматиты отчетливо наложены на продукты площадных изменений и локализуются в непосредственном или близком обрамлении рудных зон. Они представлены группой пород, объединенных общим названием «кварциты», хотя по составу кварц в них может и не доминировать. Выделяются адулярные, адуляр-альбитовые и альбитовые разновидности кварцитов. Каждая из них пространственно тяготеет к соответствующей зоне площадных изменений.

Выделяются прожилково-вкрапленные и массивные разновидности кварцитов. Первые обычно образуют ореолы около вторых, хотя иногда формируют и независимые тела. Количественные соотношения

главных минералов в кварцитах широко варьируют, вплоть до образования мономинеральных агрегатов кварца, адуляра, альбита и т.д. Но обычно наблюдается комбинация кварца с одним или двумя полевыми шпатами. Нередко в кварцитах локализуется густая сыпь округлых бурых гнезд анкерита-сидерита.

Массивные и вкрапленные разновидности кварцитов чрезвычайно широко развиты на Береговском месторождении, где они почти полностью заполняют околожильное и междужильное пространство. На Мужиевском месторождении кварциты более узко локализованы в районе отдельных рудных зон и разделены интервалами пород, не подвергшимися кварцитизации (см. рис. 2).

Кварциты сопровождают жильно-прожилковое оруденение на всем вертикальном интервале его распространения. В надрудном пространстве они обогащены гидрослюдами, каолинитом и сливаются с пестрым комплексом метасоматитов группы сольфатаритов. По-видимому, последние формиру-

ются многоактно. Начинается процесс с этапа площадных преобразований, продолжается в стадию накопления предрудных кварцитов и, наконец, в собственно рудную стадию. Во все периоды минералообразования на верхних уровнях рудоносных структур сохранялся высокий кислородный потенциал, обеспечивающий окисление гидротерм и интенсивное сернокислотное выщелачивание вмещающих пород, вплоть до образования опало-микро-кварцитов.

Как указывалось выше, в пределах Береговского рудного поля выделяются два типа золотого оруденения: жильный золото-(колчеданно)-полиметаллический и собственно золотой штокверковый. В их распределении наблюдается вертикальная зональность. Для нижних горизонтов месторождений характерно развитие золото-колчеданно-полиметаллического оруденения пирит-халькопиритового состава с подчиненной ролью сфалерита и галенита. Жильные минералы представлены тонкозернистыми агрегатами кварца, Fe-кальцита и анкерита. Данный тип руд наиболее развит на Береговском месторождении, на Мужиевском — его роль заметно снижена.

Средние горизонты месторождений характеризуются развитием жильных рудных тел золото-полиметаллического состава при возрастающей роли в массе рудных минералов сфалерита и галенита, резко подчиненной — пирита и практическом отсутствии халькопирита. Широко проявлены прожилково-вкрапленная и гнездовая текстуры минеральных агрегатов. Жильные минералы представлены Fe-кальцитом, кальцитом, а среди кварцевых агрегатов широко развита аметистовидная разновидность. Последняя особенно типична для ряда рудных тел Береговского месторождения.

В целом жильные золото-(колчеданно)-полиметаллические рудные тела сопровождаются интенсивными ореолами кварца различных модификаций (молочно-белого, аметистовидного, друзовидного), карбонатов (анкерита, сидерита, Fe-кальцита), гематита и сульфидов (пирита, сфалерита, галенита) с различными соотношениями этих минералов в разных частях околорудного пространства.

Собственно золотой тип оруденения представлен только на Мужиевском месторождении в виде столбо- и конусообразных тел, обращенных вершинами вниз. В составе рудной зоны 3б указанного типа выделено шесть столбообразных тел размером по вертикали 60–80 м, в поперечнике 20–30 м. Общая протяженность рудной зоны 600 м.

Золото тесно ассоциирует с штокверковыми системами прожилков опало-, гребне- и друзовидного кварца в массе рыхлых кварц-диккит-каоли-

нитовых метасоматитов зоны сольфатаритов. Характерно присутствие пятен и вкрапленности барита, халцедона, флюорита и локальных скоплений карбонатов (от сидерита до кальцита), гематита и гидроксидов железа.

Данные минералогического картирования (равно как и материалы изучения околорудных метасоматических и геохимических ореолов) легли в основу разработки критериев, характеризующих приближение к скрытым рудным телам по латерали и вертикали, оценки ожидаемого типа и масштаба оруденения и др. [4]. По данным минералогическо-

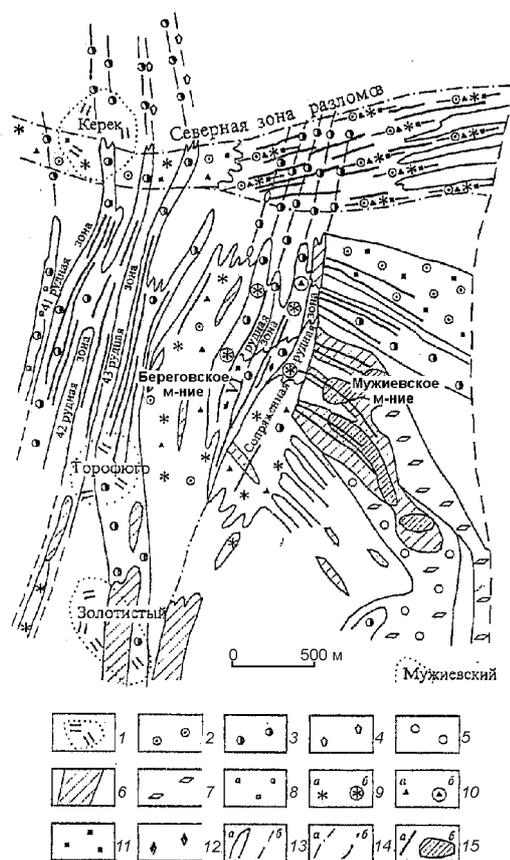


Рис. 3. Модельная схема минералогических ореолов Береговского рудного поля, план поверхности:

1 — экстрезивно-купольные тела риолитов; минералогические ореолы: 2 — молочно-белый кварц, 3 — аметистовидный кварц, 4 — друзовидный кварц, 5 — опал, халцедон, 6 — барит, прожилки, 7 — барит, вкрапленность, гнезда, 8 — гематит, 9 — сфалерит (а — прожилки, б — гнезда), 10 — галенит (а — прожилки, б — гнезда), 11 — пирит, 12 — халькопирит; 13 — границы ореолов (а — прослеженные, б — предполагаемые); 14 — тектонические нарушения (а — рудоконтролирующие разломы, б — прочие); 15 — рудные тела (а — золото-полиметаллические, жильные, б — собственно золотые, штокверковые)

го картирования возможны также прослеживание рудоконтролирующих структур, увязка отдельных рудных подсечений и т.д. (рис. 3).

Важным компонентом модели являются первичные ореолы месторождения, характеризующиеся объемной зональностью. По имеющимся данным золотое и золото-полиметаллическое оруденение сопровождается первичными ореолами Au, Pb, Zn, Cu, Ag, As, Sb, Hg, Ba, Cd, Mo, W, Sr, V, Mn, Ti, Cr. Ряд элементов (Co, Mn, Cr, Ti, Ni, B, Ba и др.), помимо участия в составе рудных зон, могут формировать маломощные ореолы выщелачивания с переотложением в зонах околорудных метасоматитов в виде слабоконтрастных ореолов привноса.

Морфология и строение рудных тел и их первичных ореолов определяются геолого-структурными позициями месторождений и рудоконтролирующей ролью зон дробления и трещиноватости, которые обусловили линейно вытянутую форму первичных ореолов и их значительную вертикальную протяженность. Условия залегания руд, их вещественный состав, характер оруденения и его масштаб находят отражение в распределении типоморфных элементов и размерах первичных ореолов. Наибольшая эффективная ширина первичных ореолов на изученных месторождениях у основных рудных компонентов — свинца, цинка, серебра, золота. Ширина ореолов этих элементов колеблется от 50 м на Мужиевском месторождении до 200 м и более на Береговском.

Обработка геохимических данных, проведенная на ЭВМ, позволила установить ряд взаимосвязанных групп химических элементов. Для классификации привлекались полные коэффициенты корреляции. Отсутствие значимой корреляции между группами элементов свидетельствует о различном характере процессов, приводящих к концентрации химических элементов в рудных залежах и метасоматически измененных вмещающих породах.

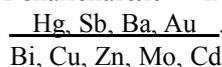
Элементы золото-полиметаллического оруденения образуют четыре взаимосвязанные группы, различающиеся по тесноте корреляционных связей. Наиболее обширную и тесно взаимосвязанную группу формируют основные рудные элементы (Pb, Zn, Ag, Au). Вторая группа состоит из элементов «высокотемпературной» ассоциации (W, Mo, As), причем предполагается, что мышьяк в этой группе заключен в арсенопирите. Наконец, третья и четвертая группы представлены «низкотемпературными» элементами (Ba, Hg, Sb).

Элементы штокверкового золотого оруденения также образуют четыре группы. В первую основную группу вошли элементы «низкотемпературной» ассоциации (Sb, As, Ag, Cu). Барий (в виде ба-

рита) относится ко второй группе, связанной с первой достаточно сильной корреляцией. Третья группа представлена «среднетемпературной» ассоциацией цинка со свинцом, четвертая — молибденом и вольфрамом.

Практическим элементом геохимической модели месторождений являются данные об эндогенной зональности оруденения. Исследование вертикальной зональности осуществлялось по программе «Ню-2» [3]. Входными данными служили средние содержания типоморфных элементов. В результате получены частные ряды зонального отложения для жильных тел Береговского и Мужиевского месторождений. По ним составлен обобщенный ряд вертикальной (осевой) зональности (снизу вверх): Bi—Cu—Zn—Cd—Pb—Mo—As—Ag—Au—Sb—Ba—Hg.

Для жильных тел изученных месторождений выявлены монотонные убывающие показатели зональности второго порядка, имеющие большой размах по падению рудных тел. Вид геохимических показателей отражает положение элементов в зональной колонке месторождений (в числителе — элементы, тяготеющие к верхним горизонтам рудных тел, в знаменателе — к нижним):



Эндогенная зональность золоторудных штокверковых тел изучена на примере рудного тела 36/3. Получен следующий ряд осевой зональности отложения рудных элементов (снизу вверх): Zn—Cu—Pb—W—B—Mo—As—Au—Ag—Sb—Hg—Ba.

В таблицах 1 и 2 приведены некоторые показатели геохимической зональности, характеризующиеся наибольшим размахом значений.

Наиболее существенными элементами модели Береговского и Мужиевского месторождений являются следующие.

1. Рудные тела указанных месторождений контролируются системами разломов северо-восточного и северо-западного до субширотного направлений, сопряженных с окраинными дизъюнктивами, ограничивающими Береговскую кальдеру, и вулканическими куполами.

2. На нижних и средних горизонтах месторождений развиты существенно жильные золото-колчеданно-полиметаллические и золото-полиметаллические рудные тела, а на верхних (в пределах Мужиевского месторождения) — штокверковые золотые руды. На Береговском месторождении рудные тела этого типа, вероятно, срезаны эрозией. Штокверки включают почти половину запасов золотых руд на месторождениях, хотя площадь их развития составляет не более 5–10% от суммарной площади распространения рудных тел.

1. Показатели геохимической зональности жильных тел Береговского и Мужневского месторождений

Интервалы	$\frac{Au:Pb}{Cu:Zn}$	$\frac{Ag:Au}{Cu:Zn}$	$\frac{Sb}{Zn}$	$\frac{Ba}{Zn}$	$\frac{Hg:Sb}{Zn^2}$	$\frac{Au^2}{Cu:Zn}$	$\frac{Hg:Au}{Zn^2}$
Надрудный	$>1,3 \cdot 10^{-2}$	$>4 \cdot 10^{-1}$	$>3 \cdot 10^{-1}$	$>5 \cdot 10^{-1}$	$>2,5 \cdot 10^{-3}$	$>2 \cdot 10^{-5}$	$>4 \cdot 10^{-4}$
Верхнерудный	$1,3 \cdot 10^{-2} - 6,3 \cdot 10^{-4}$	$4 \cdot 10^{-5} - 1,1 \cdot 10^{-6}$	$3 \cdot 10^{-1} - 2,5 \cdot 10^{-2}$	$5 \cdot 10^{-1} - 5 \cdot 10^0$	$2,5 \cdot 10^{-3} - 1 \cdot 10^{-5}$	$2 \cdot 10^{-5} - 1 \cdot 10^{-7}$	$4 \cdot 10^{-4} - 1 \cdot 10^{-7}$
Среднерудный	$6,3 \cdot 10^{-4} - 3,2 \cdot 10^{-5}$	$1,1 \cdot 10^{-5} - 3,2 \cdot 10^{-8}$	$2,5 \cdot 10^{-2} - 2 \cdot 10^{-3}$	$5 \cdot 10^0 - 5 \cdot 10^{-1}$	$1 \cdot 10^{-5} - 4 \cdot 10^{-8}$	$1 \cdot 10^{-7} - 5 \cdot 10^{-10}$	$1 \cdot 10^{-7} - 2,5 \cdot 10^{-11}$
Нижнерудный	$<3,2 \cdot 10^{-5}$	$<3,2 \cdot 10^{-8}$	$<2 \cdot 10^{-3}$	$<5 \cdot 10^{-1}$	$<4 \cdot 10^{-8}$	$<5 \cdot 10^{-10}$	$<2,5 \cdot 10^{-11}$
Размах	>100	>1600	>150	>100	$>63 \cdot 000$	$>40 \cdot 000$	$>16 \cdot 000 \cdot 000$

2. Показатели геохимической зональности штокерского рудного тела 36/3

Интервалы оруденения	Абсолютная отметка глубины, м	$\frac{Ba^2}{Pb:Cu}$	$\frac{Ba:Sb}{Cu^2}$	$\frac{Sb:Ag}{Bi:Cu}$	$\frac{Ag:Ba}{Bi:Cu}$	$\frac{Ba^2}{W:Cu}$	$\frac{Ba^2}{W:Pb}$	$\frac{Ag:Ba}{W:Pb}$
Надрудный	280	$2,4 \cdot 10^6$	$9,9 \cdot 10^5$	$1,0 \cdot 10^0$	$1,3 \cdot 10^9$	$4,9 \cdot 10^9$	$1,2 \cdot 10^{10}$	$8,9 \cdot 10^5$
Верхнерудный	250	$1,7 \cdot 10^3$	$3,2 \cdot 10^1$	$4,0 \cdot 10^{-2}$	$4,0 \cdot 10^4$	$1,6 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^7$	$2,4 \cdot 10^4$
Среднерудный	230	$1,3 \cdot 10^3$	$5,2 \cdot 10^0$	$1,5 \cdot 10^{-2}$	$2,7 \cdot 10^4$	$1,2 \cdot 10^3$	$3,1 \cdot 10^5$	$1,1 \cdot 10^4$
Нижнерудный	210	$1,1 \cdot 10^2$	$8,0 \cdot 10^{-1}$	$8,0 \cdot 10^{-4}$	$5,3 \cdot 10^3$	$6,4 \cdot 10^2$	$9,3 \cdot 10^4$	$2,4 \cdot 10^2$
Подрудный	130	$21 \cdot 10^{-1}$	$9,0 \cdot 10^{-2}$	$2,4 \cdot 10^{-5}$	$8,9 \cdot 10^1$	$1,3 \cdot 10^2$	$1,3 \cdot 10^2$	$6,0 \cdot 10^0$
Размах		$1,2 \cdot 10^7$	$1,1 \cdot 10^7$	$4,1 \cdot 10^4$	$1,5 \cdot 10^7$	$8,1 \cdot 10^7$	$9,2 \cdot 10^7$	$1,5 \cdot 10^6$

3. Главные особенности минералого-геохимических ореолов на золото-серебряных месторождениях высоко- и малосульфидного типов

Виды ореолов	Высокосульфидный тип	Малосульфидный тип
Околорудные метасоматические	Сольфатарные аргиллизиты (с опалом, каолинитом, алунином и т.д.) вмещают штокверковые золоторудные тела. С глубиной сменяются слюдистыми и полевошпатовыми метасоматитами (с адуляром и альбитом), вмещающими медно-свинцово-цинковые (с золотом) рудные тела	Сольфатарные аргиллизиты экранируют золоторудные тела, которые сопровождаются адуляр-гидрослюдисто-серицитовыми метасоматитами
Минералогические	Содержание сульфидов в ореолах >10%. Преобладание в ореолах барита, амethystовидного кварца, сидерита, анкерита	Содержание сульфидов в ореолах <1%. Преобладание в ореолах кварца, адуляра, кальцита
Геохимические	Высокие значения (сотни и тысячи) кларков концентрации Pb и Zn в ранжированных рядах элементов. Наличие двух элементных ассоциаций, сопровождающих золотое оруденение: Pb, Zn, Cd (Bi, Cu) и Ba, Ag, Sb, As, Hg	Низкие значения (до первых десятков) кларков концентрации Pb и Zn в ранжированных рядах элементов. Отсутствие разнотипных элементных ассоциаций, сопровождающих Au в полиметаллических и собственно золотых рудах

3. Главные параметры модели — околорудные метасоматические, минералогические и геохимические ореолы. Их комплексное использование позволяет идентифицировать внешние зоны выявленного рудного объекта и ориентировать направление поисковых работ с целью вскрытия центральной (рудовмещающей) зоны.

4. Специфика рудных объектов Береговского рудного поля, относящихся к высокосульфидному типу эпитермальной золото-серебряной формации, заключается в пространственном разобщении по вертикали жильных золото-полиметаллических и штокверковых золотых рудных тел, причем последние отчетливо тяготеют к зоне развития сольфатарных аргиллизитов с каолинитом, диккитом, алунином, опалом, баритом и т.д. Существенно иные (главным образом кварц-полевошпатовые) метасоматиты сопровождают золото-(колчеданно)-полиметаллические руды на глубине.

Подобного рода объекты не характерны для вулканических поясов России, и в этом отношении Береговское рудное поле представляет нетрадиционный тип оруденения. Близкий его аналог — месторождение Родалквилар, выявленное на юго-востоке Испании в пределах вулканического пояса на Средиземноморском побережье [6]. Здесь в разрезе вулканических андезитовидного типа закартирована кальдера обрушения с системой кольцевых и радиальных разломов, которые контролируют существенно золотые тела пористого кварца («vuggi quartz») в составе сольфатарных продуктов ассоциации (алунино-каолинит-диаспор-пирофиллит-зуниит), а на глуби-

не — золото-полиметаллические жильные тела. Главную промышленную ценность на месторождении представляют руды верхних горизонтов.

5. На большинстве месторождений эпитермальной золото-серебряной формации колчеданно-полиметаллические и полиметаллические (свинцово-цинковые) рудные тела не известны и выделение двух типов (низко- и высокосульфидного) проводится исходя из общей сульфидоносности золотых руд. В то же время, прослеживается четкая закономерность, заключающаяся в том, что на малосульфидных объектах золотые руды располагаются под экраном сольфатарных продуктов, не распространяясь в них, а на высокосульфидных месторождениях сольфатариты обычно вмещают богатые рудные тела. Объекты первого типа вполне обычны для вулканогенных поясов России (Охотско-Чукотский пояс, Камчатка, Омогонский массив и др.), а высокосульфидные месторождения практически отсутствуют, хотя перспективы их обнаружения, по мнению большинства исследователей, весьма высоки. За рубежом известны многочисленные крупные и средние по запасам объекты этого типа (Голдфилд, Парадайз Пик в Северной Америке, Эль Индио в Южной Америке, Лепанто в Юго-Восточной Азии и др.). Таким образом, модели месторождений Береговского рудного поля могут быть использованы для поисков и прогноза объектов указанного типа золотого оруденения и для оценки потенциальной золотоносности полей «обеления» (сольфатарной аргиллизации), широко развитых в пределах вулканических поясов.

Некоторые особенности комплексных ореолов двух упомянутых групп золото-серебряных месторождений приведены в табл. 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Коваленкер В.А. Рудообразующие системы эпitherмальных золото-серебряных месторождений: концепции, реальность, модели // Проблемы рудной геологии, петрологии, минералогии и геохимии. М., 2004. С. 160–183.
2. Лазаренко Э.А., Гнилко М.К., Зайцева В.Н. Металлогения Закарпаття. – Львов: Изд. Львовского ун-та, 1968.
3. Николаев В.А., Соловов А.П., Шваров Ю.В. Новые программы для исследования зональности рудных месторождений // Применение автоматизированных систем ЭВМ при геохимических исследованиях. Алма-Ата, 1977. С. 80–88.
4. Чеквадзе В.Б., Миляев С.А., Исакович И.З. Комплексная петрографо-минералого-геохимическая методика поисков золоторудных месторождений. – М.: Изд. «Бородино-Е», 2004.
5. *Geology and geochemistry of epithermal systems* / B.R.Berger, P.M.Bethke // Soc. Econ. Geol. Rev. Econ. Geol. 2/ 1985.
6. *Hedenquist J.W., Izawa E., Arribas A., White N.C. Epithermal gold deposits: styles, characteristics and exploration* // Resource Geology Special Publication, Number 1. Tokyo, 1996.

УДК 553.411:550.4 (470.5)

© Коллектив авторов, 2006

ПРОГНОЗНО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ЗОЛОТОНОСНОСТИ НОВОГОДНЕНСКОЙ ПЕРСПЕКТИВНОЙ ПЛОЩАДИ НА ПОЛЯРНОМ УРАЛЕ

А.П.Трофимов, Б.В.Фунтиков (Бронницкая геолого-геохимическая экспедиция), В.А.Лячкин (ОАО «Ямальская горная компания»), А.П.Пивоваров, И.Н.Ваганов (Бронницкая геолого-геохимическая экспедиция)

Новогодненская перспективная площадь расположена в пределах Тоупугол-Ханмейшорского рудного района, входящего в Войкарский вулканоплутонический пояс [14]. Геологическое строение, вещественный состав пород, метасоматитов и руд изучались И.Г.Перминовым и др., 2002, А.А.Черемисиным и др. [6], Е.В.Карелиной, В.В.Дьяконовым и др. [8], В.И.Силаевым и др. [10], А.П.Прямосовым и др. [9], А.Г.Волчковым, С.Г.Кряжевным и др., 2005, Е.В.Черняевым и др. [13]. Сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами андезит-базальтового состава тоупугольской свиты (S_2-D_1) и частично перекрывающими их карбонатными и флишиоидными осадками тоупулегартской свиты (D_1-D_2), прорванными интрузиями габбро-диорит-тоналитового состава и дайками диоритовых порфиритов собского (D_1-D_2), силлами и дайками порфиридных габбро и монцонитовых порфиритов конгорского (D_3-C_1), а также более позд-

ними субвулканическими телами малоханмейского габбро-диоритового (Т) комплексов.

Поисковыми и геологоразведочными работами (ОАО «Ямальская горная компания» и «Ямалзолото») на площади выявлены промышленные рудные объекты — месторождения Новогоднее Монто и Петропавловское. Геолого-геохимическими исследованиями установлено [2], что объекты принадлежат к единой рудно-магматической системе. Это полигенные и полихронные образования с совмещенным рудогенезом различных этапов, возникшие над среднепалеозойской зоной субдукции при последовательных стадиях развития островной дуги (S_1-D_2) северного продолжения Тагильской зоны Урала. Выделены следующие этапы рудообразования: 1) ранний вулканогенно-осадочный с образованием части железных руд и золотоносных колчеданов (месторождение Новогоднее Монто) и реликтовой колчеданной вкрапленности (Петропавловское месторождение) с геохимической ассоциацией

Co-Ni-Cu-Zn-Ag-Au; 2) скарново-инфильтрационный с преобразованием части руд раннего этапа и формированием магнетитовых залежей с сульфидами и скарновых медноколчеданных залежей с промышленным содержанием золота на месторождении Новогоднее Монто (Fe-Au-Co-Cu-As-Ag); 3) грейзено-метасоматический на Петропавловском месторождении, также с промышленным золотом (Au-Ag-W-Ti); 4) поздний гидротермально-метасоматический с формированием наложенных секущих зон прожилково-вкрапленных золото-сульфидно-кварцевых руд в пределах обоих месторождений (Ag-Au-Mo-Pb-Ba).

На месторождении Новогоднее Монто проявлены этапы 1, 2, 4, оно относится к золото-железо-скарновому типу; на Петропавловском — этапы 1, 3, 4, по генетической принадлежности это золото-грейзено-гидротермально-метасоматический тип.

В качестве параметров геолого-геохимических моделей месторождений приняты состав рудно-формационных рядов химических элементов комплексных ореолов, средние значения геохимических показателей, включающих интенсивность проявления оруденения (сумма коэффициентов концентрации, привнос, привнос-вынос элементов-индикаторов) и показатели зонального уровня среза [2, 3, 12].

Месторождения Новогоднее Монто и Петропавловское, расположенные в одном рудном поле, резко выделяются среди других объектов Новогодненской площади и характеризуются следующими геохимическими показателями и параметрами, свидетельствующими об их промышленной значимости.

Рудно-формационный ряд месторождения Новогоднее Монто (число проб $n=1749$, индекс — коэффициенты концентрации к медиане пород Новогодненской площади, в скобках — коэффициент вариации): Au_{69,7}(492) Cu_{11,9}(300) Ag₁₁(831) Co_{7,7}(271) Mo_{7,0}(424) As_{6,4}(500) Pb_{5,9}(1370) Ba_{4,9}(300) Mn_{3,1}(110) Cr_{2,5}(207) Ni_{2,1}(167) Ge_{1,9}(90). Сумма коэффициентов концентрации с золотом $\Sigma K_k=761$, среднее значение коэффициента вариации с золотом $V_{cp}=422\%$, сумма коэффициентов концентрации без золота $\Sigma K_k=64,5$, среднее значение коэффициента вариации без золота $V_{cp}=415\%$.

Рудно-формационный ряд Петропавловского месторождения ($n=677$): Au₁₆₄(204) Ag₃₀(666) W_{6,4}(110) Mo_{3,0}(660) Pb_{2,5}(180) Ba_{2,1}(110) Sn_{2,0}(50) Cr_{2,0}(130) Mn_{1,9}(70) Ni_{1,7}(100) Zn_{1,5}(360) Ti_{1,5}(50). Сумма коэффициентов концентрации с золотом $\Sigma K_k=219$, среднее значение коэффициента вариации с золотом $V_{cp}=224\%$, сумма коэффициентов

концентрации без золота $\Sigma K_k=55$, среднее значение коэффициента вариации без золота $V_{cp}=226\%$.

Выявленные компоненты модели рудообразования характеризуют геохимический облик данных рудных объектов и являются основой поиска и оценки новых рудных объектов подобного типа.

В ходе дальнейших поисковых работ в пределах Новогодненской перспективной площади (~30 км²) ОАО «Ямалзолото» и «Ямальская горная компания» в 2004 г. на наиболее перспективных участках пройдены отдельные глубокие поисковые скважины и канавы с отбором геохимических и керновых проб. Пробы исследованы в аналитическом центре Бронницкой геолого-геохимической экспедиции ФГУП «ИМГРЭ» (Аттестат аккредитации № РОСС RU.0001.511505) приближенно-количественным спектральным анализом (ПКСА) на 40 элементов и химико-спектральным — на золото.

Геохимические работы проводились по договору с ОАО «Ямальская горная компания». Использовались традиционные приемы, способы и методы геолого-геохимических исследований для данного масштаба работ, а также определенный опыт таких исследований, накопленный авторским коллективом [1, 3, 5, 7, 11, 12]. Работы выполнялись на наиболее изученных участках (1, 3, 4, 7–10, 12) Новогодненской перспективной площади.

При сборе и обобщении химико-аналитического и геологического материалов использовались данные ОАО «Ямалзолото» и «Ямальская горная компания». Математико-статистическая обработка химико-аналитических данных заключалась в расчетах для различных выборок проб статистических параметров распределения содержания элементов (средние содержания, медианные значения, принимаемые за фон, стандартные отклонения, коэффициенты вариации и концентрации).

Корреляционно-парагенетический анализ базировался на рассчитанных и построенных матрицах коэффициентов ранговой корреляции. На основании корреляционных взаимоотношений содержания элементов изучались особенности проявления рудогенных процессов. Проводилось выделение ассоциаций элементов-индикаторов, характеризующих формационные типы золотого оруденения.

Обработка и интерпретация геолого-геохимического материала состояла в выявлении и построении моноэлементных и комплексных первичных (эндогенных) геохимических ореолов, изучении их состава и строения, выборе и расчетах оптималь-

ных геохимических показателей и параметров, прогнозно-геохимической оценке комплексных ореолов и их сечений с использованием геохимических данных эталонных промышленных рудных объектов [3]. В качестве геохимических критериев оценки изученных участков, комплексных ореолов и их сечений приняты:

состав элементов-индикаторов золотого оруденения (определение формационного типа оруденения);

интенсивность проявления элементов-индикаторов в ореолах (параметры геохимических показателей, суммарный коэффициент концентрации элементов с золотом ΣK_k и без золота ΣK_{k1});

дифференцированность элементов в аномальных полях и ореолах (градации средних значений коэффициента вариации V_{cp} , %);

уровни среза (надрудный, верхнерудный, фронтальный) различных пространственных типов зонального строения ореолов.

По результатам ПКСА геохимических проб керн скважин и канав на 40 элементов были рассчитаны статистические параметры химических элементов для основных литолого-петрографических и гидротермально измененных разновидностей пород и руд. В выборку не входили пробы участка месторождения Новогоднее Монто.

Для Новогодненской площади в целом по выборке геохимических проб ($n=699$) получен следующий рудно-формационный ряд элементов, расположенных в порядке убывания коэффициентов концентрации (в скобках коэффициенты вариации): $Au_{10}(702)$ $Ag_{3,1}(190)$ $Cu_{2,0}(489)$ $Ba_{2,0}(111)$ $Mo_{1,8}(255)$ $Cr_{1,8}(143)$ $Sr_{1,6}(114)$ $Ni_{1,5}(100)$ $Mn_{1,3}(81)$ $Pb_{1,3}(152)$ $Ge_{1,3}(63)$ $W_{1,3}(64)$. Он свидетельствует о дальнейших перспективах данной площади на наличие золотого оруденения (рудообразующие элементы и их спутники — Au, Ag, Cu, Mo, Pb, W). На это также указывают повышенное значение суммарных коэффициентов концентрации элементов ($\Sigma K_k=29$, $\Sigma K_{k1}=19$) и высокое среднее значение коэффициентов вариации ($V_{cp}=205\%$, $V_{cp1}=160\%$). Средние значения нормированных геохимических показателей вертикальной зональности ($Ag \cdot Pb/Co^2$, $Ag \cdot Pb/Mo^2$, $Ag \cdot Pb/W^2$) говорят об относительно небольшой степени эродированности наложенного золотого оруденения и возможных перспективах более глубоких горизонтов.

Изучена геохимическая специализация литолого-петрографических разновидностей пород и руд. Сопоставление медианных (фоновых) значений содержания элементов говорит о накоплении определенных типоморфных элементов в процессе первичного образования пород и руд.

Типоморфная ассоциация вулканогенно-осадочных пород (туффициты, туфоалевролиты, туфопесчаники) отличается более высоким содержанием Y, Yb, B, Ni, Ti, Mo, Cu, Zn. Повышенное содержание халькофильных элементов связано с вулканогенно-осадочным колчеданным рудообразованием раннего этапа. Черносланцевые разности пород характеризуются высоким содержанием B, V, Mn, Ni, карбонатные породы (известняк и мрамор) — Sr, вулканициты (порфирициты и их туфы) — V, Mn, Ba, Sr, Sc, габбро — Ti, Cr, V, Zn, монцогаббро — Cu, Ag, Pb, Cr, Mn, диориты — Zn. Повышенное содержание в метасоматитах Ti, Y, Zr указывает на их образование по первично вулканогенно-осадочным породам. Типоморфными элементами для скарнов являются Mn, Ge, для магнетитов — Mn, Ni, Co, Cu, Zn, Ge (магнетиты также сопровождаются колчеданной минерализацией).

Геохимическая специализация пород и руд относительно медианного содержания элементов для каждой разновидности следующая: вулканогенно-осадочные — Mo, Ag, Pb; порфирициты — W, Zr; габбро — Ge, Cr, Ag; монцогаббро — Ag, Mn; диориты — Ag, Ba; метасоматиты — Au, Mo, Ag, Cu, B, Ba, Cr, W; скарны — Au, Cu, Mo, Ag, Ge, Sn, Sr; магнетиты — Au, Cu, Co, Ag, Zn, V, Cr, Ti.

Анализ геохимической специализации литолого-петрографических разновидностей пород Новогодненской площади в сопоставлении с таковой для участка месторождения Новогоднее Монто указывает на одинаковые условия образования пород и руд для рудного поля в целом, длительность процесса рудообразования.

Согласно полученным рудно-формационным рядам элементов, расположенных в порядке убывания коэффициентов их концентрации относительно значений общего медианного содержания (фона) для рудного поля, процесс золотого рудообразования интенсивно проявился в метасоматитах, магнетитсодержащих скарнах, магнетитах, в меньшей степени — в остальных разновидностях пород. Об этом свидетельствуют высокие значения суммарного коэффициента концентрации (ΣK_k) и коэффициента вариации элементов (V_{cp}). На наложенный характер процесса промышленного золотообразования указывают привнос ассоциаций рудогенных элементов (Ag, Mo, Cu, Co, Pb, As, W) и вынос первично типоморфных элементов для литолого-петрографических разновидностей пород (Sr, Sc, Zr, Y). Таким образом, к основным элементам-индикаторам золотого оруденения на рудном поле относятся Ag, Mo, Cu, Co, Pb, As, W.

Корреляционно-парагенетический анализ ре-

зультатов ПКСА и спектрозолотометрии пород керн на ($n=694$) поисковых скважин и канав позволил получить на Новогодненской площади следующий ряд элементов, расположенных по убыванию значений коэффициентов ранговой корреляции с золотом, — $Au - Ag_{0,34} W_{0,34} Cu_{0,14} Mo_{0,07} \dots Sr_{0,21}$, а также выделить рудно-геохимические ассоциации, связанные с золотом:

скарноидов с магнетитом с золото-сульфидным оруденением — $Cu, Ag, Co, Ni, Zn, (V, Cr, Ti, Mn, Ge)$;

среднетемпературных метасоматитов среди березитоподобных пород с прожилково-вкрапленным золото-сульфидно-кварцевым оруденением — $Mo, Ag, Pb, As, (B, Ba)$;

высокотемпературных метасоматитов (грейзенов?) с золото-редкометальным оруденением — $W, Sn, Ag, (Ti, Y, Zr)$.

Анализ пространственного распространения выделенных геохимических ассоциаций показал принадлежность первой из них к зонам скарнирования вблизи контактов массивов габбро конгорского комплекса, второй и третьей — к участкам вблизи массивов гранитоидов, кварцевых диоритов собского комплекса (возможно и проявление нового комплекса кислого магматизма). Вторая ассоциация рудообразующих элементов распространена на некотором удалении от третьей, что отражает зональное размещение золотого оруденения в рудном поле.

По выборкам пород для наиболее изученных участков Новогодненской площади были рассчитаны статистические параметры, включающие средние содержания элементов, коэффициенты концентрации, стандартные отклонения, коэффициенты вариации. Для определения рудно-формационного типа оруденения построены ряды элементов в порядке убывания их коэффициентов концентрации. Номера участков даны в соответствии с прогнозной картой Тоупугол-Ханмейшорской золотоносной площади (В.А.Лючкин, 2004).

Для прогнозно-геохимической оценки участков рассчитаны средние значения геохимических показателей ($Co \cdot Cu \cdot Ag, Pb \cdot Mo \cdot Ag, \Sigma Kk, \Sigma Kk_1$) и коэффициентов вариации (V_{cp}, V_{cp1}). Оценка проводилась по составу ассоциаций (левая часть ранжированного ряда должна быть образована рудообразующими элементами и их спутниками), комплексности состава (более 4–5 элементов), интенсивности геохимических показателей (чем выше, тем перспективней), степени дифференцированности (неоднородности) распределения химических элементов.

По данным геохимических выборок наиболее

перспективны участки 2, 5, 7, 9. Рудовмещающие породы характеризуются комплексностью состава элементов-индикаторов, повышенными и высокими значениями геохимических показателей интенсивности и дифференцированности распределения химических элементов. Ниже приводится прогнозно-геохимическая оценка изученных участков и сечений комплексных ореолов. В ее основе — выявление комплексных геохимических ореолов, определение их рудно-формационной принадлежности, оценка интенсивности проявления и уровня зонального среза.

По геохимическим показателям и уровню зонального среза оруденения выделены формационные типы руд: золото-сульфидно-магнетитовый — $Co \cdot Cu \cdot Ag, Pb \cdot Ag/Co^2$; золото-сульфидно-кварцевый — $Mo \cdot Pb \cdot Ag, Pb \cdot Ag/Mo^2$; золото-редкометальный — $W \cdot Sn \cdot Ag, Pb \cdot Ag/W^2$. На Новогодненской площади они проявлены следующим образом: золото-сульфидный скарново-магнетитовый — основная залежь месторождения Новогоднее Монто, золото-сульфидно-кварцевый — западный фланг месторождения, золото-редкометальный — Петропавловское месторождение.

Участок 2НП (Аномальный) находится в северо-западной части площади. Здесь пройдены четыре скважины — НП-1, 3, 4, 23. Геохимическая информация получена не по всем из них. Сложен вулканогенными (порфириды), вулканогенно-осадочными (туфоалевролиты, алевролиты) и осадочными (известняки, мрамора) породами. Установлены метасоматиты, скарны, магнетиты. Метасоматиты представлены кварц-карбонат-хлоритовыми, карбонат-хлоритовыми сланцами. Скарны имеют эпидот-гранатовый состав. В мраморах отмечаются прожилки хлоритолитов. Среди мраморов и в их приконтактных частях с пироксен-плаггиоклазовыми и плаггиоклазовыми порфиритами отмечены маломощные пропластки магнетитов с содержанием золота в некоторых из них 1,88–3,44 г/т.

В составе рудно-формационного ряда для четырех рудообразующих элементов (Mo, Cu, Ag, Ba) характерны повышенные значения коэффициентов концентрации и высокие значения коэффициентов вариации. Судя по составу рудно-формационного ряда, можно ожидать проявление золотого оруденения на данном участке в составе двух ассоциаций: Au, Mo, Pb, Ag — гидротермально-метасоматической и Au, Cu, Mo, Ag, Mn — золото-сульфидной скарново-магнетитовой.

В пределах участка по скважинам НП-1, 4, 6, 7, 23 выделены перспективные сечения комплексных первичных ореолов. Наиболее благоприятны для

обнаружения промышленного оруденения аномальные сечения скважин НП-4 и 23. Содержания золота гидротермально-метасоматической ассоциации увеличиваются к северу в сторону Ханмейшорского рудопоявления от 0,02–0,05 до 0,3 г/т. В этом же направлении повышаются значения параметров геохимических показателей. Поэтому вероятно выявление золото-сульфидно-кварцевого оруденения к северу от скв. НП-23. Перспективы промышленного оруденения золото-сульфидно-скарново-магнетитового типа низкие. Максимальное содержание золота в геохимических пробах аномальных сечений скважин НП-1, 6, 7 составляет 0,025–0,15 г/т.

Изученная часть участка 5НП (Западный) является северным продолжением Западной зоны. Сложена вулканогенными и вулканогенно-осадочными породами тоупугольской свиты. В пределах участка пробурены пять скважин — 110/1, 110/2, НП-14, 15, 16. В целом для него по рудно-формационному ряду устанавливается проявление прожилково-вкрапленного гидротермально-метасоматического оруденения золото-сульфидно-кварцевого типа с ассоциацией Au, Ag, Mo, Pb, As (Ba, В). Отмечается высокая дифференцированность распределения химических элементов. Из выявленных аномальных сечений комплексных ореолов наиболее перспективны сечения скважин НП-14, НП-15, 110/2. Они отличаются высокими значениями геохимических показателей интенсивности оруденения для верхнерудных и надрудных уровней среза. Рекомендуется пройти профиль поисковых скважин к западу и востоку от скв. 110/2 на возможное обнаружение оруденения, аналогично рудопоявлению Западное.

Участок 7НП (Караченцева) находится к югу от месторождения. Здесь пройдены скважины 80/1, 80/2 и НП-20, 22. Значения геохимических показателей низкие, суммарный коэффициент концентрации повышен, показатель дифференцированности высокий. Перспективен на обнаружение золото-сульфидно-магнетитового оруденения. Наиболее интересны отдельные сечения скважин 80/1, 80/2, НП-20 с высокими значениями суммарного коэффициента концентрации ΣK_k и содержанием Au 0, n–n г/т. Рекомендуется заложить буровой профиль широтного направления из трех поисковых скважин южнее профиля скважин 80/1, 80/2.

Участок 9НП (Придорожный) расположен к югу от участка 7НП. Две пробуренные скважины вскрыли минерализованные пиритизированные зоны. По общей для участка выборке получен рудно-формационный ряд $Ag_{2,4}(135) W_{2,1}(110) Mn_{2,1}(45)$

$Pb_{1,6}(145) Ti_{1,6}(62)$, который свидетельствует о возможности обнаружения золото-редкометального типа оруденения, аналогичного рудопоявлению Западное. Из выделенных сечений среди комплексных первичных ореолов наиболее перспективна аномалия по скв. 90/4 с высокими значениями геохимических показателей и надрудным уровнем вертикального среза. Перспективы участка, по всей вероятности, связаны с его южной частью, где рекомендуется пройти профиль поисковых скважин широтного направления.

Продланное исследование позволяет сделать следующие выводы.

Новогодненская перспективная площадь, соответствующая рудному узлу, без учета выборки проб участка месторождения Новогоднее Монто характеризуется рудно-формационным рядом элементов, расположенных в порядке убывания коэффициентов концентрации (в скобках коэффициенты вариации), $Au_{10}(702) Ag_{3,1}(190) Cu_{2,0}(489) Ba_{2,0}(111) Mo_{1,8}(255) Cr_{1,8}(143) Sr_{1,6}(114) Ni_{1,5}(100) Mn_{1,3}(81) Pb_{1,3}(152) Ge_{1,3}(63) W_{1,3}(64)$, состав которого определяется элементами рудогенеза и гидротермально измененных пород. Высокие значения суммарного коэффициента концентрации элементов аномального геохимического поля ($\Sigma K_k=29$) и коэффициентов вариации свидетельствуют о перспективах золотоносности данной площади. В выборках измененных пород и руд выявлены соответствующие рудно-формационные ряды: метасоматиты — $Au_{11,3}(202) Ag_{4,7}(203) Mo_{2,6}(227) Cu_{2,3}(215) Ba_{2,0}(144) Cr_{1,9}(157) W_{1,8}(75) Sn_{1,6}(52) V_{1,6}(360)$; магнетитсодержащие скарны — $Au_{15,8}(113) Cu_{7,4}(210) Ag_{6,2}(194) Mo_{4,3}(268) Mn_{4,2}(45) Ge_{1,8}(86) Sn_{1,6}(60)$; магнетиты — $Au_{263}(209) Cu_{6,1}(113) Ag_{5,0}(82) Mn_{4,5}(150) Zn_{1,9}(94) Co_{1,9}(31)$. Близкие рудно-формационные ряды получены для участков месторождений Новогоднее Монто и Петропавловское, для которых установлены более высокие значения коэффициентов концентрации и вариации. Таким образом, основными элементами-индикаторами золотого оруденения на рудном поле являются Ag, Mo, Cu, Co, Pb, As, W.

Выделены рудно-геохимические ассоциации элементов, связанные с золотом: для магнетитсодержащих скарнов с золото-сульфидным оруденением — Cu, Ag, Co, Ni, Zn, (Ge, V, Cr, Ti, Mn); для среднетемпературных метасоматитов с прожилково-вкрапленным золото-сульфидно-кварцевым оруденением — Mo, Ag, Pb, As, (В, Ba); для высокотемпературных метасоматитов (грейзены?) с золото-редкометальным оруденением — W, Ag, Sn, (Ti, Y,

Zr). Установлена принадлежность первой ассоциации к зонам скарнирования вблизи контактов массивов габбро конгорского комплекса, второй и третьей — к зонам вблизи массивов гранитоидов, кварцевых диоритов собского (?) комплекса (возможно проявление нового более молодого комплекса магматических пород кислого состава). Область развития второй ассоциации рудообразующих элементов расположена на некотором удалении от третьей, что указывает на зональное размещение золотого оруденения в рудном поле.

Выделенные геохимические ассоциации на Новогодненской площади соответствуют промышленным рудам: первая — рудоносным зонам (Разведочная, Центральная, Восточная) западного фланга месторождения Новогоднее Монто; вторая — краевой фации золотосодержащей сульфидно-магнетитовой залежи месторождения; третья аналогична перспективному рудопроявлению зоны Западная, выявленному в ходе поисковых работ ОАО «Ямалзолото» в 2004 г. Возможно выделение ассоциации, соответствующей рудам золото-порфирирового типа, которые описаны ранее (Ханмейшорское рудопроявление). Однако нами этот тип пока не изучен.

Наличие разнообразных геохимических ассоциаций указывает на сложный характер проявления рудно-магматической системы, полигенность и полихронность золотого и сопутствующего оруденения (Cu, Co, Fe, W?), что подтверждается полиформационностью метасоматитов [4].

Прогнозно-геохимическая оценка участков, комплексных геохимических ореолов и их сечений проведена по составу геохимических ассоциаций, средним значениям геохимических показателей интенсивности ($Co-Cu-Ag$, $Pb-Mo-Ag$, ΣK_k , ΣK_{k1}) и коэффициентов вариации ($V_{ср}$), степени дифференцированности (неоднородности) распределения химических элементов, показателям вертикальной и латеральной геохимической зональности.

По геохимическим данным общих выборок из изученных девяти участков наиболее перспективны четыре — Аномальный, Западный, Караченцева, Придорожный. Рудовмещающие породы в их пределах характеризуются комплексностью состава элементов, преобладанием в рудно-формационных рядах рудообразующих элементов и их индикаторов, повышенными и высокими значениями геохимических показателей интенсивности и дифференцированности (неоднородности) распределения химических элементов.

В пределах изученных участков выявлены, охарактеризованы и оценены 38 сечений комплексных

первичных (эндогенных) ореолов, даны конкретные рекомендации по дальнейшему проведению детальных поисковых геологоразведочных работ.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Беус А.А., Григорян С.В.* Геохимические методы поисков и разведки месторождений твердых полезных ископаемых. — М.: Недра, 1975.
2. *Геолого-геохимическая* модель золоторудного железоскарнового месторождения Новогоднее Монто на Полярном Урале / А.П.Трофимов, В.А.Лючкин, А.П.Пивоваров и др. // Скарны, их генезис и рудоносность (Fe, Cu, Au, W, Sn, ...). Мат-лы научной конференции (XI чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург, 2005. С. 102–107.
3. *Геолого-геохимические* особенности золоторудного железоскарнового месторождения Новогоднее Монто на Полярном Урале / А.П.Трофимов, Б.В.Фунтиков, В.А.Лючкин и др. // Геология и металлогения ультрамафит-мафитовых и гранитоидных интрузивных ассоциаций складчатых областей. Мат-лы научной конференции (X чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург, 2004. С. 449–452.
4. *Григорьев В.В., Мартыанова Е.В.* Полиформационность метасоматитов месторождения Новогоднее Монто и их отношение к золотому оруденению // Эволюция внутриконтинентальных подвижных поясов: тектоника, магматизм, метаморфизм, седиментогенез, полезные ископаемые. Мат-лы научной конференции (IX чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург, 2003. С. 164–166.
5. *Григорян С.В.* Первичные геохимические ореолы при поисках и разведке рудных месторождений. — М.: Недра, 1987.
6. *Золотоносность* рудного поля медно-железоскарнового месторождения Новогоднее-Монто на Полярном Урале / А.А.Черемисин и др. // Геология и минеральные ресурсы европейской территории России и Урала. Мат-лы региональной конференции. Екатеринбург, 2000. С. 188–190.
7. *Инструкция* по геохимическим методам поисков рудных месторождений / Министерство геологии СССР. — М.: Недра, 1983.
8. *Карелина Е.В., Дьяконов В.В., Георгиевский А.Ф.* Геолого-геохимические особенности золоторудного месторождения Новогоднее Монто // Изв. вузов. Геология и разведка. 2001. № 4. С. 68–72.
9. *Кузнецов В.И., Прямоносков А.П., Григорьев В.В.* Золоторудное месторождение Новогоднее-Монто (Полярный Урал). История изучения // Уральский геологический журнал. 2002. № 6 (30). С. 125–130.
10. *Силаев В.И., Хазов А.Ф., Сокерин М.Ю.* Золоторудное месторождение Новогоднее Монто на Полярном Урале // Петрология и минералогия севера Урала и Тимана. Сыктывкар, 2003. С. 159–172.
11. *Справочник* по математическим методам в геологии / Д.А.Родионов и др. — М.: Недра, 1987.
12. *Технология* прогнозной оценки металлогенических зон, рудных районов и узлов при МГХК-1000 и МГХК-200. Методические рекомендации / Л.А.Кринович, Ю.Н.Николаев, А.В.Бурьянов и др. — М.: ИМГРЭ, 2002.
13. *Черняев Е.В., Черняева Е.И., Седельников А.Ю.* Геология золото-скарнового месторождения Новогоднее-Монто (Полярный Урал) // Скарны, их генезис и рудоносность (Fe, Cu, Au, W, Sn, ...). Мат-лы научной конференции (XI чтения А.Н.Заварицкого). Екатеринбург, 2005. С. 131–137.
14. *Язева Р.Г., Бочкарев В.В.* Войкарский вулcano-плутонический пояс (Полярный Урал). — Свердловск, 1984.

УДК 553.41.001.57 (571.6)

© Коллектив авторов, 2006

КОСМОСТРУКТУРНЫЕ ПРОГНОЗНЫЕ МОДЕЛИ РЕГИОНАЛЬНОГО УРОВНЯ ГЕНЕРАЛИЗАЦИИ КРУПНЫХ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ВЕРХОЯНСКОЙ И ЯНО-КОЛЫМСКОЙ СКЛАДЧАТЫХ СИСТЕМ

Г.В.Гальперов, Е.А.Журавлев (НИИКАМ Роснедра МПР России), М.М.Константинов, В.В.Аристов (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Общие принципы моделирования при прогнозно-минерагенических исследованиях с созданием прогнозно-поисковых моделей разработаны в 80–90 годы [3]. При этом под последними понимается совокупность критериев и признаков прогноза и поисков минерагенических объектов определенного ранга. Новым этапом развития прогнозно-металлогенических исследований является применение моделей, основанных на использовании космической информации, — космоструктурных прогнозных моделей (КПМ). Технология предусматривает поэтапное дешифрирование материалов дистанционного зондирования с последовательным использованием всего комплекса данных, применяемых в современных металлогенических исследованиях. Спецификой разработанной технологии является акцент на изучении структурного контроля оруденения по космическим изображениям земной поверхности для анализа закономерностей размещения известных рудных объектов и создания или совершенствования комплексной прогнозно-поисковой модели объекта.

Как показали работы НИИКАМ по моделированию рудных объектов разной иерархии (рудные узлы, районы, области) и различных металлов рудных формаций, между КПМ этих объектов наблюдается много общего [1]. Особенно близки КПМ крупнейших рудных объектов, что, вероятно, объясняется общностью структурно-тектонических факторов их формирования. Эти обстоятельства позволяют как типизировать само моделирование, так и осуществлять на основе КПМ прогнозирование.

К основным компонентам типовых КПМ крупных рудных объектов на континентальном и региональном уровнях генерализации относятся [1]:

крупная зона разломов, часто рифтогенная;
поперечная к первой и секущая ее зона (или зоны) разломов (по отношению к рифту — трансформная);

кольцевая структура, приуроченная к узлу пересечения указанных зон. Структуры в поперечнике обычно составляют 50–150 км, реже больше или меньше. Строение таких структур обычно сложное, а оруденение тяготеет к их внешним поясам. Особенно благоприятны для оруденения сложные кольцевые структуры типа «подшипника»;

мелкие кольцевые структуры (первые десятки километров в поперечнике), расположенные во внешних поясах крупных;

локальные зоны или системы разломов, приуроченные в целом к области пересечения рифта и секущих зон разломов и практически не имеющие продолжения за их границы.

Мелкие кольцевые структуры или локальные разломы в модели могут отсутствовать. Первые описанные три структуры — рудоконтролирующие, а последние относительно мелкие группы структур — рудовмещающие.

Исходя из изложенного, можно видеть, что типовые региональные КПМ м-бов 1:500 000–1:1 000 000 — четырех-, пятикомпонентные. В целом геологическому дешифровщику при формировании определенной КПМ необходимо выделить из массы отдешифрованных разломов, дуговых и кольцевых структур те, которые контролируют рудоносность. Такой анализ линеаментного поля и кольцевых структур представляет основную интерпретационную сложность. Более успешно он проводится с привлечением данных других методов [3].

Золоторудные месторождения Нежданинское, Дегдеканское, Наталка и Школьное, как и их КПМ, объединены общей структурой континентального уровня генерализации — Среднеуральско-Шелиховским линеаментом, протягивающимся на 5400 км от Урала до Шелиховского залива Охотского моря [2]. Линеамент проходит между 60 и 64° с.ш., а в пределах рассматриваемой пло-

щади имеет северо-западное простирание при ширине 35–50 км. Как и другие крупные рудные и нерудные месторождения, контролируемые данным линеаментом, изучаемые месторождения золота приурочены к узлам пересечения линеамента с крупными зонами разломов.

Нежданнинское месторождение размещается в пределах Верхояно-Колымской складчатой зоны в 410 км к западу от Дегдеканского месторождения и локализовано в кольцевой структуре, находящейся в узле пересечения трех зон разломов. Среднеуральско-Шелиховский линеамент имеет здесь за-



Рис. 1. Космоструктурная прогнозная модель регионального уровня генерализации Нежданнинского золоторудного месторождения:

структуры: 1 — линейные, 2 — кольцевые и дуговые; модельные структуры: 3 — линейные, 4 — кольцевые и дуговые; 5 — Нежданнинское месторождение

падно-северо-западное простираение при ширине 22–40 км. Северо-восточная зона шириной 25–50 км имеет длину около 150 км, западная ее граница срезана субмеридиональными структурами Сетте-Дабанского рифта, а восточная — субмеридиональной зоной разломов. Северо-северо-восточная зона — наиболее протяженная, >200 км при ширине 20–25 км (рис. 1). Кольцевая структура, непосредственно вмещающая месторождение, имеет в поперечнике около 50 км и неполно замк-

нута — открыта к северо-востоку. Месторождение находится во внешнем поясе структуры внутри мелкой (5 км) также неполнозамкнутой кольцевой структуры.

Дегдеканское месторождение размещается в северной части Среднеуральско-Шелиховского линеймента в узле его пересечения с двумя зонами разломов. Северо-восточная зона, более крупная, является транзитной (выходит в обе стороны за пределы рассматриваемой территории при длине

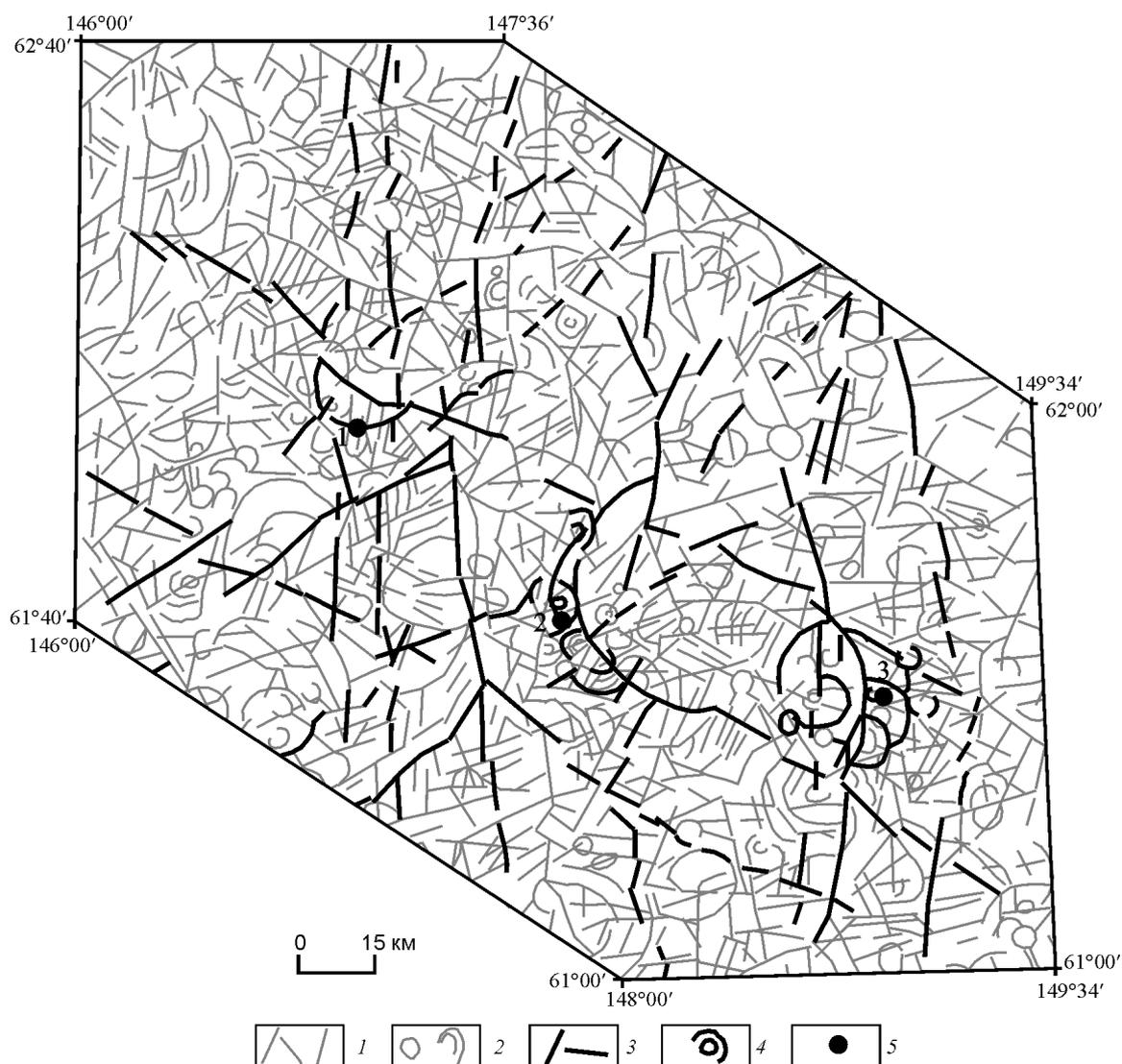


Рис. 2. Космоструктурные прогнозные модели регионального уровня генерализации некоторых золоторудных месторождений:

1 — Дегдеканское, 2 — Наталкинское, 3 — Школьное; остальные усл. обозн. см. рис. 1

более 150 км) и имеет ширину 12–20 км. Вторая секущая зона разломов — меридиональная. Ее длина 150 км, ширина 8–15 км. В узле пересечения всех трех зон разломов находится дуговая (полукольцевая) структура размером 20 км, опирающаяся концами дуги на северную границу Среднеуральско-Шелиховского линеамента. К дуге примыкает небольшая (~6 км) кольцевая (круговая) структура. В месте пересечения этих структур расположено Дегдеканское месторождение (рис. 2).

Месторождение Наталкинское характеризуется сходными структурными признаками с Нежданкинским и Дегдеканским (см. рис. 2). Однако субмеридиональная зона разломов здесь более мощная — ширина ее от 20 до 40 км. Узел пересечения трех линейных структур контролирует дуговую структуру размером около 50 км. Эта структура устроена сложнее Дегдеканской и имеет четко выраженный внешний пояс. В его пределах находится Наталкинское золоторудное месторождение, локализованное на пересечении «большой дуги» с небольшой (~7 км) круговой структурой внутри ее. В целом такое явление характерно для крупных рудных объектов.

Месторождение Школьное занимает несколько иную структурную позицию (см. рис. 2). Оно связано с узлом пересечения двух крупнейших линеаментов — Среднеуральско-Шелиховского и субмеридионального Яно-Колымского. Длина последнего составляет ~1400 км, ширина 6–30 км. Северо-восточная зона разломов отсутствует, разломы этого направления редки. В узле пересечения названных линеаментов находится кольцевая (овальная) структура, длинная ось которой около 30 км. Во внешнем поясе данной структуры месторождение Школьное приурочено к малой (3 км) неполнозамкнутой круговой структуре.

Повышенная концентрация в узлах пересечения зон разломов мелких кольцевых структур раз-

мером 5–10 км, редко более — общий признак для всех четырех космоструктурных прогнозных моделей.

В целом космоструктурные прогнозные модели Нежданинского, Дегдеканского, Наталкинского, а также Школьного золоторудных месторождений близки между собой и типовой КПМ, характерной для крупнейших рудных объектов независимо от их рудно-формационной принадлежности. Возможно реальное прогнозирование подобных рудных объектов в Верхояно-Колымской складчатой области.

Подводя итог, можно отметить следующее. Космоструктурные прогнозные модели регионального уровня генерализации золоторудных месторождений имеют наиболее четкие структурные компоненты, позволяющие прогнозировать крупные рудные объекты в ранге рудных районов и узлов. Для обнаружения рудных полей и месторождений необходимо использовать материалы дистанционного зондирования локального и детального уровней генерализации. Материалы континентального уровня генерализации позволяют выявлять рудные области и закономерности их структурного контроля (например, Верхояно-Колымский суперлинеament для золоторудных объектов). Узлы пересечения суперлинеаментов, в пределах которых не известны крупные рудные объекты, представляют особый интерес для прогнозирования [2].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Аэрокосмические методы геологических исследований* / Гл. ред. А.В.Перцов. — СПб., 2000.
2. *Космический образ России: уникальная минерагения крупнейших линеаментов* / А.В.Перцов, Г.В.Гальперов, В.С.Антипов и др. // Отечественная геология. 2000. № 6. С. 29–32.
3. *Кривцов А.И.* Методологические основы локального прогноза рудных месторождений // Советская геология. 1987. № 9. С. 12–19.

ЗОЛОТОНОСНОСТЬ ХОНЬЧЕНСКОГО ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО ПОЛЯ, ВОСТОЧНЫЙ САЯН

В.Н.Крутилин (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Хоньченское потенциальное золоторудное поле располагается на территории Восточного Саяна и занимает правобережье верховьев р. Хоньчен и бассейны ее правых притоков — ручьев Богхан-Жалги и Хохюр-Жалги [3]. Золоторудная минерализация в этом районе была выявлена Окинской геологоразведочной экспедицией (В.П.Рогачев и др.) при проведении геологоразведочных работ м-ба 1:50 000 (1975–1991 гг.). В дальнейшем работы на территории рудного поля проводились ООО «ВВС» (В.В.Сивяков, А.П.Осокин, А.И.Моторный, Ю.И.Куликов) и ЦНИГРИ (В.Д.Конкин, А.А.Черемисин). Рудное поле находится в восточной части Окинского рудного района, занимающего северный фланг Окино-Сархойской металлогенической зоны, которая выделяется по преимущественному развитию рудовмещающих и потенциально рудовмещающих терригенно-карбонатных и углеродистых терригенно-карбонатных флишоидных и вулканогенно-терригенных формаций, интродуцированных гранитоидными массивами кембрий-ордовикского и девонского этапов активизации.

Металлогеническая специализация Окино-Сархойской металлогенической зоны на золото определяется преимущественным развитием золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой (жилы, жильные и минерализованные зоны) рудных формаций в связи с комплексами малых интрузий и даек пестрого состава гранитоидного ряда в граувакко-вулканогенно-терригенно-флишоидных и вулканогенно-осадочных формациях.

Окинский рудный район по площади соответствует Окинскому синклинию [3], сложенному карбонатно-терригенными отложениями окинской серии (рис. 1). В состав стратифицированных формаций синклиния входят разнотипные и разновозрастные породные комплексы: от терригенных, слабометаморфизованных в условиях фации зеленых сланцев с прослоями черных углистых алевролитов, насыщенных силлами диабазов и габбро-диабазов, до пестроцветных с толщами конгломератов, гравелитов, песчаников с прослоями кислых эффузивов и туфов.

Металлогения рудного района определяется рудопоявлениями коренного золота, пространственно и генетически связанными с гранитоидами палеозойских интрузивных комплексов, редкоземельно-редкометалльными проявлениями в дайках щелочных гранит-порфиров и сиенит-порфиров хоньченского среднекаменноугольного комплекса, проявлениями платины, палладия и золота в силлах габбро-амфиболитов [1, 2]. В аллювии рек Хоньчен, Диб и правых притоков р. Тисса известны золотоносные россыпи. Наиболее значительные рудопоявления коренного золота связаны с протяженными зонами рассланцевания, окварцевания, серицитизации и сульфидизации (пирит, пирротин) в вулканогенно-осадочных и осадочных толщах. В пределах этих зон широко развиты дайки риолитов. Золотая минерализация представлена золото-сульфидно-кварцевым типом (Верхнехоньченское рудопоявление) и рудопоявлениями золото-кварцевой малосульфидной формации. Однако основной профиль золотоносности характеризуется минерализацией золото-кварцевой и золото-сульфидно-кварцевой формаций (жилы, жильные и минерализованные зоны) в связи комплексами малых интрузий и даек пестрого состава гранитоидного ряда в граувакко-вулканогенно-терригенно-флишоидных толщах.

В структурном плане Хоньченское потенциальное золоторудное поле приурочено к обрамлению гранит-гранодиоритовых массивов, включает Верхнехоньченскую группу проявлений золота и имеет размер 40×10 км (рис. 2).

Стратифицированные отложения на территории рудного поля представлены метаморфизованными в зеленосланцевой фации породами дабанжалгинской свиты и окинской серии (рис. 3; см. рис. 2).

На площади выделены четыре толщи:

карбонатно-кремнистая, состоящая из пачек слоистых темно-серых битуминозных известняков и темно-серых (серых) кремнистых пород (фтанитов);

граувакко-песчано-(карбонатно)-алевроглинистая (флишоидная) с горизонтами и линзами пирро-

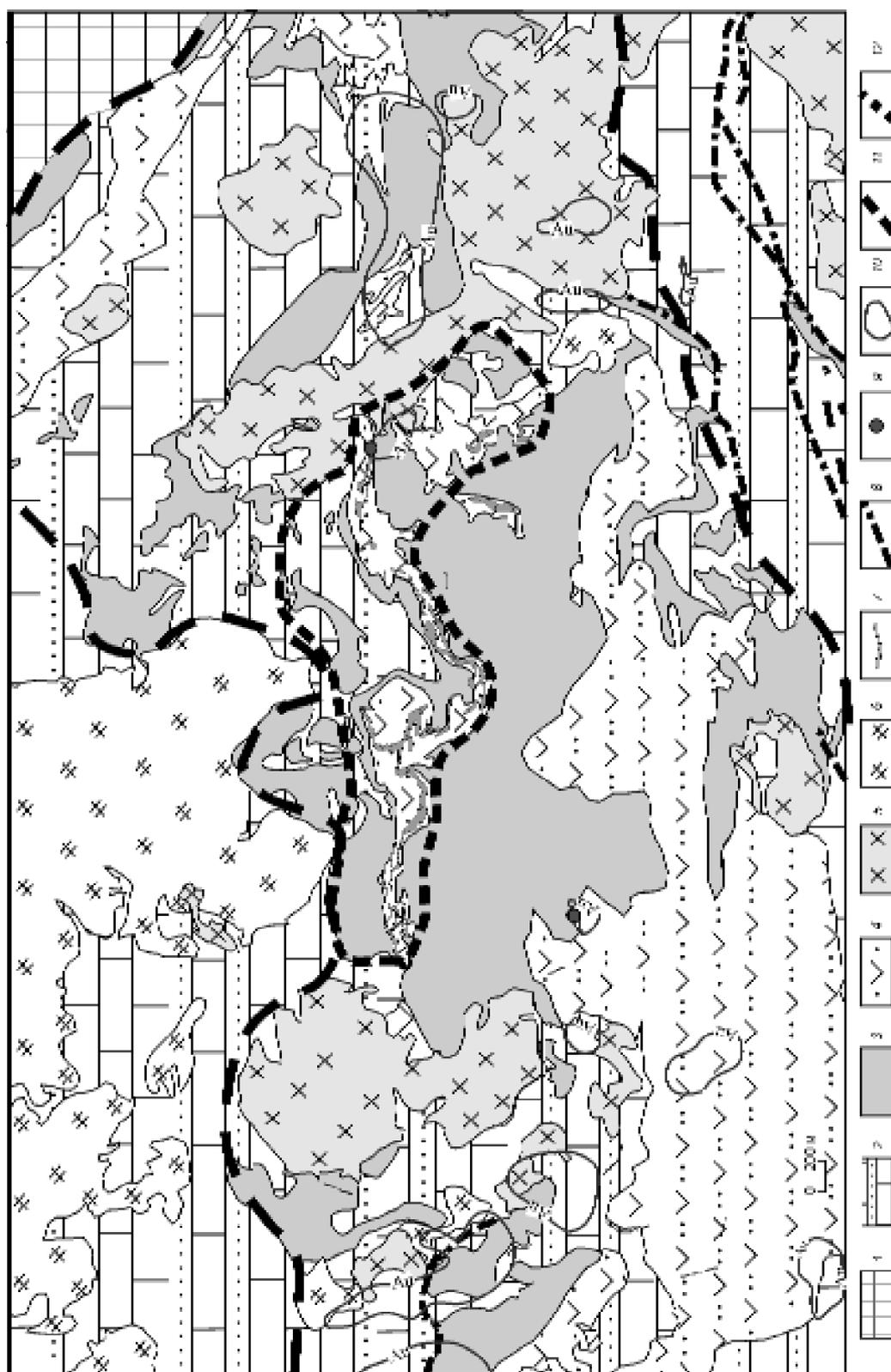


Рис. 1. Схема размещения стратифицированных и интрузивных формаций Охинского прогиба, по материалам ЦНИИГРИ:

1 — архей-нижнепротерозойские метаморфические, 2 — карбонатные и карбонатно-терригенные, 3 — терригенные, 4 — терригенно-вулканогенные, вулканогенно-терригенные и вулканогенно-карбонатно-терригенные, 5 — гранит-гранодиоритовые, 6 — гранит-гранодиоритовые, 7 — маркирующие слои вулканогенных пород; 8 — осевые разломы; 9 — проявления золота; 10 — ореолы золота; 11 — граница Охинского прогиба; 12 — Хоньченское потенциальное золоторудное поле

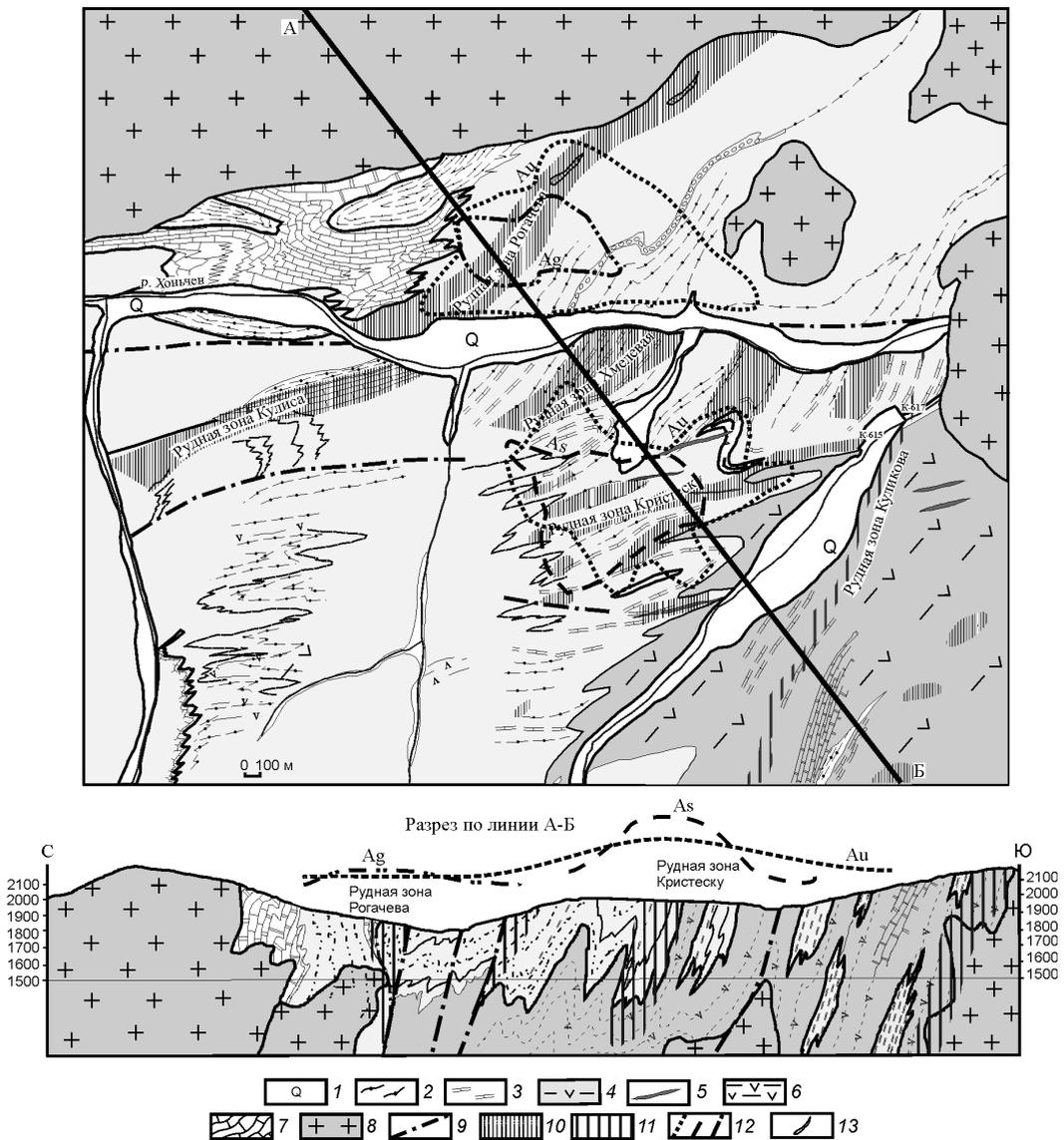


Рис. 2. Схема строения и аномальные геохимические поля Хоньченского потенциального золоторудного поля, по материалам ЦНИГРИ и ООО «ВВС»:

1 — современные аллювиальные и склоновые отложения; 2 — филлитовые сланцы нижнеокинской толщи; 3 — хлоритовые и хлорит-карбонатные сланцы нижнеокинской толщи; 4 — полимиктовые песчаники среднеокинской толщи; 5 — андезитодациты, дациты; 6 — метабазальты; 7 — известняки дабанжалгинской свиты; 8 — граниты двуполовошпатовые; 9 — разрывные нарушения; 10 — листовиты фуксит-кварц-карбонатные; 11 — березиты; 12 — вторичные аномалии (золото, мышьяк, серебро); 13 — тела пирротиновых руд

тиновых руд (мощностью до 10 м), туфопесчаников, грубозернистых гравелитов и серых известняков, а также единичными прослоями углеродсодержащих алевроглинисто-кремнистых сланцев;

флишоидная песчано-карбонатно-алевроглинистая с прослоями карбонатизированных кварцито-песчаников, углеродистых метапелитов, карбонатных туфопесчаников, а также единичными горизонтами пирритизированных слюдястых кварцитов;

вулканогенно-осадочная (туфогенная), представленная рассланцованными тонкозернистыми туфами и туффитами андезит-дацитового и андезит-базальтового составов с единичными линзами и горизонтами кремнисто-карбонатных, карбонатных и вулканогенно-терригенных пород.

Наиболее сложное строение имеет грауваккопесчано-алевроглинистая флишоидная толща, к которой приурочены основные продуктивные на

Серия	Свита	Подсвита	Индекс	Колонка	Мощность, м	Характеристика пород
			Q ₄		10	Современные четвертичные гравийно-песчано-галечные отложения
Окинская	Хурайкалгинская	Средняя	ok ₂		300-1000	Средне-палеозойские интрузивные образования. Граниты порфирировидные, пегматоидные, мелко-среднезернистые, гранодиориты, дайки риолитов Вулканогенно-терригенная толща. Метабазальты (метаандезитобазальты?), хлоритовые апобазальтовые сланцы с прослоями туфов и туффитов основного состава с прослоями сланцев хлорит-карбонатных тонкополосчатых (с слойками и линзами карбонатного состава)
	Хурайкалгинская	Нижняя	ok ₁ ²		1000	Дациты, риолитодациты (сланцисто-кварц-полевошпатовые породы), кристаллические сланцы хлорит-карбонатные тонкополосчатые (с слойками и линзами карбонатного состава), сланцы кварцитовидные (сланцисто-кремнистые, биотит-кварцевые, серицит-биотит-кварцевые), карбонатные брекчии, песчаники, туфопесчаники, метавулканы среднего состава (метаандезиты), карбонатсодержащие песчаники, алевролиты, известковистые алевролиты, аргиллиты, углеродсодержащие алевролиты. В основании маркирующий горизонт — гравелиты крупнозернистые.
	Дабанжалгинская		dbn		700	Известняки метакристаллические, битуминозные, мраморы, кремни, кремнистые сланцы, гравелиты, крупнозернистые кварцсодержащие песчаники

Проявления золотой минерализации

Рис. 3. Стратиграфическая колонка Хоньченского потенциального золоторудного поля, по материалам ЦНИГРИ

золото минерализованные зоны. Все породы интенсивно рассланцованы, а в приконтактных и надапикальных частях гранитоидных тел ороговичены.

Интрузивные образования, прорывающие стратифицированные толщи, на площади рудного поля представлены массивами гранит-гранодиоритов и дайками кислого состава. Гранитоидные интрузивные массивы имеют зональное строение и сложены в центральных частях порфировидными роговообманково-биотитовыми гранодиоритами или среднезернистыми лейкократовыми гранитами. Внешние части интрузий и мелкие штоки гранитоидов слагают слабопорфировидные мелкозернистые разности. Контактные зоны интрузивов сопровождаются ореолами роговиков. В южной части территории граниты и вмещающие песчаники березитизированы, сульфидизированы и рассечены карбонат-кварцевыми прожилками с видимой сульфидной минерализацией.

Дайковый комплекс представлен фельзитовидными гранит-порфирами, для которых характерно развитие пропилитов и сульфидизации в виде тонкой и равномерной вкрапленности пирита, реже арсенопирита игольчатой формы. Наиболее интенсивная сульфидизация (арсенопирит) развита на участках с установленной золоторудной минерализацией. Дайки наиболее интенсивно проявлены в центральной части территории.

Основной структурой рудного поля, в которой локализованы золоторудные зоны, является синклинали складка, в ядерной части сложенная терригенно-осадочными породами, а на крыльях — известняками и вулканитами основного состава (см. рис. 2). Эта структура осложнена нарушениями субширотного-северо-западного и северо-восточного направлений, которые выражены зонами катаклаза, милонитизации и рассланцевания мощностью 10–40 м. Основная роль принадлежит разрывам субширотного-северо-западного направления, сформировавшим Хоньченскую зону разлома, протягивающуюся по долине р. Хоньчен. В терригенно-осадочной флишеидной толще, слагающей ядро складки, развита узкая линейная складчатость.

В результате ранее проведенных ГГС-50 (В.П.Рогачев, 1980 г.) и поисковых работ м-ба 10 000–1:25 000 (В.П.Рогачев, 1984 г.) на юго-восточном фланге рудного поля выявлены четыре зоны вкрапленной сульфидной минерализации, вмещающие карбонат-кварцевые, кварцевые жилы (Кулиса, Рогачева, Хмелевая, Кристеску), объединенные в Верхнехоньченское рудопроявление золота. Простирание рудных зон северо-восточное. Они приуро-

чены к юго-западному контакту Верхнехоньченского массива палеозойских гранитоидов, прорывающих Верхнехоньченскую синклинали, и контролируются участками пересечения разнонаправленных тектонических нарушений, по которым проявлены линейные и линзовидные сульфидизированные метасоматиты (серицитизация, окварцевание, карбонатизация, сульфидизация) березит-лиственитового типа. По метасоматитам развиваются системы кварцевых и карбонат-кварцевых жил и прожилков, приуроченных к участкам локальных малоамплитудных флексурных изгибов. Наиболее интенсивно жильные системы развиты в лежащем боку Хоньченской зоны разлома. Для рудной зоны Хмелевая, а также зон в береговых обнажениях правого склона р. Хоньчен между устьями ручьев Хмелевый и Хохюр-Жалги характерны участки прожилкового окварцевания. На северном фланге Верхнехоньченского рудопроявления в рудной зоне Рогачева прослеживаются линзовидные тела пирротитовых руд протяженностью до 2 м.

Из выявленных зон сульфидной минерализации горными работами наиболее детально изучена зона Кристеску. В ее центральной части вскрыта дайка измененных фельзитовых гранит-порфиров с тонкой вкрапленностью пирита и арсенопирита. Дайка простирается согласно зоне рассланцевания и залегает в терригенно-осадочных породах, представленных углеродистыми алевролитами, кварцсодержащими известковистыми песчаниками, известковистыми алевролитами и аргиллитами. В южном направлении эти породы сменяются хлоритизированными и карбонатизированными зелеными сланцами с вкрапленностью магнетита. Вскрытая мощность зоны метасоматической проработки (березит-листвениты с вкрапленностью пирита и арсенопирита) составляет первые десятки метров. По метасоматитам повсеместно развиты кварцевые и карбонат-кварцевые жилы с убогой сульфидной минерализацией, представленной пиритом, арсенопиритом, блеклой рудой, халькопиритом и приуроченной к зальбандам жил и включениям метасоматитов в жилах. Жилы сложены стекловидным кварцем белого, серого до черного цвета, имеющим иногда друзовидную текстуру. По отношению к направлениям зон рассланцевания выделяются согласные и секущие жилы. Согласные жилы не выдержаны по простиранию и развиваются на участках флексурных перегибов совместно с прожилковыми зонами линзовидной формы. Секущие жилы отличаются выдержанным простиранием (азимут простирания 60–80°, угол 50–60°), их мощность не превышает первые сантиметры. Иногда они имеют рубцовый

характер с быстрым выклиниванием к центральной зоне смятия.

Основная рудоконтролирующая структура рудной зоны Кристеску — зона рассланцевания запад-северо-западного простирания, совпадающая на юго-востоке с контактом терригенных отложений и вулканогенных пород основного состава, превращенных в зеленые сланцы. Аналогичные зоны с признаками подобной минерализации отмечаются в западном и южном направлениях. Севернее зоны Кристеску дайки гранит-порфиров образуют протяженный пояс — более 1 км по простиранию и шириной около 150–200 м. В геохимическом плане минерализованные участки характеризуются повышенными содержаниями мышьяка, ассоциирующего с медью, цинком, реже свинцом, висмутом и сурьмой.

В целом на Хоньченском потенциальном золоторудном поле установлено следующее:

рудные зоны приурочены к областям регионального рассланцевания; золоторудная минерализация представлена жилами и жильно-прожилковыми зонами кварцевого и карбонат-кварцевого составов с сульфидами в полях развития метасоматитов березит-лиственитового типа и даек гранит-порфиров;

предположительно на площади рудного поля проявлена пликативно-дизъюнктивная система дислокаций, выраженная в развитии системы субпараллельных вязких разломов, между которыми зажаты блоки слоистых пород, смятых в малоамплитудные изоклиналильные складки;

предположительно более продуктивная часть золотосодержащих образований подчиняется контролю шарниров колено- и флексуорообразных складчатых деформаций высоких порядков.

Выявленная золоторудная минерализация Хоньченского потенциального золоторудного поля распространена на площади около 30 км² и отвечает золото-кварцевому типу, в составе которого развиты в подчиненном количестве сульфиды (халькопирит, пирротин, блеклая руда, иногда галенит). Наряду с тонкозернистой сульфидной вкрапленностью, проявлены крупные порфиробластовые идиоморфные зерна сульфидов и их агрегаты. Предполагается также выявление промышленной минерализации золото-кварц-сульфидного типа в ассоциации с телами пирротиновых руд (зона Рогачева).

Данные литогеохимической съемки (ООО «ВВС», 2003 г.) были обработаны в ЦНИГРИ с помощью программы ArcView. Выявлены некоторые особенности аномальных геохимических полей Хоньченского потенциального золоторудного поля.

На площади рудного поля повсеместно развиты аномальные концентрации золота 0,001–*n* г/т. Наиболее выдержанные и протяженные геохимические поля золота (0,01–0,1 г/т) проявлены на северном фланге и в центральной части площади (см. рис. 2). В плане они имеют изометричную форму и приурочены к обнаруженным рудным зонам. Северное поле имеет размер 2,5×1,2 км, центральная аномалия — 2,5×0,75 км. Поля дискретных линейных аномалий золота (0,01–0,2 г/т) северо-восточного направления на северном фланге поля проявлены по рудной зоне Кулиса, а на южном — приурочены к вулканогенно-терригенным отложениям среднеокинской толщи. Геохимические аномалии с высокими содержаниями золота (до 3 г/т) выявлены в центральной части поля и приурочены к рудной зоне Кристеску на контакте ниже- и среднеокинских отложений.

Слабоаномальное геохимическое поле серебра (0,01–0,5 г/т) проявлено на севере территории в рудной зоне Рогачева, а также в нижеокинских отложениях по обрамлению гранитных массивов на северном и южном флангах площади. Северное аномальное геохимическое поле серебра (размер 1,5×0,7 км) имеет вытянутую в северо-западном направлении форму, а южное характеризуется линейными аномалиями северо-восточного направления, приуроченными к контакту гранитного массива и отложений окинской серии.

Аномальное геохимическое поле мышьяка (1×0,5 км) с концентрациями As 100–1000 г/т выявлено по рудным зонам Кристеску и Хмелевая в центральной части Хоньченского потенциального золоторудного поля. В плане оно имеет изометричную форму, а зоны максимальных концентраций (более 300 г/т) вытягиваются в северо-западном направлении.

Кроме аномальных геохимических полей золота и мышьяка, для центральной части рудопоявления характерны линейные аномалии меди (>100 г/т) и цинка (100–500 г/т) северо-восточного направления. Фрагменты геохимических полей свинца (50–200 г/т) и олова (5–10 г/т) проявлены на северо-восточном фланге, локализуются в контакте гранитоидных массивов и разобщены с аномалиями золота. (Из-за загруженности карты аномалии меди, цинка, свинца и олова на ней не отражены).

Характерная изометричная форма наиболее выдержанных по площади аномальных геохимических полей золота, мышьяка и серебра, особенно в центральной части Верхнехоньченского рудопоявления золота (см. рис. 2), не столько отражает выявленные линейные рудные зоны, сколько, по-видимому, свидетельствует об их положе-

нии над скрытыми гранитоидными интрузивами, которые были источниками рудного вещества. Совмещенность аномальных геохимических полей золота и серебра на северном фланге Хоньченского потенциального золоторудного поля (рудные зоны Кулиса и Рогачева), а золота и мышьяка в центральной части (рудная зона Кристеску и Хмелевая) позволяет предположить на северном фланге наличие верхней части гидротермальной рудной системы, а в центре — более глубокой средней.

Таким образом, выявленная золотая минерализация Хоньченского потенциального золоторудного поля характеризуется:

приуроченностью золоторудных зон к экзоконтактам гранит-гранодиоритовых массивов;

развитием метасоматитов лиственит-березитового типа и зон окварцевания;

определенной ассоциацией сульфидных мине-

ралов (пирит, арсенопирит, халькопирит, пирротин, блеклая руда, галенит);

изометричной формой аномальных геохимических полей золота, мышьяка, серебра;

наличием Au-Ag геохимической ассоциации на северном фланге и Au-As — в центральной части рудного поля.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология и метаморфизм Восточного Саяна* / Н.Л.Добрецов, В.Г.Беличенко, Р.Г.Боос и др. – Новосибирск: Наука, 1988.
2. *Геология и рудоносность Восточного Саяна* / Н.Л.Добрецов, В.Г.Беличенко, Р.Г.Боос и др. – Новосибирск: Наука, 1989.
3. *Золото Бурятии*. Кн. 1/ П.А.Рощектаев, А.Г.Миронов, Г.И.Дорошкевич и др. – Улан-Удэ: Изд-во БНЦ СО РАН, 2000.

МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ, ЧЕРНЫХ И ЛЕГИРУЮЩИХ МЕТАЛЛОВ



УДК 553.435.001.57 (470.57)

© А.Г.Волчков, О.В.Минина, Н.И.Татарко, 2006

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ГЕОЛОГО-ПОИСКОВЫХ МОДЕЛЕЙ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ПРИ ГЕОЛОГОРАЗ- ВЕДОЧНЫХ РАБОТАХ НА ТЕРРИТОРИИ РЕСПУБЛИКИ БАШКОРТОСТАН

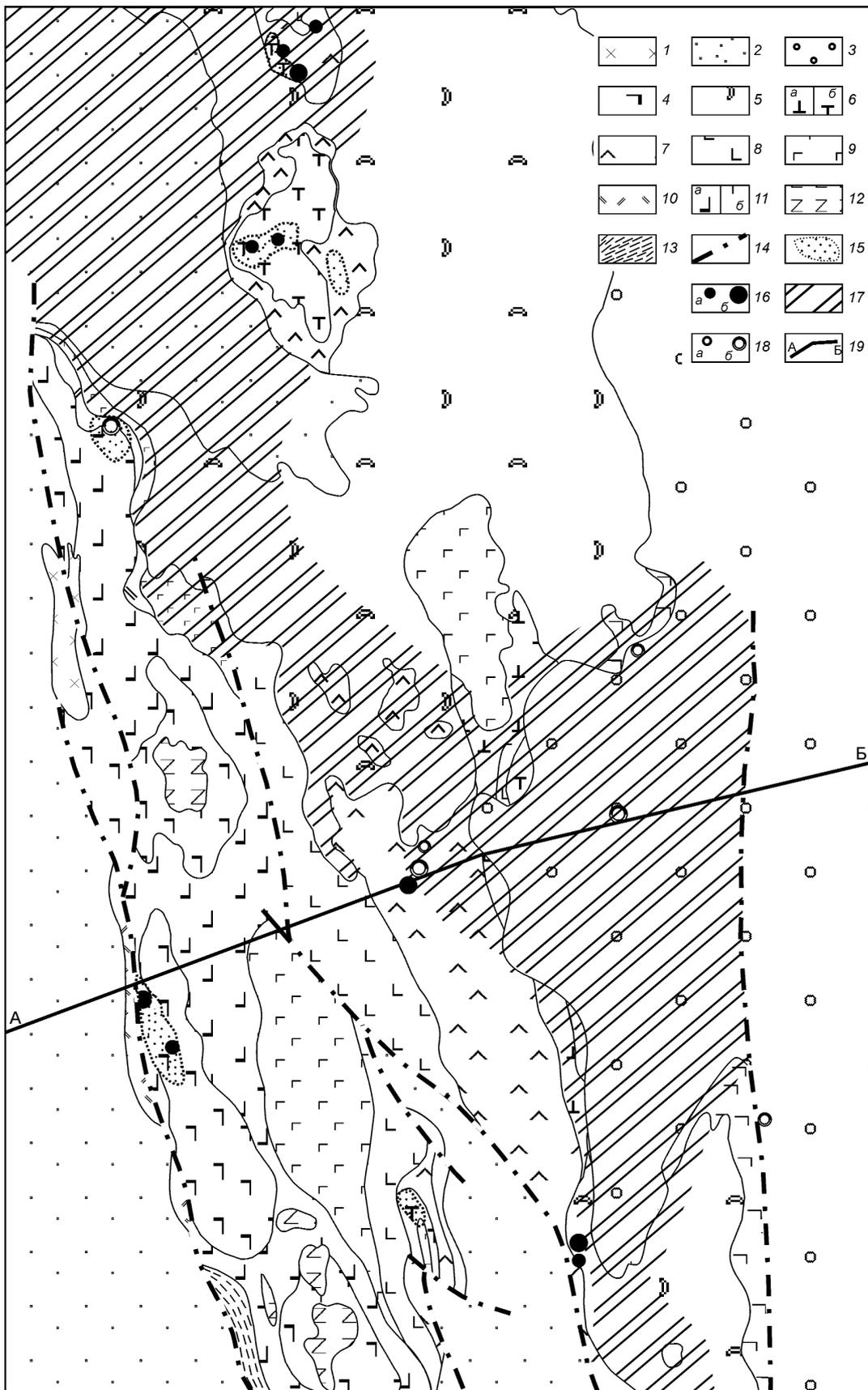
**А.Г.Волчков, О.В.Минина (ЦНИГРИ Роснедра МПР России), Н.И.Татарко
(Сибайский филиал ОАО «Башкиргеология»)**

В 50–80-е годы прошлого столетия в Башкортостане усилиями геологоразведочных организаций в сотрудничестве с учеными отраслевой и академической науки была создана мощная сырьевая база действующих медедобывающих предприятий, благодаря чему республика вошла в число ведущих по меди субъектов Российской Федерации. Общие запасы меди разведанных и отработанных колчеданных месторождений, сосредоточенных на юго-востоке Башкортостана, превышают 5 млн. т. Здесь действуют Сибайское и Бурибайское горнодобывающие предприятия. Полностью отработаны месторождения Бурибайское, Старосибайское, Бакр-Тау, Таш-Тау, Маканское, III залежь Юбилейного. В настоящее время добычные работы ведутся на Сибайском и Октябрьском месторождениях. Серия разведанных и предварительно оцененных объектов — Подольское, Северо-Подольское, Восточно-Подольское, Юбилейное, Ново-Вишневское, Камаганское — лицензирована или готовится к лицензированию.

На примере Бурибайского и Макан-Подольского рудных районов, на площади которых открыто около 30 месторождений и рудопоявлений медно-цинковоколчеданных руд, можно проследить основные этапы разработки научных основ прогноза и поисков месторождений этого типа и соответствующую им специфику геологоразведочных работ. Эти этапы знаменовали собой переход от выяв-

ления выходящих на поверхность объектов по прямым поисковым признакам к обнаружению колчеданных залежей на глубоких горизонтах с использованием все более широкого комплекса научно обоснованных критериев прогноза и поисков и повышением их результативности. В истории открытия колчеданных месторождений, тесно переплетающейся с совершенствованием геологоразведочных работ, на рассматриваемой территории выделяются четыре этапа.

Геологоразведочные работы *первого этапа* были нацелены на поиски колчеданных месторождений, выходящих на дневную поверхность или залегающих на глубинах до 150–200 м, в породах баймак-бурибайской свиты (S_2-D_2ef), сложенной вулканитами основного и кислого составов. Основными структурными факторами контроля месторождений являлись долгоживущие разрывные нарушения, нередко фиксируемые дайками, а также брахиантеклинальные структуры, сложенные вулканитами баймак-бурибайской свиты. В качестве прямых поисковых признаков выступали серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты с сульфидной вкрапленностью, а также проявления интенсивной гематитизации и железокислых образований, занимающие на известных месторождениях надрудное положение. В частности, по развалу штуфов из «железной шляпы» было обнаружено Бурибайское колчеданное месторождение.



Подобные поисковые критерии и признаки использованы при прогнозе и открытии Маканского, Мамбетовского, Майского месторождений и ряда перспективных рудопроявлений. Выявленные при поисках основные элементы геологического строения этих объектов, а также характеристики рудовмещающего пространства, в том числе в геохимических и геофизических полях, расширили перечень поисковых критериев и признаков и позволили в ходе геолого-съёмочных работ м-ба 1:50 000 обосновать высокую перспективность ряда площадей на обнаружение колчеданных руд в перекрытом залегании (первая стадия прогноза — рис. 1).

Второй этап заключался в реализации и проверке геологоразведочными работами рекомендаций, выдвинутых по итогам первой стадии прогноза, на площадях, признанных потенциально перспективными на колчеданные руды. С учетом относительно пологого залегания пород баймак-бурибайской свиты поисковые работы проводились по системе профилей скважин структурно-поискового бурения глубиной 400–600 м. Это позволило детально расчленить рудовмещающий вулканогенный разрез и на глубинах 200–500 м открыть ряд месторождений и рудопроявлений — Октябрьское, Ташкулинское, Юбилейное (I и II залежи), Подольское. Работы второго этапа на многие годы вперед определили высокие перспективы юго-востока Башкортостана на месторождения медно-цинковоколчеданных руд (см. рис. 1).

Геологоразведочным работам *третьего этапа* предшествовали обобщение и анализ огромного фактического материала, полученного при детальном изучении вновь открытых месторождений. В результате в составе баймак-бурибайской свиты выделены базальт-риолитовая и базальт-андезит-дацит-риолитовая колчеданосные формации со

свойственными им особенностями состава колчеданных руд, установлена тесная пространственно-временная связь колчеданных залежей с вулканитами кислого состава, формирующимися на завершающих этапах образования этих формаций, выявлены типовые обстановки локализации рудных тел.

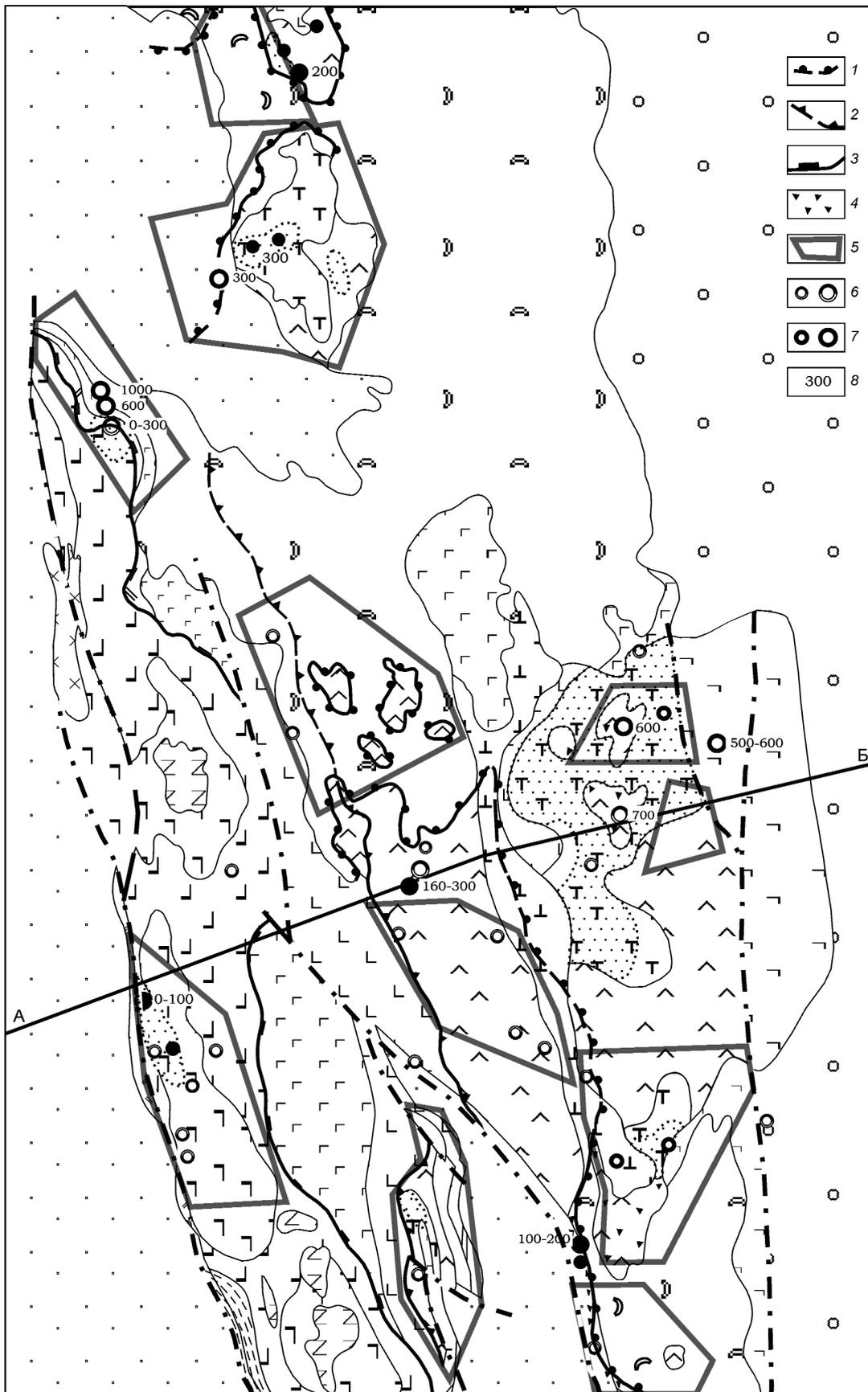
В соответствии с полученными результатами были разработаны дополнительные поисковые критерии и признаки, отражающие размещение колчеданных залежей в верхних частях разреза продуктивных формаций, их приуроченность к контактам различных по составу толщ и горизонтам вулканомиктовых пород между ними, рудоконтролирующую роль синвулканических разломов.

Использование комплекса известных ранее и вновь выявленных поисковых критериев и признаков позволило в значительной мере локализовать перспективные площади и рекомендовать к опосредованному поиску участки на флангах известных рудных полей (вторая стадия прогноза). Реализация рекомендаций привела к открытию разноглубинных перспективных рудопроявлений — Восточно-Акъярского, Сагитовского, Северо-Сагитовского, Ново-Петровского и др., и подтвердила надежность прогнозных построений. По результатам геологоразведочных работ рекомендованы новые площади для прогнозной оценки (рис. 2).

В основу *четвертого этапа* развития минерально-сырьевой базы меди в рудных районах юго-востока Республики Башкортостан заложены результаты дальнейшего обобщения обширной информации о геологическом строении колчеданных месторождений и закономерностях их размещения, постоянно получаемой при геологоразведочных и научно-исследовательских работах. Синтез этих данных позволил разработать геолого-поисковую модель колчеданного месторождения уральского

Рис. 1. Результаты геологоразведочных работ первого и второго этапов:

палеозойские образования, прорывающие и перекрывающие колчеданосные формации: 1 — нижнекаменноугольные диориты, 2 — верхнедевонско-нижнекаменноугольные граувакки и кремнистые туффиты, 3 — среднедевонская вулканогенная моласса; вулканогенные формации: 4 — позднеэфельская контрастная риолит-базальтовая (поздняя), 5 — раннеэфельская базальт-андезитобазальтовая (порфирировая) — туфовые и лавовые фации базальтов, андезитобазальтов, андезитов, экструзивные купола андезитов и андезитодацитов, 6–8 — раннедевонско-раннеэфельская непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая (6 — экструзивные купола крупнокварцевых риолитоцитов поздней (последние) (а) и ранней (дорудные) (б) генераций, 7 — рудовмещающие толщи вулканитов кислого состава — лавы и туфы андезитодацитов и дацитов, вулканомиктовые породы, 8 — подрудная андезитобазальтовая толща); позднесилурийско-раннедевонская контрастная риолит-базальтовая (ранняя), толщи: 9 — надрудная базальт-андезитобазальтовая, 10 — рудовмещающие дацитовая и андезитодацитовая, 11 — подрудные спилит-вариолитовая (а) и диабазовая (б), 12 — интрузивные коагматы вулканитов — габбро-диабазы, габбро-диориты, габбро-порфириды; 13 — нижнедевонские терригенные отложения в основании вулканогенного разреза; 14 — основные разрывные нарушения; прогнозно-поисковая нагрузка: 15 — интенсивные кварц-хлорит-серицитовые изменения с прожилково-вкрапленной халькопирит-пиритовой минерализацией, 16 — месторождения (а) и рудопроявления (б), выходящие на поверхность и установленные по прямым поисковым признакам, 17 — площади, перспективные на обнаружение перекрытых рудных полей (первая стадия прогноза), 18 — месторождения (а) и рудопроявления (б), обнаруженные на перспективных площадях первой стадии прогноза; 19 — линия геологического разреза



типа. Результаты исследований в направлении создания подобных моделей применительно к месторождениям колчеданного семейства, проводившиеся в ЦНИГРИ под руководством А.И.Кривцова с начала 80-х годов, наиболее полно отражены в работе*.

Геолого-поисковые модели представляют собой систему главных прогнозно-поисковых критериев и признаков месторождения, которые могут быть достоверно опознаны современными методами ГРР. Основу моделей месторождений колчеданного семейства составляют особенности строения разреза рудоносной формации вместе с рядом основных характеристик, отражающих обстановки субмаринного рудоотложения. К главным элементам моделей относятся: рудовмещающие части разреза рудоносной формации с подрудными (дорудными) и надрудными (пострудными) вулканогенными, осадочно-вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами; субпластовые (линзовидные, пластообразные и комбинированные) рудные залежи, расположенные согласно со слоистостью на одном или нескольких литолого-стратиграфических уровнях; рудоконтролирующие и рудовмещающие структуры; метасоматиты серицитолитовой формации; горизонты сульфидоносных осадочных пород и обломочных руд, а также кремнистые отложения, несущие оксидные формы Fe и Mn, над залежами массивных руд и на их флангах. Важный элемент геолого-поисковой модели колчеданного месторождения — отчетливо выраженное зональное строение рудных тел, околорудных метасоматитов и геохимических ореолов.

В дополнение к известным поисковым критериям и признакам основными элементами этой модели являются следующие элементы: рудоконтролирующие и рудовмещающие палеовулканические структуры; литолого-стратиграфические уровни рудолокализации в разрезе продуктивной формации; рудокласты, послойная вкрапленность сульфидов и комплексные геохимические аномалии

(Cu, Zn, Pb, Co, Mo, Ba, Ag, As) на рудоконтролирующих уровнях; локальные аномалии Ag в связи с рудоносными кислыми экстрезивно-вулканокластическими постройками.

Положение основных рудоконтролирующих уровней в Бурибайском и Макан-Подольском рудных районах отражено на рис. 3. Наиболее нижний уровень выделен в разрезе ранней контрастной формации. Он находится в зоне контакта спилит-вариолитовой толщи с вышележащими андезитодацитовой или дацитовой и выступает в качестве основного литолого-стратиграфического уровня рудолокализации. К нему приурочены наиболее значительные рудные тела, вмещающие большую часть запасов руд Юбилейного месторождения — Вторая, Третья, Четвертая и Шестая залежи, а также отработанное Бурибайское месторождение. Небольшие по размерам Первая и Пятая залежи локализованы несколько выше по разрезу в породах дацитовой толщи.

В разрезе вулканитов непрерывной формации колчеданные залежи сосредоточены на трех рудоконтролирующих уровнях:

нижнем — в верхней части и кровле андезитобазальтовой толщи (несколько залежей Маканского месторождения, Вторая залежь Октябрьского);

среднем — в верхней части разреза андезитодацитовой толщи, области ее контакта с вышележащей дацитовой (Первая залежь Октябрьского месторождения, рудопоявления Северо- и Южно-Мамбетовское-I) и в нижней части разреза последней (Мамбетовское месторождение);

верхнем — в верхней части разреза дацитовой толщи и на ее палеоповерхности (залежи Подольского месторождения, рудопоявления Северо-Мамбетовское-III и Восточно-Мамбетовское).

Самый верхний уровень рудолокализации выделяется в разрезе поздней контрастной формации, вмещающей залежь Восточно-Подольского месторождения.

Рис. 2. Результаты геологоразведочных работ третьего и четвертого этапов:

прогнозно-поисковая нагрузка: рудоносные литолого-стратиграфические уровни разреза колчеданосных вулканогенных формаций (пунктирные — в перекрытом залегании): 1 — непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой — верхний, 2 — то же, средний и нижний, 3 — ранней контрастной риолит-базальтовой (в том числе перекрытой); 4 — рудокласты; 5 — площади, перспективные на обнаружение месторождений по комплексу поисковых признаков (элементов геолого-поисковой модели); месторождения и рудопоявления на перспективных площадях: 6 — второй стадии прогноза, 7 — третьей стадии (локальный прогноз); 8 — глубина залегания рудных тел от современной поверхности, м. Участок в центре восточного фланга площади, опосредованный до глубины >1000 м, представлен со снятым чехлом среднедевонской вулканогенной молассы, перекрывающей колчеданосную непрерывную формацию; остальные усл. обозн. см. рис. 1

*Месторождения колчеданного семейства. Сер. Модели месторождений благородных и цветных металлов / А.И.Кривцов, О.В.Минина, А.Г. Волчков и др. — М.: ЦНИГРИ, 2002.

1. Геолого-поисковая модель медно-цинковоколчеданного месторождения Юбилейное

Геолого-экономическая характеристика объекта	
Местонахождение	Хайбуллинский район Республики Башкортостан; 52°12'с.ш., 58°02'в.д.
Статус	Разрабатывается
Способ отработки	Открытый
Геолого-промышленный тип	Медно-цинковоколчеданный
Полезные компоненты руд: сновные попутные, г/т	Cu, Zn Au 1,33; Ag 12,2; Cd 13,6; Se 62,6
Характеристика запасов АВС ₁ , тыс. т	Руда 90 387; Cu 1655,2 (среднее содержание 1,55); Zn 1060 (среднее содержание 0,99)
Группы элементов-признаков	Характеристика элементов прогнозно-поисковой модели (поисковых критериев и признаков)
<p><i>Формационные и литолого-стратиграфические</i></p> <p>1. Рудоносная вулканогенная формация</p> <p>2. Формации, перекрывающие рудоносную</p> <p>3. Рудовмещающие части разреза</p> <p>3.1. Литолого-стратиграфические уровни рудолокализации</p> <p>3.2. Подрудные толщи</p> <p>3.3. Надрудные толщи</p>	<p>Контрастная базальт-риолитовая натриевой серии</p> <p>Базальт-андезитобазальтовая (порфирировая), вулканогенно-молассовая, граувакковая, рыхлые мезокайнозойские отложения</p> <p>Верхняя, спилит-вариолитовая часть разреза рудоносной формации (шаровые и подушечные лавы спилитов, вариолитов, гиалокластиты), содержащая продукты кис-лого вулканизма мощностью до 350 м — лавовые, туфовые и экструзивно-субвулканические фации андезитодацитов, дацитов, риолитодацитов</p> <p>Основной: палеоповерхность кровли спилит-вариолитовой толщи; подошва андезитодацитовой и дацитовой толщ (Вторая, Третья, Четвертая и Шестая залежи).</p> <p>Второстепенные: верхняя часть разреза спилит-вариолитовой толщи (непромышленные руды); нижняя часть разреза дацитовой толщи (Первая и Пятая залежи)</p> <p>Спилит-вариолитовая Риолитодацитовая и базальт-андезитобазальтовая рудоносной формации, выше которых — перекрывающие формации (п. 2)</p>
<p><i>Палеовулканические и структурные</i></p> <p>4. Рудоконтролирующие структуры</p> <p>5. Рудовмещающие структуры</p>	<p>Экструзивно-вулканокластические постройки, сложенные продуктами кислого вулканизма, цепочка асимметричных вулканотектонических депрессий в основании кислых построек, синвулканические нарушения сбросового типа в бортах депрессионных структур</p> <p>Конседиментационные депрессии на уровнях рудолокализации, синвулканические нарушения в их бортах, вмещающие крутопадающие апофизы рудных тел, а также выступающие как рудоподводящие структуры и каналы</p>
<p><i>Рудно-метасоматические</i></p> <p>6. Метасоматические изменения пород</p>	<p>В соответствии с метасоматической зональностью выделяются: околорудные метасоматиты серицитолитовой формации с вкрапленностью сульфидов, образующие стратиформные зоны кварц-серицитового состава на уровнях рудолокализации и секущие существенно кварцевые в рудоподводящих каналах; подрудные и фланговые ореолы пропилитизации; надрудная гематитизация в вулканитах перекрывающих риолитодацитовой и базальт-андезитобазальтовой толщ</p>
<p>7. Рудные тела и проявления рудной минерализации</p>	<p>Преимущественно комбинированные Т-образной формы, реже пластообразные и линзовидные.</p> <p>Послойная сульфидная вкрапленность в горизонтах вулканомиктовых пород на выклинках рудных тел по латерали (на уровнях рудолокализации), реже в над- и подрудных толщах.</p> <p>Рудокласты в вулканомиктовых породах кровли рудных тел</p>

Продолжение табл. 1

	<p>Латеральная концентрационная зональность имеет концентрически-осевой центростремительный характер с некоторым смещением максимумов содержаний металлов относительно максимумов мощностей (рудоподводящих каналов) к внешней части залежей — большим для Zn, чем для Cu. Вертикальная и латеральная зональность отражают увеличение степени полиметалличности руд от подошвы к кровле залежей и отдельных ритмов, а также в стороны от рудоподводящего канала</p>
Геохимические	<p>На основном уровне рудолокализации — стратиформный комплексный геохимический ореол с высокоаномальными концентрациями большинства элементов типомофного комплекса (Cu, Zn, Pb, Ag, Ba, Mo, As, Co). В породах висячего бока рудных тел — комплексный ореол мощностью первые десятки метров со средне-, низкоаномальными концентрациями элементов.</p> <p>Между Первой и Второй залежами, расположенными этажно друг над другом, комплексный ореол отмечается и в межуровневом пространстве.</p> <p>В подрудной зоне прослеживаются комплексные ореолы тылового типа (Cu, Zn, Mo, Co, Ni): высокоаномальные — в подошве залежей, средне- и низкоаномальные — на удалении от них.</p> <p>В надрудных толщах — единичные стратиформные 2–3-элементные преимущественно низкоаномальные ореолы фронтального типа</p>
Геофизические	<p>Центральный минимум Δg интенсивностью до 2 мгал над группой кислых экструзивно-вулканокластических построек, в основании которых локализованы колчеданные залежи.</p> <p>Локальные максимумы Δg на западной окраине центрального минимума, фиксирующие колчеданные залежи на глубине не более 400–500 м.</p> <p>На основном уровне рудолокализации — преобладание низкоомных пород ($\rho_k < 500$ Ом·м), аномалии электропроводимости (МЗТ) и ВП на выходах рудных тел под рыхлые отложения</p>

В табл. 1 и 2 приведены геолого-поисковые модели медно-цинковоколчеданных месторождений Юбилейное, связанного с вулканитами ранней контрастной риолит-базальтовой формации, и Подольское, где рудоносной служит непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая формация.

Подобные геолого-поисковые модели наиболее эффективны при локальном прогнозе и поисках на флангах известных скрытых и перекрытых рудных полей (третья стадия прогноза). Реализация разработанных рекомендаций позволила выявить и оценить ряд месторождений — Юбилейное (IV и VI залежи),

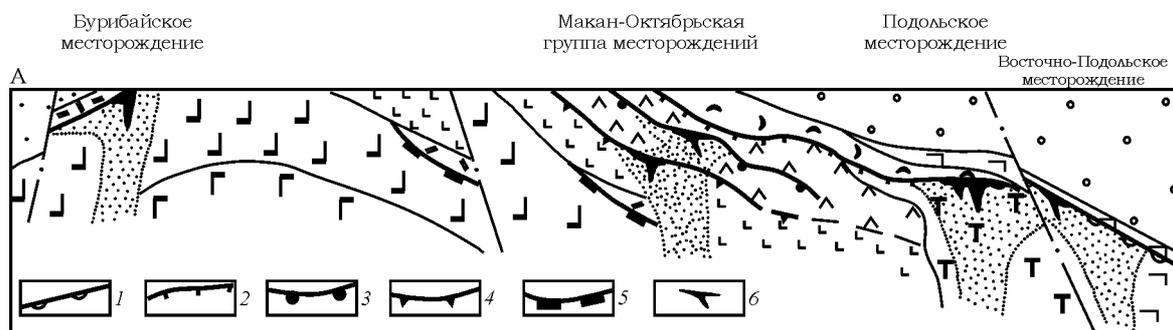


Рис. 3. Принципиальный разрез Бурibaйского и Макан-Подольского рудных районов с положением литолого-стратиграфических уровней рудолокализации и колчеданных залежей:

рудоносные литолого-стратиграфические уровни разреза колчеданосных вулканогенных формаций: 1 — поздней контрастной риолит-базальтовой, 2–4 — непрерывной базальт-андезит-дацит-риолитовой (2 — верхний в кровле дацитовой толщи, на уровне лавовых шлейфов риодацитовых экструзивных куполов ранней генерации, 3 — средний в области контакта дацитовой и андезитодацитовой толщ, 4 — нижний в основании разреза андезитодацитовой толщи); 5 — ранней контрастной риолит-базальтовой — в основании андезитодацитовой и дацитовой толщ; 6 — колчеданные залежи; остальные усл. обозн. см. рис. 1

2. Геолого-поисковая модель медно-цинковоколчеданного месторождения Подольское

Геолого-экономическая характеристика объекта	
Местонахождение	Хайбуллинский район Республики Башкортостан; 52°02'с.ш., 58°30'в.д.
Статус	Резервное разведанное; выдана лицензия на добычу
Способ отработки	Подземный
Геолого-промышленный тип	Медно-цинковоколчеданный
Полезные компоненты руд: основные попутные, г/т	Cu, Zn Au до 1,5; Ag 12,0; Pb 0,17%
Характеристика запасов ABC ₁ , тыс. т	Руда 80 778; Cu 1701,3 (среднее содержание 2,11); Zn 1079 (среднее содержание 1,34)
Группы элементов-признаков	Характеристика элементов прогнозно-поисковой модели (поисковых критериев и признаков)
<i>Формационные и литолого-стратиграфические</i> 1. Рудоносная вулканогенная формация 2. Формации, перекрывающие рудоносную 3. Рудовмещающие части разреза 3.1. Литолого-стратиграфические уровни рудолокализации 3.2. Подрудные толщи 3.3. Надрудные толщи	Непрерывная базальт-андезит-дацит-риолитовая натриевой серии (S ₂ -D ₂ ef ₁) Базальт-андезитобазальтовая (D ₁ -D ₂ ef ₂), контрастная базальт-риолитовая и вулканогенно-молассовая (D ₂ gv), рыхлые мезокайнозойские отложения Дацитовая толща мощностью 300–350 м, представленная лавовыми и туфовыми фациями дацитов и риолитодацитов с экстрезивными и экстрезивно-субвулканическими телами риолитодацитов двух генераций внутри разреза и на поверхности кровли Основной — палеоперхность кровли дацитовой толщи (Основная залежь и несколько мелких рудных тел). Второстепенные: верхняя часть разреза дацитовой толщи (несколько небольших залежей); нижняя часть разреза дацитовой толщи (единичные мелкие залежи); лавово-пирокластическая толща базальт-андезитобазальтовой формации, перекрывающая дацитовую толщу Андезитодацитовая и андезитобазальтовая в периферической части месторождения Принадлежат послерудным формациям (п. 2)
<i>Палеовулканические и структурные</i> 4. Рудоконтролирующие структуры 5. Рудовмещающие структуры	Вулканокупольная структура на основе риолитодацитового экстрезивного купола ранней генерации, формировавшегося на завершающем этапе становления непрерывной формации; понижения палеорельефа поверхности дацитовой толщи, пространственно совмещенные с впадинами в рельефе кровли экстрезива; синвулканические нарушения и зоны дробления в теле купола Конседиментационные депрессии на уровнях рудолокализации, ограниченные выступами кровли купола; синвулканические нарушения, вмещающие крутопадающие апофизы рудных тел; апикальная часть риолитодацитового экстрезива с рудоподводящими структурами и каналами
<i>Рудно-метасоматические</i> 6. Метасоматические изменения пород	В соответствии с метасоматической зональностью выделяются: стратиформные зоны околорудных метасоматитов каолинит-серицит-кварцевого состава на основном уровне рудолокализации и сменяющая их на глубине 600-метровая область серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов, охватывающая все тело купола и вмещающая крутопадающие зоны гипс-ангидритового состава; фланговые ореолы пропилитизации; надрудные зоны, сменяющие друг друга снизу вверх по разрезу: клинцоизит-цеолит-карбонатная→гематитовая→альбит-хлорит-эпидотовая→пренит-пумпеллитовая

Продолжение табл. 2

<p>7. Рудные тела и проявления рудной минерализации</p> <p>8. Минеральная и рудная зональность</p>	<p>Комбинированные <i>T</i>-образной формы, пластообразные, а также крутопадающие линзовидные, сложенные прожилково-вкрапленными рудами.</p> <p>Послойная сульфидная вкрапленность в горизонтах вулканомиктовых пород на уровнях рудолокализации, реже в надрудных толщах.</p> <p>Рудокласты в вулканомиктовых породах кровли рудных тел и на уровнях рудолокализации.</p> <p>Прожилково-вкрапленная минерализация в породах лежащего бока рудных тел и в апикальной части купола</p> <p>В распределении минеральных типов руд по уровням рудолокализации проявлена стандартная рудная зональность: руды пиритового типа развиты на нижнем уровне, халькопирит-пиритового — на среднем, сфалерит-халькопирит-пиритового, барит-сфалерит-пиритового и халькопирит-борнит-пиритового — на верхнем.</p> <p>Распределение концентраций Cu и Zn в плоскости залежи, а также в поперечных вертикальных сечениях различной ориентировки отражает заметное смещение максимумов содержаний металлов (особенно Zn) относительно максимумов мощностей (рудоподводящих каналов) к внешней части залежей. Вертикальная концентрационная зональность по мощности Основной залежи демонстрирует тяготение максимумов содержаний Cu и Zn к ее кровле</p>
<p><i>Геохимические</i></p>	<p>На основном уровне рудолокализации — стратиформный комплексный геохимический ореол с высокоаномальными концентрациями большинства элементов типоморфного комплекса (Cu, Zn, Pb, Ag, Ba, Mo, As, Co). В породах кровли рудных тел — маломощный комплексный ореол фронтального типа с максимальными концентрациями Ba и Pb, в подрудной зоне — комплексный ореол тылового типа с ведущими Mo и Co.</p> <p>В породах перекрывающих послерудных формаций — сочетание слабоаномальных 2–3-элементных стратиформных и секущих столбообразных ореолов фронтального типа с высокими концентрациями элементов. Над месторождением — высокое содержание Mn в горизонте яшмоидов, залегающем в средней части перекрывающего комплекса</p>
<p><i>Геофизические</i></p>	<p>Вулканокупольной структуре месторождения, вмещающей крупный риолитодацитовый экструзив, отвечают центральный минимум Δg интенсивностью до 0,15 мгал на фоне пониженного значения поля силы тяжести 0,1 мгал, относительный минимум геомагнитного поля интенсивностью до 5 нТл и зоны отсутствия отражающих площадок.</p> <p>На основном уровне рудолокализации — преобладание низкоомных пород, аномалии электропроводности ВП и МПТС в связи с рудными телами и сульфидизированными метасоматитами</p>

Ново-Вишневское, Северо- и Восточно-Подольское, а также Северо-Мамбетовское и Гадиловское рудопроявления (см. рис. 2). Все они залегают на глубинах 400–1300 м. Одна из площадей, в пределах которой рудоконтролирующие уровни разреза рудоносных вулканогенных формаций оценены до глубины 1000 м, показана на рис. 2. Обнаружение, оценка и разведка месторождений на таких глубинах — крупное достижение геологоразведочных организаций Республики Башкортостан.

В настоящее время в районе начаты геологораз-

ведочные работы на Вишневско-Матраевском рудном поле, где с учетом разработанных геолого-поисковых моделей прогнозируется колчеданное месторождение с прогнозными ресурсами категории P_1 200 тыс. т меди и 40 т попутного золота с содержанием последнего 3–5 г/т. Приведенные данные иллюстрируют высокую эффективность использования геолого-поисковых моделей в практике геологоразведочных работ и отражают необходимость постоянного их совершенствования.

УДК 553.04:553.062/.067:553.07

© В.М.Чекалин, 2006

ПОЛЕЗНЫЕ ИСКОПАЕМЫЕ СЕВЕРО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ: ПОЗИЦИЯ, ИЗУЧЕННОСТЬ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОТКРЫТИЯ НОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

В.М.Чекалин (ОАО «СИБИРЬ-ПОЛИМЕТАЛЛЫ»)

К Северо-Западному Алтаю отнесена территория, включающая северо-западное окончание Рудного Алтая, Чарышский и Коргонский блоки Горного Алтая. С трех сторон он ограничен Иртышским, Аламбайским и Чарышским глубинными разломами, а на юге — условно государственной границей между Россией и Казахстаном. Внутри этой территории Рудноалтайский блок от Чарышского, Чарышский от Коргонского отделены Локтевским северо-западное простирающимся и субширотным Северо-Тигирекским разломами (рис. 1).

Позиция полезного ископаемого свидетельствует как об изначальном положении (залегании) руд в период накопления, так и о том, в котором они оказались в результате всех последующих складочных и горообразовательных процессов. Если в первом случае оно часто определяется исходя из теоретических предпосылок о геологических обстановках образования оруденения и может быть гипотетичным, то во втором — точно устанавливается при геологоразведочных работах.

Северо-Западный Алтай в пределах российской части всего Алтая геологически наиболее изучен, опосредован и освоен. Еще в век ранней бронзы чудские племена извлекали медь, золото, серебро, свинец из выходящих на поверхность окисленных полиметаллических руд. По их следам в конце XVII — начале XVIII вв. рудознатцы, в том числе и посланцы уральского горнопромышленника Акинфия Демидова, открывали различные рудные объекты. Площадные исследования в то время сводились к искаживанию территории с целью поисков нужных полезных ископаемых. В результате в 1837 г. в г. Барнауле горными офицерами была составлена первая в регионе «Геогностическая карта Колыванского горного округа» с показом месторождений, рудников, приисков на фоне породных формаций [15].

Планомерное геологическое изучение региона началось с конца XIX — начала XX вв., когда Геоло-

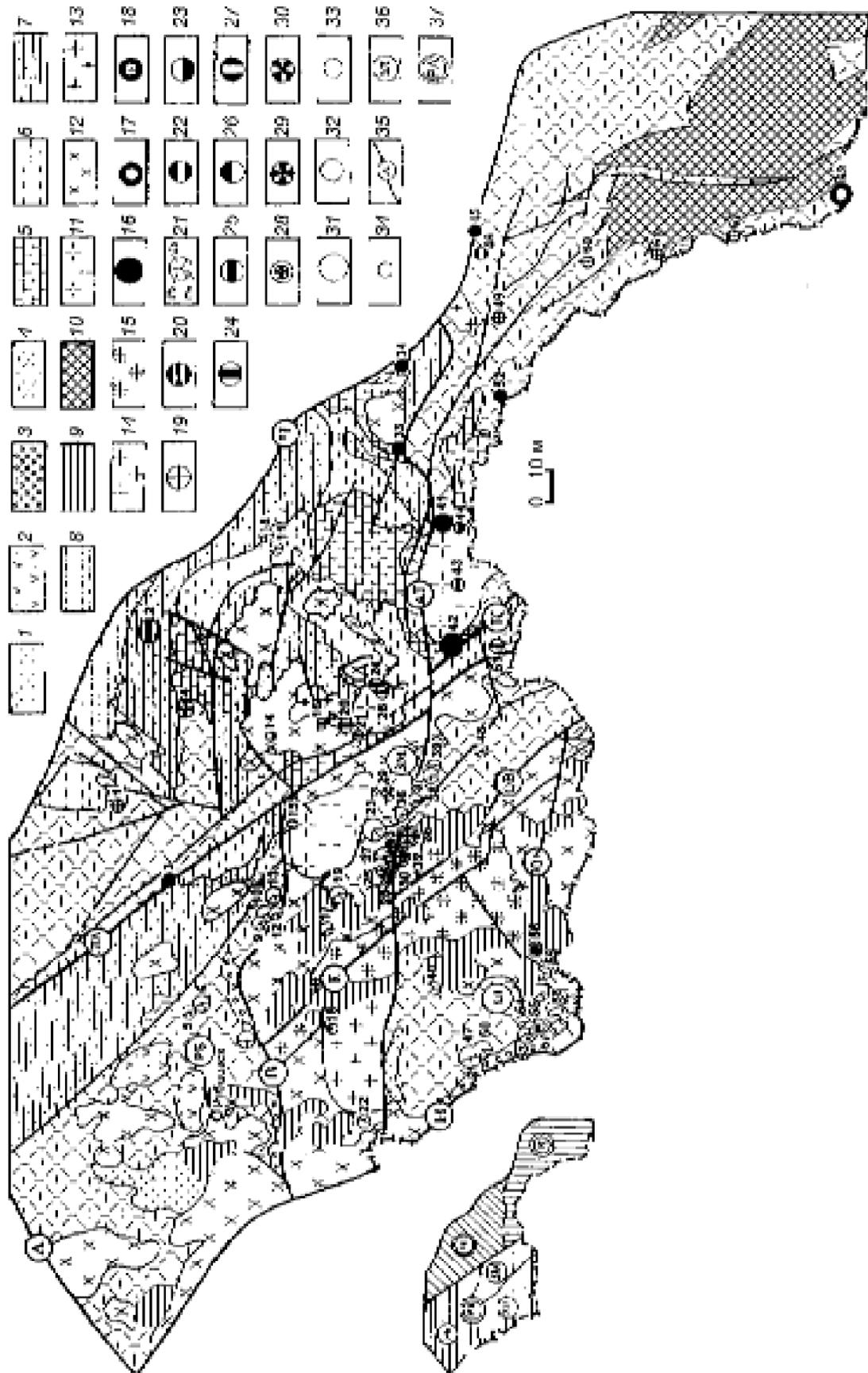
гический комитет России осуществил геологическую съемку большой территории Северо-Западного Алтая с включением районов Змеиногорска, Курьи, Краснощекова и т.д. [8].

Исследования, начатые группой геологов ВСЕГЕИ под руководством В.П.Нехорошева в 20-е годы прошлого столетия, завершились в 50-е годы составлением геологических карт Большого Алтая м-бов 1:1 000 000–1:500 000, на которых отражено господствующее северо-западное простирающиеся основных региональных структур (глубинных разломов, геосинклиналей, геоантиклиналей, вулканоплутонических поясов и т.д.).

В 50-е годы в основном коллективом ВАГТа составлены геологические карты и карты полезных ископаемых м-ба 1:200 000, благодаря которым выявлены несколько перспективных участков, позднее ставших месторождениями.

Крупномасштабное (1:50 000) геологическое картирование активно проводилось с конца 50-х до начала 80-х годов на всей территории Северо-Западного Алтая. Оно сопровождалось мелким (картировочным) и глубоким (поисково-структурным) бурением и применением геофизических и геохимических методов в наземном и скважинном вариантах. В итоге были открыты три месторождения полиметаллических сульфидных и окисленных руд.

Наряду с региональными геолого-съемочными работами, проводились поиски месторождений специализированными партиями. В случае положительного результата переходили к разведке (оценке) выявленного рудопроявления (месторождения). По следам древних рудокопов, на основании съемки м-ба 1:200 000, прогнозно-металлогенических исследований были открыты восемь месторождений полиметаллических и золото-серебро-барит-полиметаллических, два (Белорецкое, Инское) — магнетитовых и одно (Харловское) — железо-титан-ванадий-алюминиевых руд. Все они, кроме последнего, детально разведаны с подсчетом запасов, утвержденных в ГКЗ СССР.



Кроме того, в 20–70-е годы открыто несколько мелких месторождений вольфрам-редкометалльных руд, одно из которых отработано до глубины 200 м, одно — законсервировано, остальные детально не изучались.

Геологический разрез региона сложен стратифицированными отложениями от протерозойских до каменноугольных, а затем с перерывами — юрскими и кайнозойскими.

Протерозойские метаморфические сланцы по терригенным отложениям, реже базальты, с линзами кварцитов, мраморов, гнейсов (геологические карты Алтая м-ба 1:500 000, 1956, 1973 гг.) слагают Терехтинский выступ на юго-востоке Коргонского блока. Выше залегает мощная (до 15 км) толща морских терригенных и терригенно-карбонатных образований, разделенная на свиты (сверху вниз): чарышскую (C_{2-3}), суеткинскую (C_3-O_1), бугрышинскую (O_2), ханхаринскую (O_2), техтенскую (O_3), чинетинскую+палатинскую (S_1), чагырскую (S_1) [2]. Эта толща обнажена на эрозионном срезе Чарышского блока, в Рудноалтайском — в тектоническом клине, сложенном песчано-сланцевыми образованиями суеткинской свиты, на которых с угловым несогласием залегает комплекс девонских вулканогенно-осадочных пород.

Девонские образования присутствуют во всех блоках, но отличаются в каждом из них характером проявления, составом и т.д. Их мощность в Коргонском блоке, по данным Я.М.Гутака, В.Н.Корженева, Н.Н.Лихачева, В.Е.Попова, А.К.Захарова и др., достигает 10,5 км. Они сложены вулканогенными и осадочными породами нижнехолзунской (D_1nhl),

ергольской (D_1er), кумирской (D_1kmr) свит эмского яруса, коргонской (D_{1-2kr}) — эмского — эйфельского ярусов и еловской (D_2el) — живетского яруса. К продуктивным относится коргонская свита (лавы, туфы риолитов, риодацитов, дацитов, участками андезитов, туфопесчаники, алевролиты, песчаники, известняки и конгломераты) общей мощностью 1170–2950 м. В ее нижней части залегают рудные тела магнетитовых руд Холзунского и Инского месторождений.

Разрез девонских отложений Чарышского блока отличается от Коргонского значительно меньшей мощностью (1660–5460 м) [2] и преобладанием осадочных пород. Нижняя песчаниково-алевролит-известняковая пачка (360 м) относится к камышенской свите (D_1kms) лохковского яруса, а песчаники, алевролиты, известняки с прослоями риолитов, риодацитов, андезитов и их туфов (640–3800 м) — к барагашской свите (D_1br) эмского яруса. В породах этих свит присутствует золотая минерализация. В отложениях барагашской свиты отрабатывается мелкое месторождение. Куяганская свита (D_2kg) живетского яруса сложена алевролитами, песчаниками, лавами и туфами андезитов и риодацитов. Перекрывающая последнюю малафеевская свита (D_{2-3ml}) живета — франка представлена песчаниками, алевролитами, менее известняками.

В Рудноалтайском блоке выделены четыре зоны — Золотушинская, Рубцовская, Змеиногорская и Шипунихинская. В первых трех девонские образования продуктивны на полиметаллическое оруденение [2, 3]. В Золотушинской зоне их мощность колеблется от 1210 до 7140 м (в среднем около

Рис. 1. Карта полезных ископаемых Северо-Западного Алтая (на врезке — схема расположения геологических блоков и рудных районов), составлена с использованием материалов М.П.Астафьева, В.И.Горшечникова, О.П.Горяиновой, В.П.Дмитриева, А.Я.Доронина, Е.И.Елович, А.К.Захарова, Н.Н.Лихачева, И.Я.Михайлова, О.В.Мурзина, Б.В.Сорокина, В.В.Федянова, В.М.Чекалина, А.Ф.Черныха, С.П.Шокальского и др.:

геологические формации и комплексы пород: 1 — молассовая лимническая угленосная, I_{1-2} , 2 — андезит-дацитовая вулканическая и вулканогенно-осадочная, C_2 , 3 — молассовая лимническая угленосная, C_1 , 4 — базальт-риолитовая вулканическая и вулканогенно-осадочная, D, 5 — алевролитово-песчаниково-известняковый, S, 6 — известняково-песчаниково-алевролитовый, O_{2-3} , 7 — алевролит-сланцево-песчаниковый, $C-O_1$, 8 — песчанико-кремнисто-сланцевая, C_2 , 9 — песчано-сланцево-метаморфическая нерасчлененная, PZ_1 , 10 — нерасчлененная группа докембрийских формаций, 11 — гранодиорит-гранит-лейкогранитовая — синюшинский (калбинский) комплекс, gP_2-T_1S , 12 — габбро-гранодиорит-гранит-лейкогранитовая — змеиногорский, волчихинский и другие комплексы, D_3-C_3 , 13 — гранодиорит-гранитовая — боровлянский, D_3-C_1b и другие комплексы, 14 — гранит-лейкогранитовая — устьянский комплекс, D_3us , 15 — габбро-плаггиогранитовая — алейский комплекс, D_1al ; месторождения: 16 — железорудные скарново-магнетитовые, 17 — магнетитовое с апатитом, 18 — гематит-магнетитовое, 19 — гематитовое, 20 — железо-титан-ванадиевое, 21 — полиметаллические (медно-свинцово-цинковые), 22 — кобальтовое, 23 — молибденовое, 24 — вольфрамовые (с бериллием, висмутом, флюоритом и др.), 25 — бериллиевые пегматитовые, 26 — литиевое с бериллием, 27 — редкоземельное, 28 — полиметалл-барит-золото-серебряные, золото-серебро-барит-полиметаллические, 29 — золоторудные, 30 — сереборудное; масштаб месторождений: 31 — крупные, 32 — средние, 33 — мелкие, 34 — проявления; 35 — разломы (И — Иртышский, ЛА — Локтевско-Амелихинский, Ч — Чарышский, К — Крахалинский, ОВ — Отраднинско-Верхалейский, А — Алабайский, В — Варшавский, АТ — Алейско-Гигирекский, ЮБ — Южноорловско-Боровлянский); 36 — рудные районы (ЗЛ — Золотушинский, ЗМ — Змеиногорский, РБ — Рубцовский); 37 — рудные блоки (РА — Рудноалтайский, Ч — Чарышский, К — Коргонский); цифры — номера месторождений

4200 м), в Рубцовской — 1360–6140 (3750) м, в Змеиногорской — 1190–4670 (2930) м. Снизу вверх выделены свиты: мельничная (D_{1-2mn}) эмского – эйфельского ярусов, сосновская (D_{2ss}), заводская (D_{2zv}) и давыдовская (D_{2dv}) живетского яруса, каменевская (D_{2-3km}) живета – франа, снежиревская (D_{3sn})/алейская (D_{3al}) франа – фамена и пихтовская (D_{3ph}) фамена. В мельничной и каменевской свитах выделено по три подсвиты. Среди осадочных пород широко развиты глинистые алевролиты нередко с примесью углистого, известковистого, кремнистого и туфогенного материала. Менее распространены песчаники и туффиты, слагающие преимущественно нижние и верхние подсвиты мельничной и каменевской свит, заводскую, а также в значительной степени снежиревскую и пихтовскую свиты. Небольшие линзы известняков отмечаются в осадках мельничной свиты. Рифогенные известняки картируются в верхнекаменевской подсвите.

Вулканогенные породы (лавы, лавобрекчии, туфолавы, туфы преимущественно риолитового и риодацитового составов, реже базальтового и андезит-базальтового) представлены продуктами пяти основных стадий активного вулканизма. Породы первых четырех стадий образуют в основном вулканогенные толщи кислого состава (средние подсвиты мельничной и каменевской свит, а также сосновская и давыдовская свиты). Последняя (пятая) стадия активного вулканизма преимущественно среднего и основного составов проявилась в фамене и привела к формированию значительной части разреза пихтовской свиты, развитой главным образом в Золотушинской зоне, частично в Змеиногорской.

Стратифицированные доюрские отложения прорваны многочисленными интрузиями разновозрастных плутонических и субвулканических комплексов. С многими магматическими, в том числе вулканическими и плутоническими, комплексами генетически связаны месторождения и проявления черных, цветных, редких, благородных металлов и барита.

Эндогенное оруденение в регионе относится к герцинской металлогенической эпохе с девонским (наиболее активным) и пермско-триасовым металлогеническими этапами. С первым связаны месторождения и проявления железных, колчеданно-полиметаллических, золото-серебряных руд, со вторым — вольфрам-редкометальное [12].

Месторождения железных (скарново-магнетитовых) руд, такие как Белорецкое и Инское, имеют контактово-метасоматический генезис [1, 7, 13, 16]. Они приурочены соответственно к известнякам чагырской свиты и вулканитам кислого состава коргонской. Морфология промышленных руд первого

из них весьма простая — уплощенная залежь в замковой части узко сжатой складки, второго — сложная, обусловленная поверхностью подстилающей интрузии плагиогранитов. Холзунское месторождение апатит-магнетитовых руд представлено несколькими пластообразными залежами, образовавшимися, по мнению А.С.Калугина и Э.Г.Кассандрова, сингенетично с вмещающими вулканогенно-осадочными отложениями коргонской свиты, в последующем претерпевшими динамотермальный метаморфизм, а затем локальный контактово-метасоматический [4, 10]. Харловское месторождение связано с лополитообразным массивом средне-верхне-девонских габброидов, залегающим среди песчано-сланцевых отложений суеткинской свиты. Рудные горизонты меланократовых габбро мощностью 15–140 м чередуются с аналогичными по мощности горизонтами безрудных лейкократовых габбро. Рудные горизонты имеет форму пологостенных сосудов, вставленных один в другой [9]. По данным С.П.Шокальского [17], они значительно осложнены разрывной тектоникой.

Месторождения колчеданно-полиметаллической формации связаны с девонским вулканизмом. Рудообразование происходило после затухания эруптивного процесса при гидротермальной переработке пород мельничной, сосновской, давыдовской, каменевской свит. Практически в каждом случае на дне водного бассейна формировались залежи (тела) разной мощности, как правило, сплошных руд, под ними в нелитифицированных осадках — вкрапленных, еще ниже в литифицированных отложениях (породах) на путях движения рудоносных гидротермальных растворов — прожилковых [11]. Вмещают руды осадочные и вулканогенно-осадочные породы нижних и верхних подсвит мельничной и каменевской свит и заводской свиты. В отдельных случаях руды локализуются в вулканитах кислого состава среднемельничной подсвиты (Среднее, Крючковское, Тушканихинское месторождения полиметаллических руд) и давыдовской свиты (Черепановское — серебряных).

Вольфрам-редкометальное проявление генетически и пространственно связано с массивами пермско-триасовых гранитоидов [14]. Руда образует неравномерную тонкую, мелкую и гнездообразную вкрапленность в жильном кварце, скарнах, грейзенах. Морфология рудных тел представлена серией сближенных уплощенных (почти не ветвящихся) параллельных минерализованных кварцевых жил мощностью до десятков сантиметров, редко первых метров и прослеживающихся на многие десятки, реже первые сотни метров. Например, на Колыванском месторождении висмут-медно-вольф-

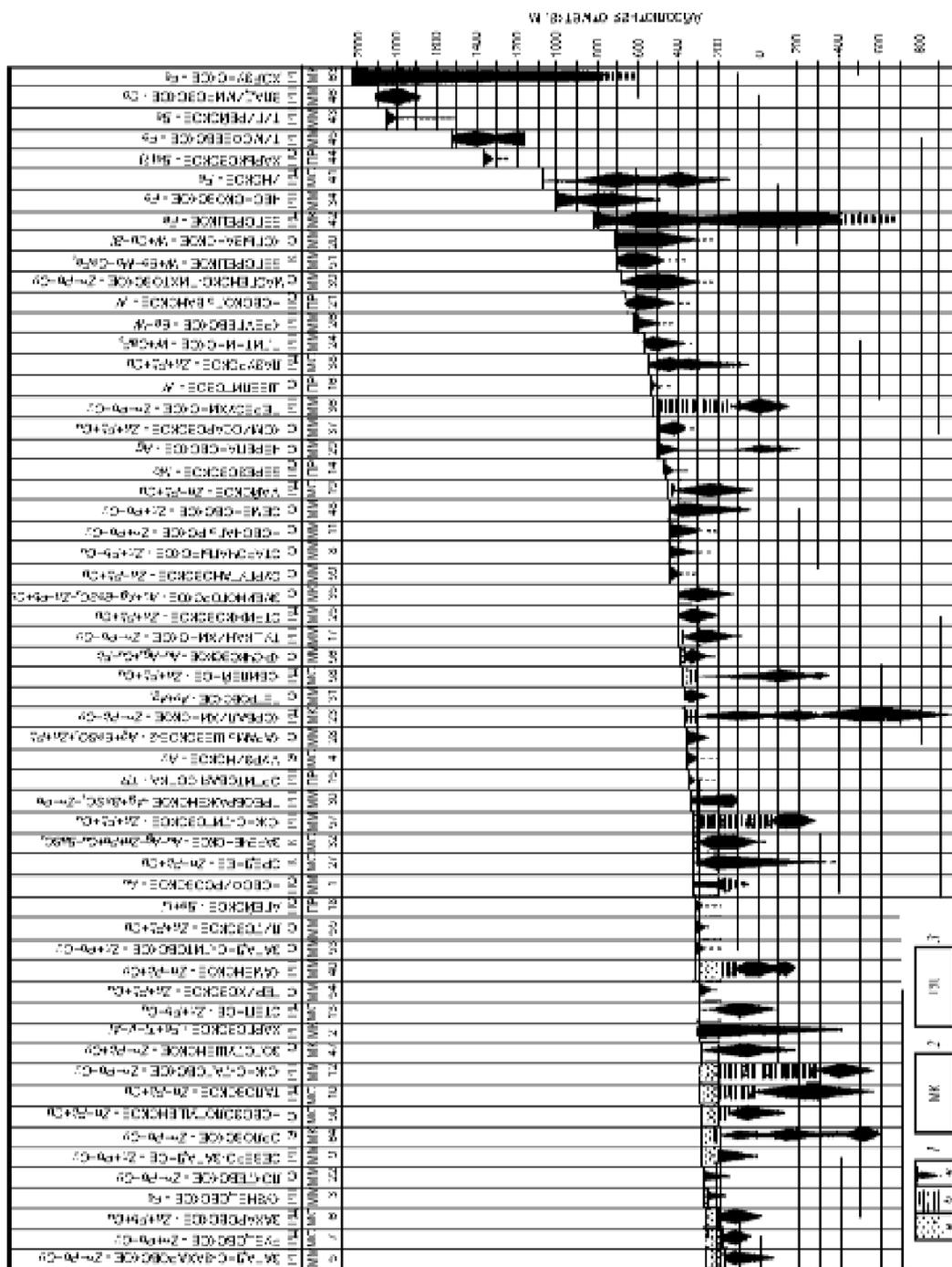


Рис. 2. Положение руд месторождений и проявлений Северо-Западного Алтая относительно дневной поверхности и гипсометрических уровней:

1 — распределение по глубинам песчано-глинистых отложений (а), вулканогенных и осадочных пород (б), руд (в); 2 — масштаб месторождений (МК — крупные, MS — средние, MM — малые, PR — рудопоявления); 3 — степень освоения (РД — детальная разведка, РП — предварительная разведка, ПО — поисковая оценка, Э — эксплуатация, К — консервация, О — отработано)

рамовых руд вертикально падающая зона таких жил мощностью 0,8–1,2 м прослеживается по простиранию с некоторыми перерывами на расстояние около 1,5 км и на глубину более 300 м. На Кремлевском вольфрам-бериллиевом месторождении на площади в 1 км² выявлено около 100 минерализованных круто (вертикально) падающих кварцево-рудных жил протяженностью 50–300 м и мощностью 0,05–0,4 м. На Белорецком месторождении молибден-вольфрам-бериллиевых руд рудоносные кварцевые жилы выполняют в гранит-порфирах крутопадающие трещины отдельности систем *S* и *Q* (по Клоосу). Скарны и грейзены, в которых бериллий связан не только с бериллом, но и гелвинном, имеют разнообразную форму. Плитнинское месторождение шеелит-флюоритоносных везувиан-гранатовых скарнов с флюорит-вольфрамовыми рудами сосредоточено в протяженной пластообразной залежи более 100–150 м по падению и мощностью до 30–40 м, находящейся среди скарнированных известняков в лежачем боку крутопадающей апофизы аплитовидных гранитов. Залежь состоит из ряда параллельных сближенных линзообразных тел мощностью 1,5–15 м. В Саввушинском и Тигирекском массивах этого же гранитоидного комплекса выявлены одиночные тела размером до 30–50 м и более соответственно иттрий- и бериллиеносных пегматитов, не имеющих промышленного значения.

Современная позиция известного в регионе оруденения всех формационных типов обусловлена, в первую очередь, неоднократными складко- и горообразовательными процессами, появление же его на докайнозойском эрозионном срезе — факторами комплексной денудации. Степень сохранности руд в этом случае определяется не только структурой, но во многом составом и характером преобразований вмещающих пород. Проведенный анализ пространственного положения всей значимой минерализации, установленной почти за трехвековую историю интенсивных геологических исследований, свидетельствует о том, что за исключением части колчеданно-полиметаллической формации она выходит на древний (докайнозойский) эрозионный срез (рис. 2). «Слепое» (не вскрытое денудацией) оруденение отмечается редко. И это при том, что в 50–80 годы прошлого века осуществлялись интенсивные поверхностные и глубинные поиски с бурением скважин глубиной до 500–1000 м (на отдельных участках и глубже) по сети, соответствующей размеру искомым промышленным месторождений. Бурение сопровождалось «дальнедействующими» геофизическими и геохимическими методами в наземном и скважинном вариантах.

Напрашивается вывод: денудации подвергают-

ся надрудные податливые к выветриванию породы. По достижении более плотных руд, особенно подстилающих их кварцитов, роговиков и подобных им по крепости пород, которые развиты практически на всех месторождениях полиметаллических и железных руд, денудация рудной зоны не проявляется. Устойчивые подстилающие породы, выходящие на эрозионный срез, «спасают» от разрушения менее плотные вышележащие руды при залегании их под углом более 20–30°, как бы становясь базисом денудации. Будучи устойчивыми при эрозии, они образуют положительные формы рельефа и, тем самым, сдерживают от разрушения залегающие на них руды. Таковы многие месторождения железных и колчеданно-полиметаллических руд, особенно кварцево-жильных золото-серебряных и вольфрам-редкометалльных, с присущими им морфологией и поисковыми критериями.

Основные месторождения железорудной формации при складко- и горообразовательных процессах не изменили пласто- и линзообразной морфологии залежей (Инское, Харловское), но поменяли ориентировку с горизонтальной на вертикальную (Холзунское) или с вертикального на положение под углом около 45° (Белорецкое).

Месторождения колчеданно-полиметаллической формации практически все претерпели структурную перестройку. Зона стратиформного сплошного и вкрапленного оруденения, залегающая изначально горизонтально, на некоторых месторождениях превратилась в моноклираль с углом падения от 20–30° (Рубцовское) до 90° (Зареченское). Сложная складчато-блоковая структура сформировалась на Степном месторождении. Рудная зона некоторых месторождений (Майское, Среднее и непромышленное Стрижковское) представлена сложными штокверками с прожилково-жильными рудами, сохранившими свою первоначальную структуру, по-видимому, без особых изменений. Месторождения этой формации по отношению к эрозионному срезу и дневной поверхности занимают неоднозначное положение (см. рис. 2). Одни из них обнажаются на дневной поверхности (Золотушинское), другие являются скрытыми (Степное, Корбалихинское и др.), третьи — погребенными (Рубцовское, Захаровское и др.), четвертые — скрытопогребенными (Таловское, Орловское и др.). Все промышленные месторождения и многие непромышленные, не выходящие на эрозионный срез, фиксируются на нем подрудными породами, поднимающимися по восстанию. В этом случае носителями поисковой информации невоскрытого глубоко залегающего оруденения служат рудные минералы, гидротермально измененные породы, геохимические и гео-

физические аномалии. Аналогичная поисковая информация разной интенсивности практически всегда имеется в надрудных вмещающих породах. Однако в зависимости от масштаба оруденения она не всегда и не всеми современными методами улавливается, что затрудняет поиск глубоко залегающих руд.

Вольфрам-редкометалльные месторождения (Кольванское, Белорецкое, Плитнинское, Кремлевское и др.) и проявления редкоземельной минерализации (Ортитовая Сопка) генетически связаны с пермско-триасовым гранитным комплексом и в складкообразовательных процессах не участвовали. Они были вовлечены в горообразование (блоковые вертикальные движения), которое на Алтае происходило после завершённой складчатости. Морфология их рудных зон сохранилась в первозданном виде. Сменился, возможно, лишь их гипсометрический уровень, вероятнее всего, на более высокий, что и привело к обнажению при денудации.

Золотое кварцево-жильное оруденение представлено мелким обрабатываемым месторождением и рудопроявлением на эрозионном срезе девонских образований Чарышского блока, местами перекрытых маломощными современными отложениями.

Критерии и признаки для поисков месторождений определяются их формационным типом, геологической позицией, пространственным положением (в том числе глубиной залегания). В случае выхода руд на современный эрозионный срез «срабатывает» самый надёжный прямой поисковый признак — минералогический, благодаря которому в разное время были открыты все известные месторождения железных, железо-титан-ванадиевых, золотых, серебряных и значительной части полиметаллических руд. К последним относятся Змеиногорское, Лазурское, Семеновское, Локтевское и другие мелкие месторождения и рудопроявления, отработанные к XX столетию с поверхности неглубокими горными выработками. Промышленные запасы Золотушинского и Среднего месторождений открыты соответственно в конце 30-х и 50-х годов прошлого столетия при помощи скважин колонкового бурения на участках полностью отработанных поверхностных окисленных полиметаллических руд. По этому же признаку (небогатая прожилково-вкрапленная рудная минерализация, распространяющаяся выше рудной зоны до многих десятков метров, проявлена на дневной поверхности), открыты Майское, Степное месторождения и юго-восточный фланг Корбалихинского. Другие глубокозалегающие погребенные и скрытопогребенные месторождения колчеданно-полиметаллической формации выявлены в результате разномасштабных общегео-

логических и (или) прогнозно-металлогенических исследований с использованием всего арсенала геологических предпосылок и поисковых признаков (минералогических, геохимических, геофизических и др.), а также бурового самоходного и стационарного оборудования. Так, при прослеживании от известных рудных зон потенциально рудовмещающей структуры и проверке геохимических аномалий были открыты Новозолотушинское месторождение в 3,5 км к югу от Золотушинского, Юбилейное — в 19 км к юго-востоку от предыдущего, Таловское — в 3 км к западу от Степного, северо-западный фланг Корбалихинского. В западной части Рубцовского рудного района, где девонские продуктивные породы перекрыты толщей кайнозойских глин мощностью до 100 м и более, обнаружены два погребенных месторождения очень богатых полиметаллических сульфидных и окисленных руд: Рубцовское — в процессе съемки м-ба 1:50 000 при проверке геофизической аномалии вызванной поляризации, Захаровское — на стадии поисков при оценке геохимической аномалии в коренных породах.

Учитывая результаты планомерных научно-производственных геологоразведочных работ, выполненных до 90-х годов прошлого столетия в больших объемах, возможности обнаружения неизвестного относительно легко открываемого промышленного оруденения в Северо-Западном Алтае практически исключены. Ограничены они и в отношении трудно открываемых руд, хотя последние еще могут присутствовать (см. рис. 2).

Организацию новых поисковых работ в регионе, что не исключено в перспективе, необходимо предварить полноценными прогнозно-металлогеническими исследованиями, базирующимися на новых, соответствующих времени, теоретических геологических предпосылках и практических поисково-оценочных технологиях и технических средствах. Только после таких исследований (как и выполненных ранее в 50-е и 70-е годы под руководством и при активном участии соответственно ВАГТа и ЦНИГРИ) можно будет развернуть следующий виток, теперь уже весьма дорогостоящих поисковых работ, которые позволят дать положительный или отрицательный прогноз.

Что касается железорудных месторождений, то перспективы открытия новых промышленных объектов в регионе на доступных глубинах практически равны нулю, поскольку все проявления и магнитные аномалии достаточно хорошо проверены. В настоящее время можно успешно обрабатывать подготовленные к освоению, т.е. детально разведанные, Инское и Белорецкое месторождения магнетитовых руд. При этом на последнем следует

ожидать реальный прирост запасов на глубине, по падению рудной зоны, исчисляемый многими десятками миллионов тонн. На Холзунском месторождении апатит-магнетитовых и Харловском железо-титан-ванадиевых руд, в случае решения вопроса об их освоении, необходимо провести детальные геологоразведочные работы.

Наличие руд колчеданно-полиметаллической формации в промышленных масштабах можно ожидать на ограниченных участках Рудноалтайского блока на глубине 500–700 м и более. Они будут отвечать тем прогнозным ресурсам России, которые «в основной своей части геологически более сложны для открытия, более труднодоступны для промышленного освоения, их выявление и использование потребует значительно больших объемов геологоразведочных работ и капитальных затрат» [6, с.12]. Верхние же горизонты, как показано выше, в регионе достаточно хорошо опробованы. На них выявлены и разведаны запасы довольно крупной минерально-сырьевой базы цветной металлургии России, освоение которой в настоящее время восстанавливается. Поскольку эта база определяется исключительно медью, свинцом, цинком с золотом и серебром, она, по данным А.И.Кривцова, относится к группе наиболее ликвидных полезных ископаемых, погашение известных запасов которых в мировой практике горнорудного производства произойдет в ближайшие 40–50 лет [5]. Рассматриваемый регион — не исключение. Имеющаяся в его пределах сырьевая база как одна из основных в России на ближайшую перспективу для производства цинка, а также во многом меди и свинца может быть отработана в течение 35–45 лет. Ее восполнение — проблема сегодняшнего дня, если учесть, что на поиск и разведку месторождений многих полезных ископаемых, в том числе колчеданно-полиметаллических руд, времени требуется, как известно, значительно (если не на порядок!) больше, чем на их отработку.

Вольфрам-редкометалльная минерализация, связанная с мелкими месторождениями (Белорецкое, Плитнинское, Кремлевское) и проявлениями (Новоколыванское и др.), заслуживает переоценки. В контактовых зонах Синюшинского и Убино-Белореченского гранитных массивов необходимы прогнозно-поисковые работы с использованием площадных минералого-геохимических методов, применением легких горных выработок (шурфы, канавы) и неглубокого картировочного бурения. В результате могут быть выявлены месторождения, рентабельные для небольших горнорудных предприятий.

На золото (главным образом коренное) в промышленных масштабах перспективен девонский

Новофирсово-Курья-Акимовском прогиб Чарышского блока. На эту территорию при помощи картировочного бурения, опробования легких горных выработок следует составить крупномасштабные прогнозно-металлогенические карты (1:25 000–1:10 000) с врезками на перспективных участках (1:5000–1:2000). Первоочередными в этой работе являются Акимовско-Мурзинское и Новофирсовское рудные поля, на первом из которых эксплуатируется небольшое месторождение, а на втором известно перспективное рудопроявление.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Вахрушев В.А.* Минералогия, геохимия и генетические группы контактово-метасоматических железорудных месторождений Алтае-Саянской области. — М.: Недра, 1965.
2. *Государственная* геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Сер. Алтайская. Лист М-44-ХI (Змеиногорск). Объяснительная записка / О.В.Мурзин, В.М.Чекалин, Н.В.Сыроежко и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
3. *Государственная* геологическая карта РФ масштаба 1:200 000. Изд. 2-е. Сер. Алтайская. Лист М-44-Х (Горняк). Объяснительная записка / О.В.Мурзин, В.И.Горшечников, В.А.Жданов и др. — СПб.: ВСЕГЕИ, 2001.
4. *Калугин А.С.* Атлас текстур и структур вулканогенно-осадочных железных руд Алтая. — Л.: Недра, 1970.
5. *Кривцов А.И.* Минерально-сырьевая база на рубеже веков — ретроспектива и прогнозы. — М., 1999.
6. *Кривцов А.И., Беневольский Б.И., Мигачев И.Ф.* Проблемы национальной минерально-сырьевой безопасности // Отечественная геология. 2001. № 1. С. 11–14.
7. *Лузгин Б.Н.* Свидетельства неэнтропийных процессов в гетерогенном рудообразовании (на примере Алтайского железорудного района) // Современные проблемы геологии, минерации и комплексного освоения полезных ископаемых Большого Алтая: Материалы II Международной конференции. Ч. I. Усть-Каменогорск, 2003. С. 171–174.
8. *Петц Г.* Геологическое описание 13 листа X ряда десятиверстной карты Томской губернии (листы: Змеиногорск, Белоглазово, Локоть и Кабанья) // Тр. Геол. части кабинета Е.И.В. СПб. 1904. VI. Вып. 1.
9. *Селиверстова М.И., Шабалин Л.И.* Харловское месторождение // Железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1981. С. 188–190.
10. *Холзунское* месторождение / Е.Н.Трибунский, Э.Ф.Запорожский, И.А.Калугин и др. // Железорудные месторождения Сибири. Новосибирск, 1981. С. 183–188.
11. *Чекалин В.М.* Основные закономерности размещения и принципиальная модель формирования колчеданно-полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая // Геология и геофизика. 1991. № 10. С. 75–89.
12. *Чекалин В.М.* Основные черты металлогении Северо-Западного Алтая // Проблемы металлогении юга Западной Сибири. Томск, 1999. С. 76–80.
13. *Чекалин В.М.* Белорецкое месторождение скарново-магнетитовых руд в Горном Алтае // Руды и металлы. 2000. № 4. С. 52–68.
14. *Чекалин В.М.* Вольфрам-редкометалльное оруденение Северо-Западного Алтая и его перспективы // Руды и металлы. 2001. № 5. С. 19–31.

15. Чекалин В.М., Гладько А.Б. Геогностическая карта Колыванского горного округа 1837 г. // Охрана и использование памятников истории горного дела и камнерезного искусства Алтайского края. Барнаул, 1986. С. 53–56.
16. Чекалин В.М., Половникова Л.М. Инское месторождение скарново-магнетитовых руд в Горном Алтае // Геология и геофизика. 1997. № 6. Т. 38. С. 1106–1116.
17. Шокальский С.П. Петрохимия Харловского титаносодержащего интрузива в Горном Алтае // Петрохимия рудоносных габброидных формаций. Новосибирск, 1990. С. 91–118.

УДК 553.661.2

© И.А.Богуш, А.А.Бурцев, 2006

МИНЕРАЛОФИЗИЧЕСКАЯ ЗОНАЛЬНОСТЬ И ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ РУДНЫХ ТЕЛ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЧЕДАННОГО СЕМЕЙСТВА

И.А.Богуш, А.А.Бурцев (Южно-Российский государственный технический университет)

При локальном прогнозе колчеданного оруденения ведущую роль играет правильное определение направления максимальной изменчивости минералогенетических показателей. Это градиент, знак которого зависит от конкретного изучаемого показателя (микротвердость, термо-э.д.с., термобарогеохимические, кристалломорфологические и др.). Каждый из этих показателей может быть охарактеризован своим градиентом, и эти градиенты отражают зональность колчеданных объектов, которая нередко проявляется лишь на латентном уровне. Формирование зональности обусловлено сочетанием генетических и эпигенетических факторов. Определение характера зональности, структурных и генетических позиций оруденения существенно осложняется известной конвергентностью колчеданных руд.

В свое время в геологической практике существовало мнение о так называемых проходящих, или сквозных, минералах (кварц, пирит, магнетит) как о геологически неинформативных. Действительно, на макроуровне в большинстве случаев сам факт присутствия такого минерала не указывает на наличие руды. Однако если наличие самого минерала не есть признак, то генетически информативными могут быть некоторые его свойства. Пирит — базовый и самый информационно емкий минерал колчеданных руд. Информация об условиях минералогенеза может быть доступна на микроуровне и на уровне минералофизических параметров, которые для разных типов колчеданной

минерализации показательны даже на визуальном макроуровне в неизменных рудах, но конвергируют в результате метаморфических трансформаций. В полигенных и метаморфизованных колчеданных рудах лишь по макроструктурным показателям практически невозможно определить количественное соотношение генетически различающейся рудной минерализации. Ранее изучались причины различий физических показателей пирита для определения его генетических разновидностей [5]. Впоследствии наиболее логичными в этом направлении оказались результаты работ по выделению генетических типов пирита [1] и выявлению его онтогенеза на уровне микроморфогенетических структур [2].

При этом учитывается, что практически каждое единичное зерно пирита, слагающего колчеданное тело, как правило, гетерогенно по своей природе — в нем отражается эволюция условий колчеданного рудогенеза во времени. Эта информация сохраняется в закономерностях сочетания конституционных и градиционных свойств пирита. Существуют известные методы и приемы, позволяющие в свете учения об онтогении минералов (Д.П.Григорьев, А.Г.Жабин, Н.П.Юшкин) расшифровать эту информацию на уровне минерала. Текстурно-структурные особенности руд колчеданных месторождений есть результат проявления ряда процессов: гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического рудонакопления, а также син- и эпигенетического перераспределения вещества, диагене-

тического и метаморфического преобразования руд. Так, ядро зерна (кристалла) может быть сложено осадочным или диагенетическим пиритом, промежуточная оболочка — гидротермальным, а периферия — наложенным метаморфическим. При этом генетически различающиеся зоны кристалла имеют четко выраженные типоморфные минералофизические показатели (твердость, термо-э.д.с., электропроводность и др.), поэтому соотношение типоморфных показателей пирита при статистической значимости результатов дает адекватное представление о соотношении содержаний генетических типов пирита в колчеданных рудах.

Конвергентность руд может быть практически полностью устранена в случае применения комплекса минералофизических методов, выявляющих латентную генетическую информацию на количественном уровне. Комплексный подход к геологическим исследованиям вообще и к прогнозным в частности трактуется как принцип полноты учета генетических факторов [3]. В настоящее время этот подход обрел четко выраженный параметрический характер [4]. Генетическая принадлежность руд, имеющих колчеданный базис, может быть уверенно установлена по комплексу физических характеристик проходящего рудного минерала — пирита. Это подтверждено нами в ходе изучения 30 колчеданных объектов на Северном Кавказе и Южном Урале. Наиболее информативным показателем пирита является микротвердость. Исследования микротвердости проводились по стандартной методике (С.И.Лебедева) в зернах и агрегатах полированных шлифов. Микротвердость оценивается по модальным значениям на гистограммах для каждого образца. Модальные значения типоморфны, они точно характеризуют генетическую принадлежность исследуемого пирита. В случае полигенности зерен и кристаллов пирита на гистограммах микротвердости проявляются 2–3 модальных пика. Микротвердость исследованных пиритов варьирует в широком диапазоне значений (рис. 1) и является типоморфной интегральной величиной.

Скрытая внутрирудная зональность, выявляемая на минералофизическом уровне, фиксируется среди прочего изменением процента содержания в образцах отдельных видов типоморфных структур и текстур рудных агрегатов (диагенетических, автобластических, метаморфогенных и др.), а также вариацией кристалломорфологических, кристаллоанатомических и других характеристик. При изучении микротвердости процентное соотношение пиритов, обладающих разной степенью метаморфизма, определялось по количественному попаданию

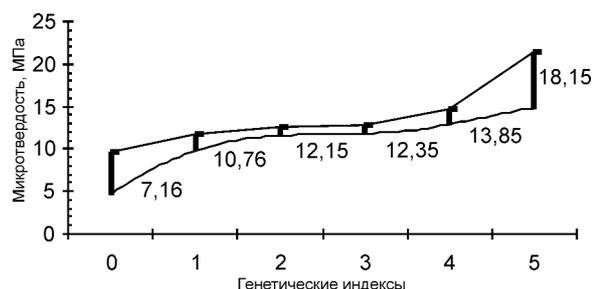


Рис. 1. Типоморфные интервалы микротвердости генетических типов пирита:

0 — осадочный, 1 — диагенетический, 2 — автобластический, 3 — гидротермально-метасоматический, 4 — регионального метаморфизма, 5 — локального метаморфизма

конкретного значения в тот или иной типоморфный интервал микротвердости (см. рис. 1). Эти интервалы могут быть сгруппированы на генетической основе: (тип 0+тип 1)→(тип 2+тип 3)→(тип 4+тип 5). Такая группировка охватывает весь онтогенетический цикл пирита в колчеданном объекте [2].

Для изображения природы руд, базис которых сложен различными генетическими типами пирита, успешно может быть применена стандартная треугольная диаграмма (рис. 2).

На рис. 2, а вершины треугольника соответствуют максимальному развитию процессов: левая — гидротермальный рудный седиментогенез, диагенез рудных осадков; верхняя — автобластез+метасоматоз; правая — эпигенетические трансформации: наложенный региональный и локальный метаморфизм. Тогда точки, отображающие соотношение генетических типов пирита в образце, попадая в малый треугольник № 1, будут соответствовать онтогенетическому пространству с доминированием признаков осадочно-диагенетического происхождения. Точка, помещенная в малый треугольник № 2, будет соответствовать господству в пределах образца признаков синрудного гидротермального метасоматоза. Малый треугольник № 3 будет содержать образцы пирита, слагающего базис комбинированных руд. Эти руды, визуальнo конвергентные с другими промышленно-генетическими типами руд, на минералофизическом уровне еще не утратили признаков первичной генетической принадлежности, однако в значительной степени уже приобрели сингенетичные признаки автосоматически измененных руд и в ходе онтогенеза залежи начинают претерпевать эпигенетическое воздействие факторов регионального (зеленокаменного) метаморфизма. Треугольник № 4 соответствует максимальному развитию процессов наложенного

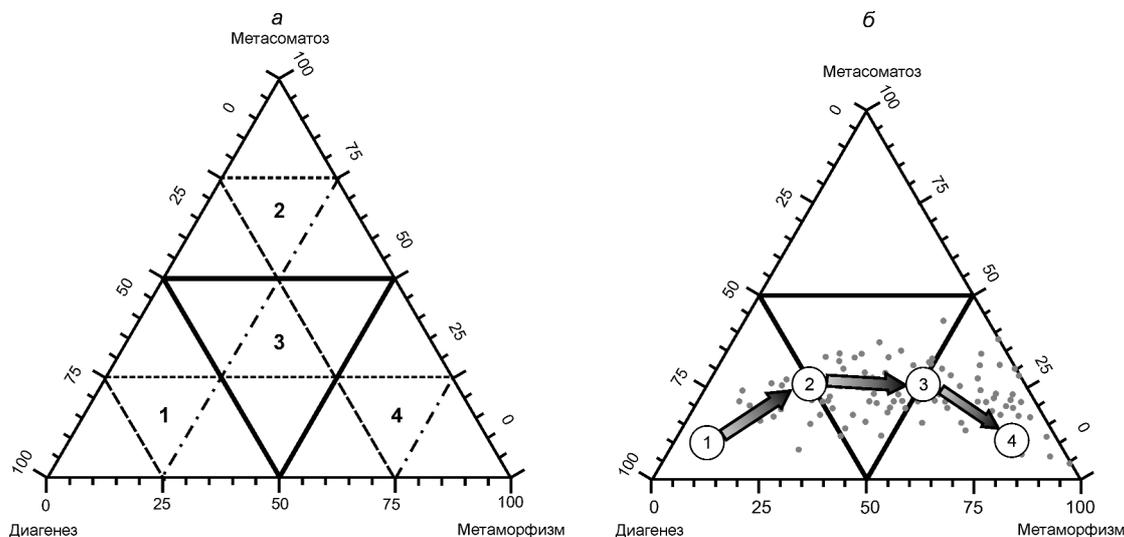


Рис. 2. Генетические диаграммы колчеданного рудогенеза (а) и микротвердости пирита (б):

пояснения см. в тексте

метаморфизма. Образец, генетические координаты которого определяются ближайшими окрестностями правой вершины треугольника, является продуктом метаморфизма; выяснение его первичной генетической принадлежности весьма проблематично.

На рис. 2, б изображена схема онтогенеза пирита колчеданной залежи в аспекте эволюции микротвердости пирита, представляющая собой сводную генетическую диаграмму микротвердости пирита месторождений Джусинское и Барсучий Лог (по разрезам 10 скважин, более 6 тыс. единичных замеров). Оцифрованными стрелками на диаграмме обозначены фазы преобразования руд, базис которых сложен гидротермально-осадочным и осадочно-диагенетическим пиритом, в метаморфические руды, содержащие метаморфизованный и метаморфогенный пирит.

Так, будучи первично осадочно-диагенетическим, пирит, подвергаясь аутометаморфизму (стрелка 1), постепенно утрачивает признаки первичной генетической принадлежности (стрелка 2). Из левого треугольника точка, обозначающая соотношение значений микротвердости, перемещается в центральный. Условно воздействие всей совокупности процессов рудогенеза на образец можно представить в виде аналогии, описываемой привычными терминами «точка», «плоскость» и «сила» как векторная величина. На осадочный пирит сульфидной постройки практически тут же начинают воздей-

ствовать процессы аутометасоматоза, аутометаморфизма, а впоследствии и наложенного метаморфизма. В рамках предлагаемой графической модели это соответствовало бы тому, как если бы на точку, соответствующую образцу осадочного пирита (левая вершина треугольника), начали действовать две неравные и постоянно изменяющиеся силы. Равнодействующая этих сил и будет определять «траекторию», вдоль которой размещены точки, соответствующие образцам. Одна из сил направлена вертикально вверх и отображает действие процессов аутометасоматоза, другая — к правой вершине треугольника по медиане. Эта сила отображает действие процессов наложенного метаморфизма, и в ходе онтогенеза залежи она все более возрастает, постепенно вытесняя вертикальную силу — процессы аутометасоматоза. Это вытеснение отвечает угасанию активности рудогенерирующей системы и происходит в пределах центрального треугольника № 3. Далее в ходе онтогенеза колчеданной залежи сингенетические факторы вытесняются наложенными эпигенетическими трансформациями (стрелка 3). Стрелка 4 соответствует завершению онтогенетического цикла пирита. Это означает, что пириты из образцов, отображаемых точками, попавшими в правый треугольник, в результате воздействия факторов локального метаморфизма приобрели высокую твердость и даже на минералофизическом уровне полностью утратили признаки первичной генетической принадлежности. Конвер-

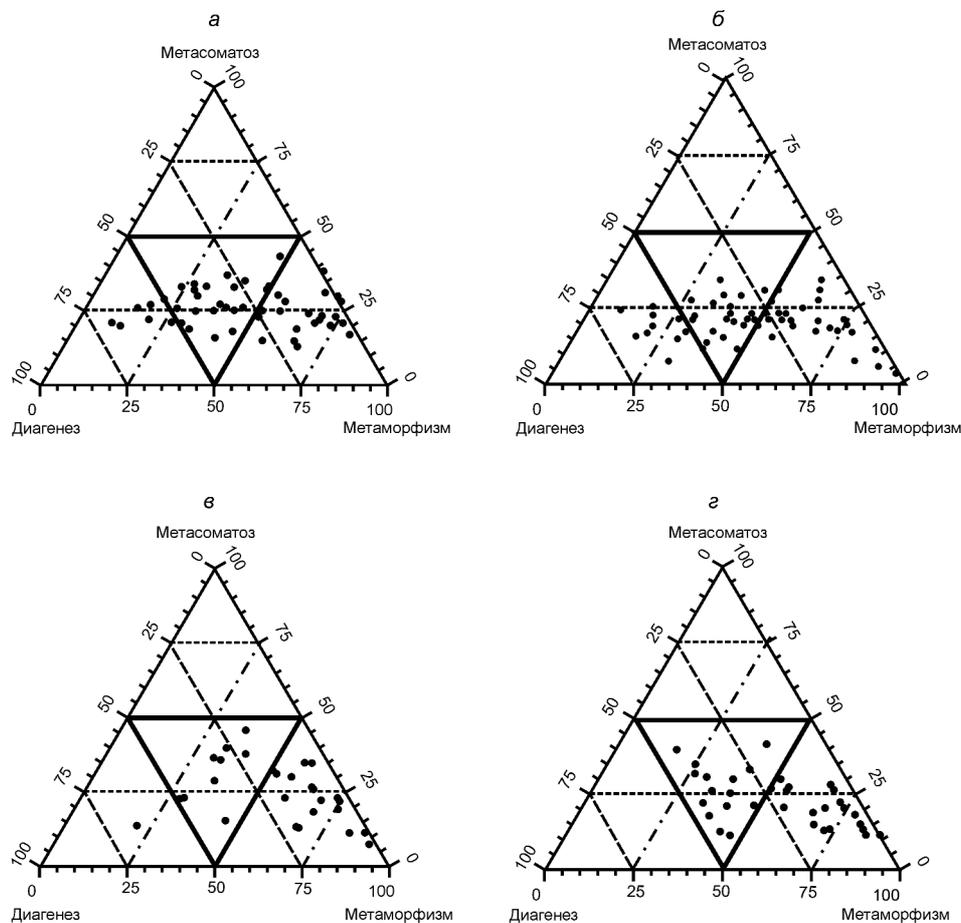


Рис. 3. Генетические диаграммы микротвердости пиритов различных месторождений колчеданного семейства:

a — Джусинское, Южный Урал, *б* — Барсучий Лог, Южный Урал, *в* — Урупское, Северный Кавказ, *г* — Орское, Южный Урал

гентность руд, соответствующая энтропии и обратная информативности, господствует и на микроуровне. В целом траектория, обозначенная стрелками, отражает энтропийный характер утраты информации, выражающийся в росте средних значений микротвердости пиритов при уменьшении дисперсии этого показателя.

На рис. 3 приведены генетические диаграммы микротвердости пиритов колчеданных объектов Северного Кавказа и Южного Урала. Сходство сводных диаграмм объектов *a* и *б*, объясняется тем, что рудные сечения, по которым была проанализирована микротвердость, представляют собой наиболее полные разрезы исследуемых месторождений, отражающие закономерную смену генетичес-

ких типов руд, встречающихся на объекте. Это эталонные скважины, по которым можно судить о зональном строении месторождения. На минералофизическом уровне (сходство формы «облаков» точек-образцов) установлена генетическая аналогия месторождений Джусинское и Барсучий Лог. Руды Урупского месторождения изучены также в эталонном сечении; они претерпели более интенсивное воздействие эпигенетических факторов, поэтому малый треугольник № 1 практически пуст (см. рис. 3, *в*). Руды Урупского месторождения, будучи первично гидротермально-осадочными, к концу онтогенетического цикла были достаточно изменены, и генетический спектр урупских пиритов смещен в сторону метаморфизма. Еще более «урезанный» ге-

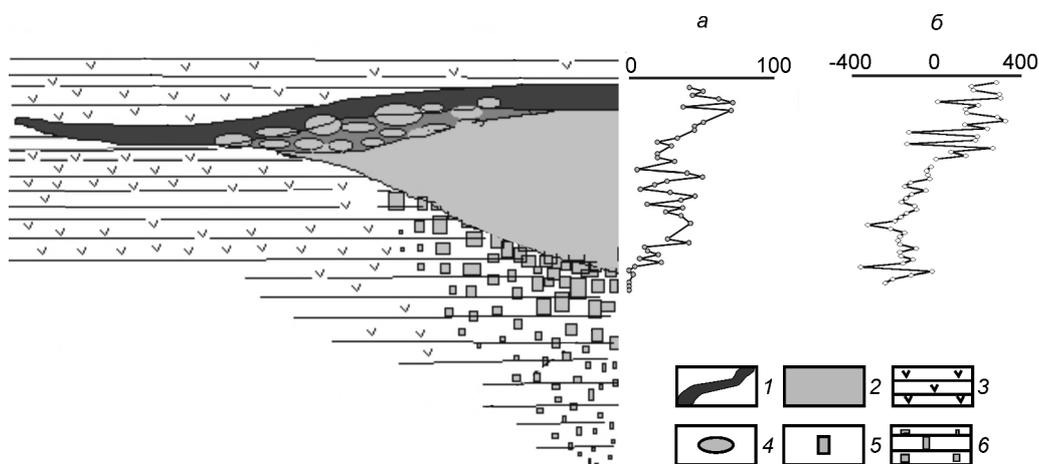


Рис. 4. Схема минералофизической зональности колчеданной рудной залежи, Джусинское месторождение (Южный Урал):

a — развитие осадочно-диагенетической пиритной минерализации, *б* — изменение суммарного коэффициента термо-э.д.с., мкВ/°С; 1 — кремнисто-оксидно-сульфидные руды; 2 — сплошные медноколчеданные и колчеданные руды; 3 — вулканиты среднего и основного состава; 4 — рудокласты; 5 — вкрапленная пиритизация; 6 — зона подрудного метасоматоза

нетический спектр наблюдается для типов пирита Орского месторождения (см. рис. 3, *з*).

Характер зональности вышеперечисленных месторождений изучен по известным методикам (Н.В.Петровская, С.И.Лебедева). Из четырех объектов выделяется разрез Орского гидротермально-осадочного полигенного месторождения, на котором скважинами вскрыта опрокинутая залежь, бывшая ранее «верхней» частью разреза (см. рис. 3, *з*).



Рис. 5. Обратная минералофизическая зональность Орского месторождения, Южный Урал

Она подверглась воздействию наложенного метаморфизма и лишилась существенной части признаков первичной гидротермально-осадочной генетической принадлежности.

Месторождения Джусинское, Урупское и Барсучий Лог демонстрируют ярко выраженную прямую минералофизическую зональность, свойственную нормально залегающим рудным телам (рис. 4).

На минералофизическом уровне зональность выражается в деградации (по направлению от кровли залежи к ее подошве) осадочно-диагенетического типа пирита (тип 0+тип 1, точечный пик) и развитии метаморфогенного (тип 4+тип 5, сплошная линия). Процессы автобластеза и метасоматоза (тип 2+тип 3, пик) развиты равномерно по всему рудному сечению. Опрокинутое залегание залежи иллюстрируется сравнением с вертикальной минералофизической зональностью Орского рудного разреза (рис. 5). Обратный характер минералофизической зональности Орского месторождения фиксируется по минералофизическому градиенту развития пиритов гидротермально-осадочного генезиса, имеющему противоположный знак по сравнению с градиентами в пределах трех предыдущих объектов (см. рис. 5). Такая картина объясняется опрокинутым залеганием рудного тела.

В заключение отметим следующее.

Генетическая типизация оруденения по микротвердости пиритов (пиритометрия) с использованием количественного выражения степени метаморфизма руд позволяет производить генетическую разбраков-

ку колчеданопроявлений, сводя тем самым к минимуму конвергентность колчеданных руд.

Применение минералофизических методов исследования для выявления скрытой внутрирудной зональности дает возможность на параметрическом уровне получать представления о структурных позициях рудных объектов, что существенно облегчает локальный прогноз латентного оруденения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Богущ И.А.* Генетические типы и онтогенез дисульфидов железа колчеданной формации Северного Кавказа // Проблемы онтогенеза минералов Л., 1985. С. 67–71.
2. *Богущ И.А., Бурцев А.А.* Онтогенетический атлас морфогенетических микроструктур колчеданных руд. – Ростов-на-Дону: Изд-во СКНЦ ВШ, 2004.
3. *Кривцов А.И.* Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. – М.: Недра, 1983.
4. *Месторождения колчеданного семейства.* Сер. Модели месторождений благородных и цветных металлов / А.И.Кривцов, О.В.Минина, А.Г.Волчков и др. – М.: ЦНИГРИ, 2002.
5. *Cambel, Jarkowsky J.* Geochemie der Pyrite einiger Lagerstätten der Tschechoslowakei. – Bratislava, 1967.

УДК 553.435.044 (470.55/.58)

© Н.И.Татарко, 2006

ОБОБЩЕНИЕ ОПЫТА ПРОГНОЗНОЙ ОЦЕНКИ ПОТЕНЦИАЛА КОЛЧЕДАНОНОСНОСТИ СИБАЙСКОЙ ВУЛКАНОГЕННОЙ СТРУКТУРЫ, ЮЖНЫЙ УРАЛ

Н.И.Татарко (Сибайский филиал ОАО «Башкиргеология»)

Сибайский ГОК более 60 лет эксплуатирует Сибайское медноколчеданное месторождение, которое размещается в пределах рудоносной Сибайской вулканогенной структуры. Разработка месторождения до 2002 г. осуществлялась карьерным способом. За период добычных работ у предприятия накопились ряд проблем, главная из которых — выработка всех разведанных запасов руд к 2010–2015 гг., т.е. к этому времени комбинат останется без собственной сырьевой базы меди.

Горнодобывающим предприятием в Сибайском карьере погашено около 100 млн. т руды (рис. 1), при этом максимальный объем добычи (расцвет предприятия) приходился на период 1966–1983 гг., в 1978 г. он составил 6 млн. т. Однако за этот период восполнение разведанными запасами в пределах Сибайской вулканогенной структуры составило лишь 10 млн. т промышленных руд.

В настоящее время минерально-сырьевая база ГОКа представлена:

подкарьерными рудами месторождения Новый Сибай, для добычи которых осуществляется строительство подземного рудника;

месторождением Нижняя залежь Старого Сибая, обрабатываемым подземным способом;

месторождением Камаганское, разрабатываемым карьерным способом;

Суммарные запасы по этим месторождениям составляют около 30 млн. т, которые обеспечивают жизнедеятельность ГОКа лишь на 8–10 лет. Около половины этих запасов стали рентабельными для подземной добычи в последние 1,5–2 года в связи со значительным повышением цен, прежде всего на медь и золото. В зависимости от экономической ситуации ГОК в отдельные периоды может наращивать объемы добычи, поэтому срок обеспеченности запасами может сократиться.

В последние годы важной тенденцией в деятельности ГОКа является форсированное строительство подземного рудника, что обусловлено исчерпанием запасов для открытой добычи в Сибайском карьере. Как показывают расчеты, в следующие 4–6 лет предприятие должно полностью перейти на подземный способ отработки глубокозалегающих руд месторождений Новый Сибай, Нижняя залежь Старого Сибая и Камаганское. В условиях реально складывающейся инфраструктуры подземной добычи привлекательными становятся известные рудопроявления Подотвальное, Нижние горизонты Камаганского место-

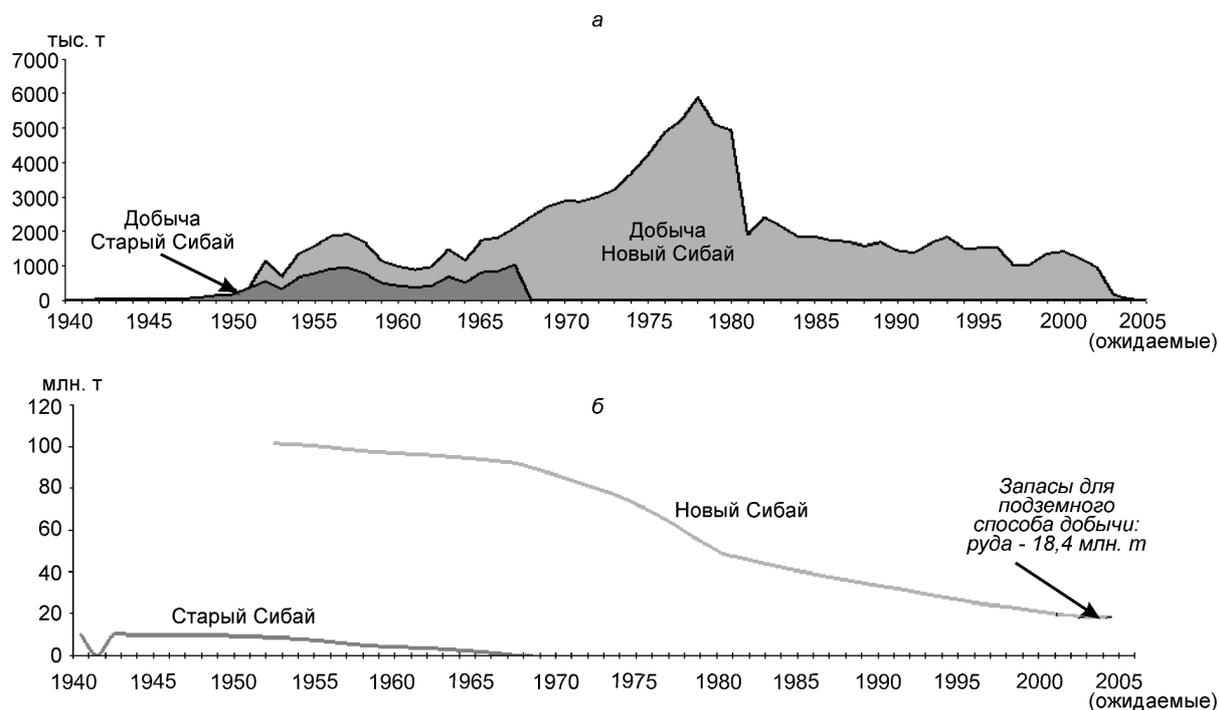


Рис. 1. Объемы добычи руды открытым способом (а) и динамика погашения разведанных запасов (б) на месторождениях Старый и Новый Сибай за 1940–2005 гг.

рождения, вскрытые скважинами на глубинах 500–850 м.

Учитывая современную конъюнктуру меди, характеризующуюся резким повышением цен, а также ожидаемым спадом отечественного производства, крупный Учалинский ГОК выразил готовность приобрести лицензии на разработку крупного Ново-Учалинского медноколчеданного месторождения, залегающего на глубинах 600–1000 м и находящегося в пределах его производственной инфраструктуры. Важное значение приобретает оценка прогнозных ресурсов глубоких горизонтов Сибайской вулканогенной структуры, которые могут стать нереализованным потенциалом Сибайского ГОКа.

Анализ движения ресурсов меди за период 1984–2001 гг. В 70-е годы прошлого столетия при оценке запасов меди в Сибайской структуре был сделан вывод, что фонд близповерхностных легко открываемых месторождений в основном исчерпан, и поисковые работы необходимо переориентировать на более глубокие горизонты. Для этого потребовались значительное совершенствование прогнозно-поискового комплекса и соответствующая

оценка прогнозных ресурсов меди для более глубоких горизонтов локализации оруденения.

Впервые оценка прогнозных ресурсов меди глубоких горизонтов Сибайской вулканогенной структуры выполнена в 1984 г. геологами Дж.Э.Цабадзе и Е.В.Поповым по результатам геологической съемки м-ба 1:50 000 и тематических работ для района Сибайского месторождения. Исследователи распределили прогнозный потенциал меди по следующим глубинам: до 500 м по категории P_1 — 150 тыс. т; 500–1000 м по категории P_2 — 160 тыс. т; 1000–1800 м по категории P_3 — 2000 тыс. т. Исходя из современных представлений о геологическом строении Сибайской вулканогенной структуры недостатком данной оценки является завышение предельной глубины залегания прогнозных ресурсов категории P_3 из-за нехватки информации по уровням локализации оруденения, контролируемого размещением рудовмещающих рудоносных толщ кислого состава. В то же время, установленные ресурсы позволили целенаправленно и планомерно проводить последующие геолого-поисковые работы.

Реализация прогнозных ресурсов осуществлялась эпизодическими поисковыми работами в основном до 500, реже до 1000 м вплоть до 2001 г. Были получены следующие результаты:

при оценке ресурсов категории P_2 в 1985 г. в интервале глубин 330–600 м было открыто месторождение Нижняя залежь Старого Сибая с промышленными запасами меди по категории C_1 190 тыс. т;

при оценке ресурсов категории P_1 в 1992 и 1998 гг. были открыты Верхняя и Западная залежи Камаганского рудопоявления в интервале глубин соответственно 25–130 и 73–260 м, которые позволили получить Камаганское месторождение с промышленными запасами меди категории C_1 100,4 тыс. т;

оценка ресурсов категории P_3 не проводилась, так как поисковые работы на глубинах более 1000 м по соответствующим геолого-экономическим расчетам не рентабельны.

Кроме того, в результате выполненных работ за период 1984–2001 гг., на глубинах до 500 м получены ресурсы категории P_2 в количестве 310 тыс. т меди. Их реализация осуществлялась в рамках федерального проекта «Поиски близповерхностных медноколчеданных руд в центральной части Сибайского рудного района» в 2002–2005 гг.

Современная оценка прогнозных ресурсов меди. В процессе работ 2002–2005 гг. получен фактический материал, позволивший существенно уточнить геологическое строение Сибайской вулканогенной структуры. В пределах последней развиты вулканогенные отложения риолит-базальтовой формации, представленной чередованием двух толщ пород кислого и двух — основного состава, залегающих на недифференцированных базальтах основания. Оруденение локализуется в пределах нижней и верхней толщ кислого состава на нескольких литолого-стратиграфических уровнях. Рудоносные вулканогенные отложения слагают на базальтовом основании две рудоконтролирующие вулканические постройки — Сибайскую на севере и Ракай-Ряшскую на юге. Сибайская постройка представлена верхней (до глубины 500–600 м) и нижней (>500 м) рудоносными толщами кислого состава, а Ракай-Ряшская — нижней толщей кислого состава, залегающей на глубинах 0–750 м и более.

В результате выполненных работ получены ресурсы меди категории P_1 в количестве 100 тыс. т, размещенные в пределах верхней рудоносной толщи в интервале глубин 40–350 м (Северо-Сибайское рудопоявление), и категории P_2 в количестве 500 тыс. т, локализованные в нижней рудоносной толще на глубинах более 500 м (рудопоявления Западно-Сибайское и Ряш). На базе полученных ре-

зультатов и современных представлений о геологическом строении Сибайской вулканогенной структуры прогнозный потенциал меди может быть рассчитан по категории P_2 в пределах Сибайской и Ракай-Ряшской вулканических построек отдельно для нижней и верхней рудовмещающих толщ кислого состава с использованием продуктивности меди соответственно 50 и 100 тыс. т/км². Тогда ресурсы меди категории P_2 составят: для верхней толщи 100 тыс. т $18 \text{ км}^2 = 1800$ тыс. т; для нижней — 50 тыс. т $32,9 \text{ км}^2 = 1700$ тыс. т. Суммарные ресурсы меди в целом для структуры составят $1800 + 1700 = 3500$ тыс. т. Они могут быть сосредоточены в 200 млн. т руды, что в полной мере корреспондируется с разведанными запасами Учалинской рудоносной структуры.

К настоящему времени рассчитанные ресурсы меди категории P_2 реализованы следующим образом (рис. 2). В пределах верхней толщи 1580 тыс. т переведены в промышленные запасы категорий $A+B+C_1+C_2$ (месторождения Старый и Новый Сибай, Нижняя залежь, Камаганское), 100 тыс. т — в категорию P_1 (Северо-Сибайское рудопоявление) и 120 тыс. т меди категории P_2 могут представлять мелкие рудные тела, которые невозможно обнаружить современными техническими средствами. В пределах нижней толщи прогнозные ресурсы меди 1700 тыс. т не переведены к настоящему времени в более высокие категории и корреспондируются с ресурсами P_3 , выделенными в 1984 г. для нижних горизонтов Сибайского месторождения.

Таким образом, к нереализованному потенциалу Сибайской вулканогенной структуры относятся ресурсы категории P_2 , сосредоточенные в нижней толще кислого состава на глубинах 500–1000 м в количестве 1700 тыс. т меди. Данный прогноз подтверждается открытиями середины 80-х годов в пределах Учалинской вулканогенной структуры. Здесь вблизи Учалинского медноколчеданного месторождения, разрабатываемого карьерным способом, выявлено крупное Ново-Учалинское месторождение, залегающее на глубинах 600–1000 м.

Прогнозирование перспективных участков локализации новых рудных объектов. В пределах Сибайской вулканогенной структуры выполнено детальное объемное картирование с использованием структурно-фациального анализа вулканогенных фаций и проведена комплексная переинтерпретация имеющихся геологических, геофизических и геохимических материалов.

Обработка информации осуществлялась по компьютерной системе «Пангея», которая включает модули обработки геолого-геофизической инфор-

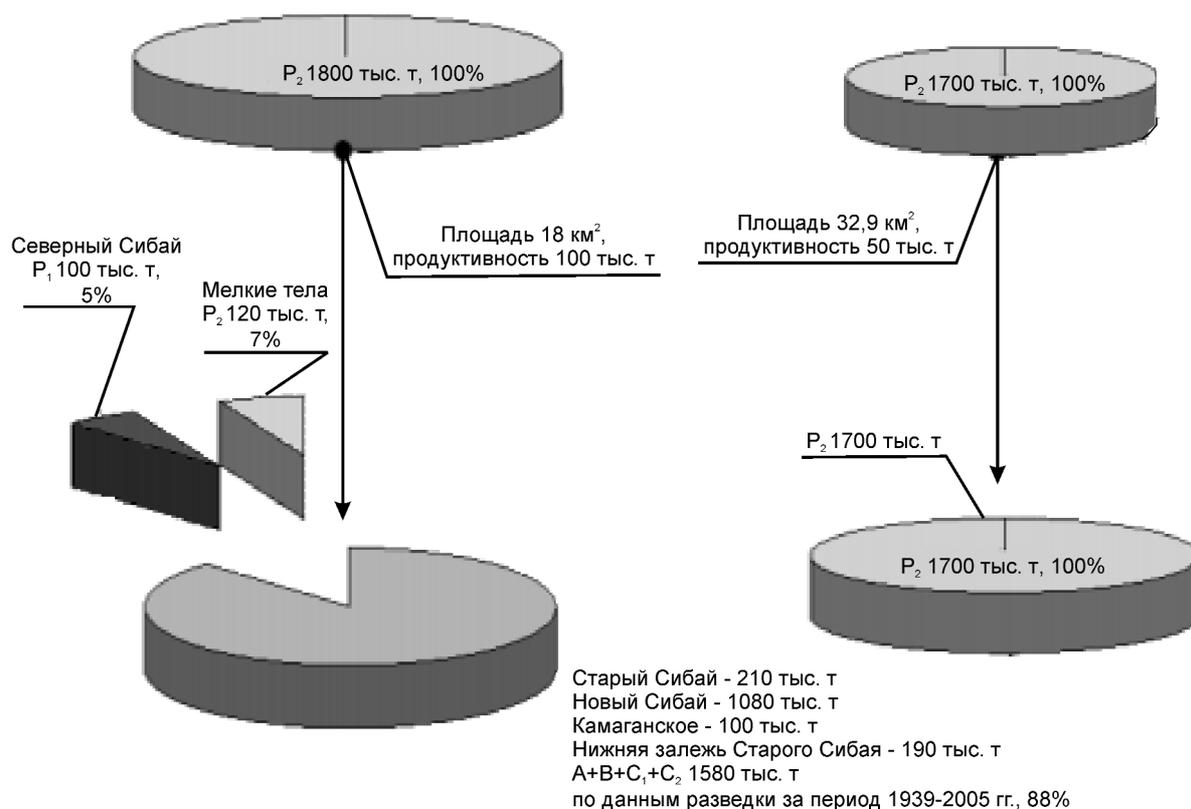


Рис. 2. Сопоставление прогнозных ресурсов меди, определенных по методике ЦНИГРИ, с разведанными запасами по уровням обогащения в пределах Сибайской вулканогенной структуры по состоянию на 2005 г.

мации, ориентированной на совместный анализ разнородных данных в отличие от традиционных методик, рассматривающих особенности только отдельных геофизических полей. Возможности системы позволяют вести объемный анализ изменения физических свойств выделенных площадей.

Для составления прогнозных карт использовалась программа «Прогноз». Алгоритм данной программы основан на гладкой интерполяции функций многих переменных, и задача прогнозирования сводилась к интерполяции в многомерном признаковом пространстве. Прогноз перспективных зон на медь выполнен по глубинным интервалам. Мощность каждого интервала составляла 50 м, глубина прогноза до 850 м.

Сводная карта прогноза на медь в интервале глубин 500–850 м показывает, что перспективные

участки выделяются в районе известных месторождений Новый и Старый Сибай, Камаганское, рудопоявления Западно-Сибайское и Ряш.

Итак, ресурсный потенциал на медь нижней рудоносной толщи кислого состава позволяет ожидать в пределах рудоконтролирующих Сибайской и Ракай-Ряшской вулканических построек открытия в интервале глубин 500–850 м новых медноколчеданных месторождений, которые обеспечат дальнейшее функционирование инфраструктуры горнодобывающего предприятия, в ближайшие годы переходящего в основном на подземную добычу. С этой целью необходимо уже в 2007 г. предусмотреть на территории Сибайской вулканогенной структуры выполнение прогнозно-поисковых работ для перевода ресурсов категории P_2 в количестве 1700 тыс. т в более высокие категории.

УДК 553.048 (26)

© В.В.Авдонин, Н.Е.Сергеева, 2006

ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ И ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ ОКСИДНЫХ РУД МИРОВОГО ОКЕАНА

В.В.Авдонин, Н.Е.Сергеева (Московский государственный университет)

Оксидные руды океана относятся к числу перспективных геолого-промышленных типов, интерес к которым в последние годы постоянно возрастает. Освоение этих образований требует решения сложных научных и практических проблем. Важнейшие вопросы их генезиса, закономерностей размещения, возможностей промышленного освоения рассматриваются в работах С.И.Андреева, Г.Н.Батурина, Ю.А.Богданова, В.В.Круглякова, Т.И.Лыгиной, М.Е.Мельникова, И.Н.Пономаревой, Т.Е.Седышевой, В.М.Юбко и многих других исследователей.

Оксидные руды Мирового океана характеризуются высокими содержаниями и грандиозными

ресурсами Mn, Ni, Co, Cu и других металлов (табл. 1).

Оксидные руды океана отличаются более высокими содержаниями основных компонентов по сравнению с рудами континентальных месторождений (в особенности российских), содержание металлов в которых обнаруживает устойчивую тенденцию к снижению (табл. 2). Что касается марганца, то в железомарганцевых конкрециях и корках он представлен оксидными рудами металлургического сорта, значительно превосходящими по качеству карбонатные руды российских месторождений. По извлекаемой ценности содержащихся в них

1. Сопоставление прогнозных ресурсов и содержаний металлов в рудах Мирового океана и суши, по С.И.Андрееву и др.

Основные виды океанического минерального сырья	Металлы	Мировой океан		Суша		Соотношение прогнозных ресурсов океана/суши
		Содержания, %	Прогнозные ресурсы, млн. т	Содержания, %	Прогнозные ресурсы, млн. т	
Оксидные железомарганцевые образования — конкреции и корки	Ni	0,6–1,4	569,5	0,3–2,44	87,7	6,5
	Cu	0,4–1,2	348,5	0,6–4,0	619,0	0,56
	Co	0,2–0,8	339,2	0,1–0,6	6,14	55,2
	Mn	20–42	18 153	20–4	15 571	1,2
	Pt	0,5–0,8 г/т	11,1 тыс.т	3,9–4,2 г/т	24,0 тыс. т	0,47
	Mo	0,04–0,06	30,2	0,01–0,12	11,6	2,6

2. Содержание металлов в добываемых рудах России и в месторождениях Мирового океана, по Е.Козловскому, 2004

Металлы	Содержание металла, %						
	Суша					Мировой океан	
	1990 г.	1995 г.	2000 г.	2005 г.	2010 г.	ЖМК	КМК
Ni	0,79	0,76	0,74	0,72	0,70	1,28	0,46
Co	0,048	0,047	0,045	0,043	0,040	0,20	0,60
Cu	0,82	0,86	0,82	0,80	0,79	1,02	0,40
Vn	22,0	20,0	20,5	20,2	20,0	26,8	22,6

3. Извлекаемая ценность полезных компонентов, по И.Ф.Глумову, И.И.Кузнецову, М.С.Проказовой, 2002

Типы руд	Извлекаемая ценность р./т
Сплошные сульфидные медно-никелевые	325–341
Вкрапленные сульфидные медно-никелевые	115–122
ЖМК	252–344
КМК	697–727

компонентов оксидные руды могут рассматриваться как богатые (табл. 3).

Важный показатель высокого качества оксидных руд — коэффициент извлечения металлов. Разработаны два способа переработки руд: пирометаллургический и гидрометаллургический. Сквозное извлечение металлов при использовании указанных методов составляет соответственно Ni 90 и 94, Cu 88 и 83, Co 86 и 92, Mn 74 и 82%.

Кроме того, оксидные руды — высокоэффективный природный сорбент. Расчеты показывают, что использование конкреций, корок и продуктов их переработки для очистки сбросовых вод промышленных (металлургических, металлообрабатывающих и др.) предприятий обеспечит повышение за счет сорбции содержания металлов — Cu и Ni в 5–10, Co в 20–25 раз.

Среди оксидных железомарганцевых образований океанского дна выделены формации железомарганцевых конкреций абиссальных котловин (ЖМК) и кобальтоносных железомарганцевых корок подводных поднятий (КМК) [1, 2].

Основная масса скоплений железомарганцевых конкреций размещается в интервале от 35°с.ш. до 42°ю.ш., образуя единый планетарный пояс, протягивающийся вдоль экватора через Тихий, Индийский и Атлантический океаны (рис. 1). В пределах пояса выделяются рудные провинции, приуроченные к крупным морфоструктурам дна — участкам глубоководных котловин. В Тихом океане наиболее важными в промышленном отношении являются провинции Клариион-Клиппертон, Калифорнийская, Центрально-Тихоокеанская в северной его части и Перуанская, Чилийская, Южно-Тихоокеанская — в южной. В Индийском океане известны провинции Центрально-Индийская, Западно-Австралийская, Джемонтина. В меньшей степени скопления конкреций развиты в Атлантическом океане, где вы-

марганцевых конкреций абиссальных котловин (ЖМК) и кобальтоносных железомарганцевых корок подводных поднятий (КМК) [1, 2].

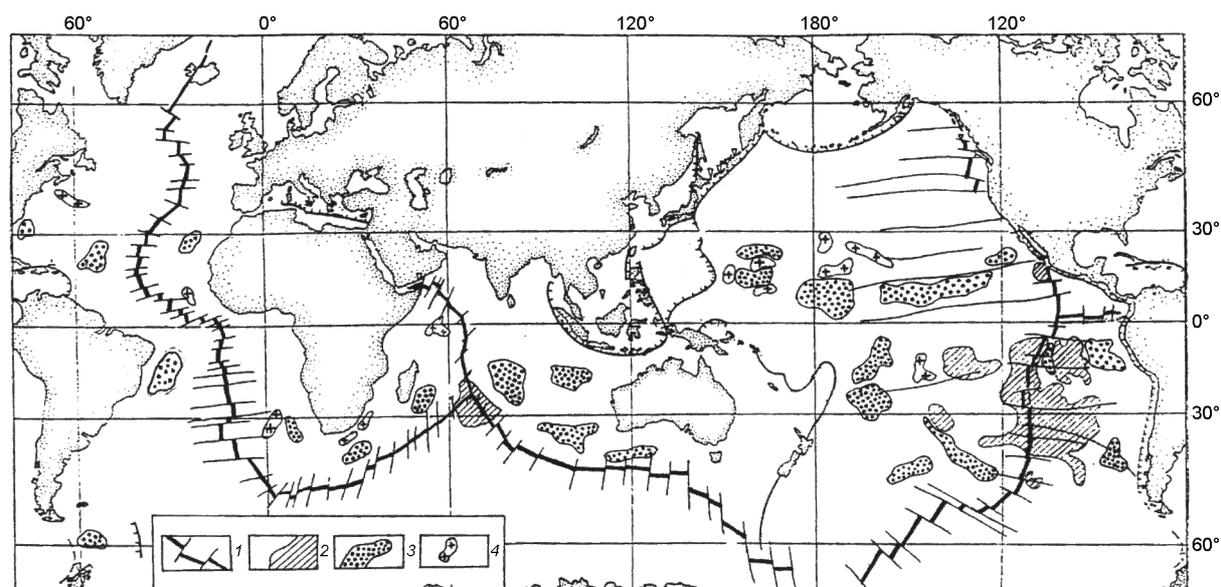


Рис. 1. Схема распространения металлоносных осадков, ЖМК и КМК в Мировом океане, с использованием материалов Г.Н.Батурина, Е.Г.Гурвича, А.П.Лисицына и др.:

1 — рифтовая зона COX; 2 — области распространения металлоносных осадков; 3 — крупнейшие провинции ЖМК; 4 — районы распространения кобальтоносных корок на подводных горах

делены Северо-Американская, Бразильская и Капская провинции.

Всего в Мировом океане выявлено 26 конкреционных объектов, отличающихся различной площадью, продуктивностью, содержаниями металлов.

Железомарганцевые конкреции, как и корки, относятся к сырью комплексного типа. Основные элементы конкреций — Mn, Ni, Co, Cu. Попутно могут извлекаться еще 29 элементов — благородные металлы (Au, Ag, МППГ), рассеянные (W, Te, Ta, Bi, Rb, Hf), редкие (V, Zr) и некоторые редкоземельные элементы группы церия и иттрия. Уровень содержания попутных компонентов в конкрециях характеризуется следующими показателями: Mo 0,06%, Au 0,03 г/т, Ag 1,1 г/т, Pt 0,12 г/т, TR 0,5 кг/т.

Фонд прогнозных ресурсов ЖМК в Мировом океане оценивается от 30–40 до 102 млрд. т сухой массы; по другим оценкам, только в Тихом океане прогнозные ресурсы конкреций достигают 349 млрд. т [6]. Железомарганцевые конкреции океанических котловин располагаются на глубинах 4000–5000 м на больших площадях; плотность залегания конкреций достигает 20 кг/м². Технико-экономические расчеты подтверждают техническую возможность и экономическую целесообразность обработки месторождений ЖМК.

Сбор конкреций со дна не требует разрушения донной поверхности, поскольку они залегают на мягких глинах. Опыты по подъему конкреций на поверхность проводились в США и Японии. Рассматривались два способа. Это эрлифт, разрабатываемый в США, и многоковшовая система на каналах нейтральной плавучести – в Японии.

Наиболее богатая рудная провинция Клариион-Клиппертон в Тихом океане Международным органом по морскому дну ООН разделена между странами и международными консорциумами. Часть площади зарезервирована для тех стран, которые к настоящему времени не имеют возможности (или необходимости) вести геологоразведочные работы, разрабатывать добычное устройство, технологию передела, т.е. осваивать месторождение. В провинции выделены участки площадью по 75 000 км² Российской Федерации (СССР), Японии, Франции, Китаю, Республике Корея и международным организациям (консорциумам) ОМІ, ОМСО, ЮОМ и др. Индия получила такой же участок в Центральной котловине Индийского океана. Начало собственно освоения месторождений — добычи конкреций — будет определено в общем случае конъюнктурой рынка металлов, а для каждой страны или консорциума технической готовностью и геологической обеспеченностью процесса добычи и металлургического передела руды.

Провинция Клариион-Клиппертон находится в северной приэкваториальной части глубоководной Северо-Восточной котловины Тихого океана. Ограничена субширотными трансформными разломами протяженностью около 5000 км, шириной 1000–1200 км. Глубина океана в этой части от 4,5 до 5,5 км. Земная кора трехчленного строения имеет мощность 10,6–10,8 км. Возраст базальтов фундамента омолаживается с запада на восток от позднемиоценового (74–77 млн. лет) до раннемиоценового (20–21 млн. лет). Мощность осадочного чехла от 100 до 300 м. Структура провинции имеет «клавишный» характер, обусловленный чередованием субмеридиональных вулканотектонических блоков, заключенных между параллельными субширотными разломами.

Железомарганцевые конкреции образуют поле шириной 300–700 км, длиной >3500 км. Наиболее продуктивные скопления приурочены к осевой части полосы (разлом Безымянный) шириной 100–150 км. Ресурсы провинции оцениваются в 5–12 млрд. т сухой массы конкреций; среднее содержание металлов, %: Ni 1,04, Cu 0,22, Co 0,25, Mn 27,18.

Участок, выделенный России, состоит из двух частей.

Предполагается, что этап промышленной разработки составит 20 лет. Годовое производство никеля предусматривается на уровне 465 тыс. т, что соответствует 3–5 млн. т сухой массы конкреций.

Рудные тела (залежи) вписываются в «клавишную» структуру и имеют полосовидную в плане форму. Протяженность их достигает десятков километров при ширине до 10–15 км и более (рис. 2).

При выделении рудных залежей исходят из того, что минимальная промышленная плотность залегания (весовая концентрация) конкреций составляет 12,5 кг/м² во влажной массе, а минимальное значение плотности при оконтуривании — 7 кг/м² [6].

Если закономерности пространственного размещения формации ЖМК, а именно приуроченность рудных провинций к крупным морфоструктурам дна — участкам абиссальных котловин, можно считать в достаточной степени выявленными, то вопросы генезиса этих образований остаются дискуссионными. Важные сведения о механизмах осаждения рудного вещества и этапах формирования конкреций и корок могут быть получены при расшифровке закономерностей строения их слоистого разреза и в особенности из анализа состава и строения микрослойков, слагающих массы железомарганцевых образований. Железомарганцевые конкреции сложены слабокристаллизованными гидроксидами железа и марганца, имеют концент-

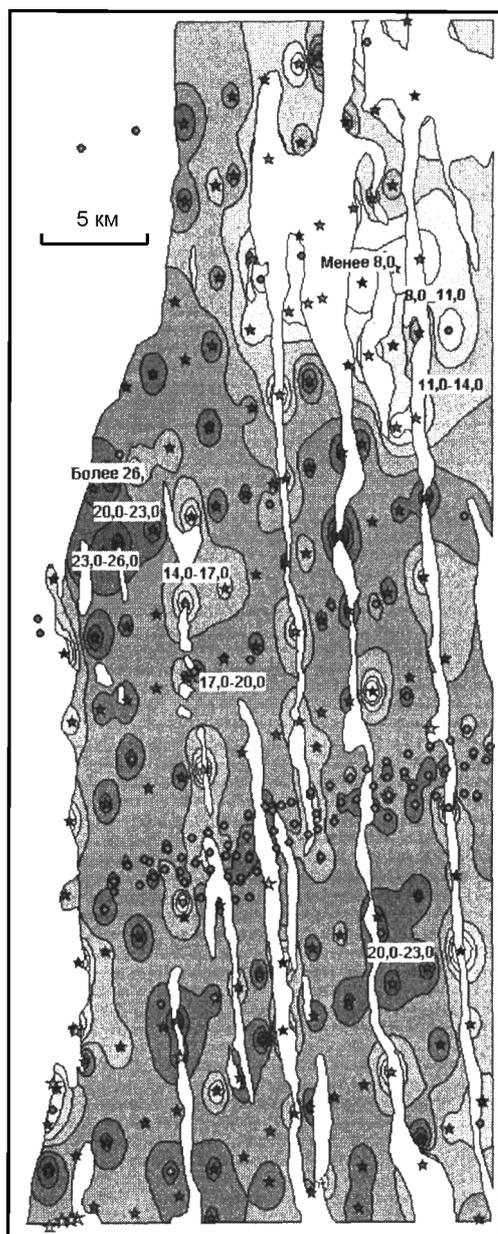


Рис. 2. Фрагмент рудной залежи конкреционного месторождения. Распределение весовой концентрации ЖМК, кг/м², по [6]

рически-слоистое строение, обусловленное последовательным нарастанием слоев различного состава и структуры. В строении оболочки конкреций всех генотипов выделяются слои трех уровней:

макрослои, облекающие всю конкрецию и разделенные между собой перерывами, несогласиями, следами процессов деструкции. К их контактам часто приурочены скопления обломочного материала, аутигенные нерудные минералы, остатки микрофауны и т.д. Мощность макрослоев в среднем от 0,5 до 1,5 см;

микрослои, согласно налегающие друг на друга. По текстурным особенностям они разделяются на волнисто-слоистые, дендритовые и др. и ритмично чередуются в разрезе макрослоев. Микрослои не обязательно прослеживаются по всей поверхности конкреции — они часто прерываются, выклиниваются. Толщина микрослоев в среднем 1,5–5 мм;

субмикроскопические слойки толщиной 1–10 мкм, чередование которых определяет текстурный рисунок микрослоев. Они отчетливо индивидуализированы благодаря резкой разнице состава и представлены двумя чередующимися фазами рудного вещества, условно названными кристаллической и аморфной.

В кристаллической фазе преобладают минералы марганца, среди которых наиболее распространены тодорокит, бузерит, асболан, вернадит и др. Железо находится главным образом в виде аморфного гидратированного оксида, наряду с которым присутствуют гётит, феррооксигит, ферригидрит и др. Обращает на себя внимание отчетливо контрастное распределение железа в кристаллической и аморфной фазах. Во всех случаях максимальные зафиксированные содержания железа в кристаллических фазах меньше минимальных содержаний в соответствующих им аморфных [2].

Итак, внутреннее строение конкреций характеризуется ритмичным чередованием контрастных по составу субмикроскопических слойков.

Охарактеризованные закономерности состава и чередования субмикроскопических слойков позволяют привлечь для объяснения механизма их формирования гипотезу автоколебательного осаждения рудного вещества, которая впервые была предложена в работе [5]. Несмотря на то что детали процесса в полной мере не ясны и кинетические уравнения реакций осаждения не изучены, принципиальные положения этого механизма позволяют считать его наиболее приемлемым для объяснения особенностей формирования конкреций на субмикроскопическом уровне [2].

Формация кобальтоносных железомарганцевых корок образует покровы на коренных породах на склонах подводных гор крутизной 12–20°. Они распространены преимущественно на глубинах 1000–3500 м, облекая привершинные части гайотов (рис. 3).

Наибольшее количество подводных гор с кобальтовым оруденением сосредоточено в западной части Тихого океана на поднятиях Мидпасифик, Маркус-Уэйк-Неккер, Магеллановых гор, в районах островов Лайн, Гавайских, Маршалловых, Туамоту (см. рис. 1). Мощность корок варьирует от первых

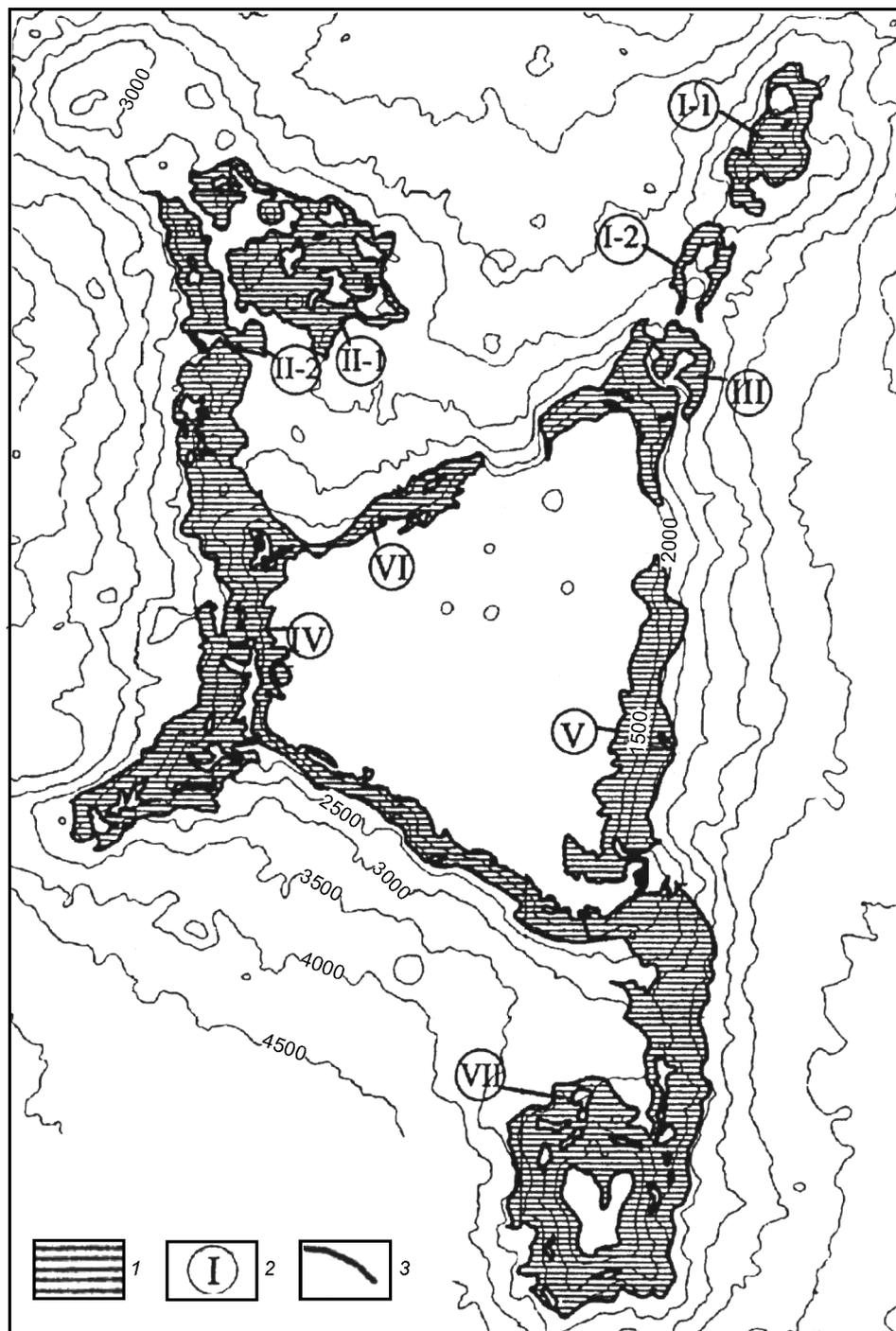


Рис. 3. Батиметрическая карта гайота Альба со схемой расположения рудных залежей корок:

1 — рудные залежи; 2 — номера рудных залежей; 3 — изобаты сечением 500 м

сантиметров до 15–20 см, при этом весовые концентрации достигают 150–180 кг/м² сухой массы [4].

В отличие от конкреций, в которых преобладает марганец, корки содержат почти равные количества Fe и Mn, а Co в них примерно в 3 раза больше, чем в конкрециях. По содержанию

Ni, Zn, Cu они уступают конкрециям. Корки представляют собой кондиционные руды по содержанию Mn и Co, попутно из них могут извлекаться Ni, Cu, Pt, Mo, V, TR. Они содержат до 20% Mn, около 15% Fe, от 0,3 до 0,8%, иногда до 2% Co.

Ресурсы КМК в северо-западной части Тихого океана, по оценке С.И. Андреева и др., 1995, составляют 30 млрд. т сухой рудной массы, т.е. 30% от прогнозных ресурсов железомарганцевых образований океана в целом.

Площади развития корок весьма значительны: на гайоте Федорова они занимают 1198,63 км², на гайоте Альба — 1152,47 км²; площади отдельных залежей от 10 до 428,2 км². Наиболее крупные залежи на детально изученных гайотах соответствуют уникальным месторождениям по запасам кобальта (более 50 тыс. т) и средним — по ресурсам марганца [4].

Кобальтоносные железомарганцевые корки — образования родственные конкрециям. Они имеют близкий минеральный и химический составы, характеризуются почти аналогичными текстурно-структурными особенностями, связаны между собой промежуточными разностями. Основными рудными минералами являются Fe-вернадит и Mn-ферроксигит. В существенных количествах в них присутствуют нерудные компоненты — апатит, кварц, глинистые минералы, цеолиты и др.

Для корок западной части Тихого океана установлена отчетливая стратификация [4]: наиболее древний реликтовый слой датируется от позднего мела до позднего палеоцена. Слой I-1 отнесен к позднему палеоцену — раннему эоцену, I-2 — к среднему—позднему эоцену. Слой II имеет миоценовый, а слой III — плиоцен-четвертичный возраст.

Реликтовый слой сложен чередующимися полосами параллельно-слоистой и дендритовой текстуры. Микрослойки по содержаниям марганца подразделяются на две контрастные по составу группы. Слои, сложенные преимущественно вернадитом, подобны кристаллической фазе конкреций; среднее содержание Mn в них составляет 27,81%, отношение Mn/Fe достигает 40,08. Другие слои подобны аморфной фазе конкреций с содержанием Mn 7,12% и отношением Mn/Fe 3,71 [2]. На этом основании можно сделать вывод, что, по крайней мере, в некоторых случаях формирование реликтового слоя осуществлялось по тому же механизму, что и конкреций.

Следует отметить, что среди чередующихся железомарганцевых слоев присутствуют слои фосфатного состава, расположенные согласно с ними. Очевидно, что фосфатный материал отлагался в последовательном чередовании с железом и марганцем [3].

Последующие слои корок I, II, III достаточно однородны. Корки в отличие от конкреций, вероятнее всего, имеют гидрогенную природу. При гидрогенном механизме, действующем в условиях активного гидродинамического режима, смена состава осаждающихся слоев обусловлена сменой концент-

раций в подаваемых к контакту порций придонной морской воды, и этим обусловлены более однородный их состав и постепенная смена концентраций рудных компонентов. Подтверждением этому служит стабильный состав марганцовистых и фосфатных фаз, являющихся продуктом повторяющихся однотипных реакций.

Анализ закономерностей строения слоистого разреза конкреций и корок позволяет получить достаточно обоснованную информацию генетического характера. При этом различные иерархические уровни слоистости отражают генетические аспекты разного типа. На субмикроскопическом уровне могут быть решены некоторые проблемы, касающиеся способов и механизмов осаждения рудного вещества; микроскопический уровень отражает флуктуации фациальных условий; макроуровень позволяет осветить проблемы стратификации и этапов вулканизма.

Изученные особенности строения конкреций и корок, проявляющиеся на уровне субмикроскопических слоев, позволяют высказать некоторые предположения о механизмах формирования этих руд. Железомарганцевые корки в целом можно отнести к гидрогенным отложениям. Исключение — реликтовый слой, резко отличающийся от последующих. Его генезис, возможно, связан с процессами гальмиролиза.

Рост ЖМК определяется действием автоколебательного механизма осаждения вещества, что обусловило главнейшую особенность строения конкреций — ритмически-слоистое чередование контрастных по содержанию железа и марганца слоев. Формирование ЖМК происходит в среде активного слоя донных осадков, точнее, в среде, определяемой взаимодействием активного слоя с придонным слоем морской воды.

Важнейшей проблемой генезиса конкреций является определение источников обогащения активного слоя рудными компонентами. В настоящее время в качестве поставщиков рудных компонентов рассматриваются самые разные процессы — это и терригенный снос с континентов, и подводная гидротермальная деятельность в осевых зонах СОХ, и гальмиролиз, и др. [1].

Одним из решающих факторов при определении источников рудного материала служит макростроение конкреций, наглядно отражающее пульсирующий характер их роста. Известно, что рост конкреций неоднократно прерывался длительными периодами неотложения рудного вещества, растворения и разрушения их поверхности. Наиболее приемлемое объяснение этот факт находит в признании в качестве ведущего источника рудных компонен-

тов очагов базальтового вулканизма. В периоды активизации вулканических процессов активный слой обогащается рудными компонентами и служит своеобразным промежуточным коллектором для образования конкреций. Когда компоненты из этого слоя концентрируются в конкрециях, истощая его, рост конкреций прекращается. Если интервал между вспышками активного вулканизма был слишком продолжительным, то процессы деструкции могут привести к разрушению конкреции, и к моменту следующего этапа активизации обломки этих конкреций могут стать ядрами новых. В строении конкреций так же, как в корках, проявлены элементы стратификации, при этом общие черты чередования макрослоев проявляются на значительных расстояниях. Можно полагать, что поля распространения конкреций представляют своеобразную удаленную фацию рудоносных осадков вулканогенно-осадочного происхождения, в которой накопившийся в верхнем слое осадка рудный материал превращается в конкреции до начала литификации осадка или в самом начале его. Некоторые исследователи считают возможным выделение процесса конкрециеобразования в самостоятельную стадию пелагического литогенеза, отличную от стадий седиментогенеза и диагенеза.

Авторы выражают признательность геологам НПО «Южморгеология» В.В.Круглякову, М.Е.Мельникову, И.Н.Пономаревой, В.М.Юбко и др. за представленные материалы для изучения и многолетнее сотрудничество.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Авдонин В.В., Кругляков В.В. Металлогения Мирового океана. – М.: Изд-во МГУ, 2005.
2. Авдонин В.В., Сергеева Н.Е. Об особенностях формирования железомарганцевых конкреций и корок // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. 2003. № 5. С. 31–39.
3. Авдонин В.В., Сергеева Н.Е. Фосфатизация железомарганцевых корок гайотов Магеллановых гор (Тихий океан) // Бюл. МОИП. Отд. геол. 2004. Т. 79. Вып. 6. С. 39–45.
4. Мельников М.Е. Месторождения кобальтоносных марганцевых корок. – Геленджик: ФГУП ГНЦ «Южморгеология», 2005.
5. Пунин Ю.О., Сметанникова О.Г., Демидова Г.Е., Смольская Л.С. О динамике формирования океанических железомарганцевых конкреций // Литология и полезные ископаемые. 1995. № 1. С. 40–50.
6. Юбко В.М., Лыгина Т.И. Возраст железомарганцевых конкреций рудной провинции Кларифон-Клиппертон Тихого океана (по геологическим данным) // Геология твердых полезных ископаемых Мирового океана. Геленджик. С. 21–46.

УДК 553.411:552.5 (470.40/.43)

© Ф.А.Закирова, 2006

РУДОНОСНОСТЬ ВЕРХНЕПЕРМСКИХ УГЛЕРОДСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД ВЯТСКО-КАМСКОЙ МЕДЕНОСНОЙ ПОЛОСЫ

Ф.А.Закирова (ЦНИИгеолнеруд)

Изучение меденосности верхнепермских отложений Вятско-Камской полосы (С.Г.Глебашев и др.) и, в частности, Ныртинского полигона (Ф.А.Закирова и др.) показало, что медные руды могут представлять практический интерес, если их рассматривать как комплексные. На Ныртинском полигоне углеродсодержащая литофация верхнеказанского подъяруса с благороднометальной минерализацией (Cu, Au, Pt) практически не изучена, хотя о существовании так называемой «черной фации» и ее широком площадном распространении известно еще с 60-х годов прошлого столетия.

Впервые понятие «черная фация» появилось в работах Ю.А.Нечаева с соавторами, посвященных изучению меденосности верхнепермских отложений Пермского Приуралья и Вятско-Камского райо-

на. По их данным, это глинистые породы, обогащенные органическим веществом (ОВ), встречающиеся в разрезе казанского яруса довольно часто. В нижнеказанском разрезе медепроявления связаны с темно-серыми и черными алевролитами и аргиллитами с прослоями известняков, включая «лингуловые» глины.

Верхнеказанская «черная фация» с медепроявлениями представлена темно-серыми и черными глинистыми породами и песчаниками, залегающими среди красноцветов в виде маломощных линз и прослоев, количество которых не превышает четырех. Обычно отмечается 2–3 прослоя, их мощность изменяется от первых сантиметров до 9,5 м. Единного горизонта она не образует. Медьсодержащие минералы — халькозин, куприт, халькопирит, мала-

хит — встречены в виде вкрапленности и стяжений. Содержание меди достигает 4,19%.

Результаты наших исследований показывают, что выявленные в казанском ярусе Ныртинского полигона углеродсодержащие породы также относятся к образованиям «черной фации». Проведенные на площади полигона исследования с большим объемом буровых работ позволили получить новые данные о строении, составе, минералогии, геохимии, рудоносности углеродсодержащих пород.

Нижнеказанские углеродсодержащие битуминозные породы встречаются по разрезу почти во всех пачках от «верхнеспириферового известняка» до «лингulloвого» горизонта. Они изучены по данным двух скважин. Мощность битуминозных пород от 0,25 до 2,9 м. В верхней части это битуминозные известняки. Наибольшее количество битуминозных слоев тяготеет к средней и нижней частям разреза, сложенным преимущественно алевролитами и глинами. В углеродсодержащих породах присутствует ОВ, состоящее преимущественно из фрагментов растительных остатков, стволов древесины, отмечаются отпечатки листьев. Пиритизация для битуминозных пород, за исключением «лингulloвого горизонта», не характерна. Содержание $C_{\text{орг}}$ варьирует от 0,21 до 1,80%, составляя в среднем 1,17%. Повышенные содержания меди (0,5%) фиксируются только в породах «лингulloвого» горизонта. Битуминозные породы характеризуются повышенными (>0,1 г/т) содержаниями золота.

Наиболее детально исследованы углеродсодержащие породы верхнеказанского подъяруса, сложенного красноцветной толщей. В верхней части подъяруса, в низах верхнеуслонской толщи, залегает пачка сероцветных отложений, накопление которых происходило в зоне мелководья и прибрежной полосы, в зоне «борьбы» суши и моря (по М.Э.Нойнскому). Мощность сероцветов изменяется от 5 до 14 м. Их накопление контролировалось локальными конседиментационными структурами, одна из которых выявлена в центральной части полигона. Для нее характерна сокращенная (5 м) мощность сероцветов в сводовой (центральной) части и увеличенная (14 м) — на крыльях в западной и восточной частях. Углеродсодержащие породы связаны исключительно с сероцветными отложениями только этой части разреза, которая характеризуется повышенными содержаниями меди и серебра по сравнению с красноцветным разрезом подъяруса (рис. 1).

Углеродсодержащие породы выделяются темной до черной окраской, неоднородностью литологического состава (алевролиты, глины, мергели, глинистые песчаники, аргиллиты), тонкоритмичным переслаиванием, повышенной известковис-

тостью, высоким содержанием кремнезема и обилием органических остатков в ассоциации с сульфидами, преимущественно пиритом. Органические остатки представлены сингенетическим ОВ, по-видимому, сапропелевой природы, основная масса которого находится в тонкодисперсной форме. Фрагменты растительных остатков отмечаются реже. В породах многочисленны образования черного игольчатого и тонковолокнистого углеродистого вещества, хрупкого, с алмазным блеском, встречающегося в виде тонко рассеянной вкрапленности, гнезд, линз, прожилков различной величины (не более нескольких сантиметров), скоплений сыпучего черного вещества, внешне напоминающего шунгит-3 из Шунгского месторождения Карелии [4] и диагностированного как шунгитовое вещество [3]. С ними всегда ассоциируют сульфиды (Fe, As, Pb, реже Zn), а также кальцит и гипс. В зонах интенсивной трещиноватости часто отмечаются рыхлые скопления шунгитового вещества в ассоциации с пиритом, арсенопиритом, реже галенитом, обнаруживающие повышенные (более 0,1 г/т) содержания благородных металлов, достигающие порой промышленных концентраций (до 3,0–3,5 г/т). Количество $C_{\text{орг}}$ в углеродсодержащих породах горизонта изменяется от 0,4 до 5,93%. Максимальное содержание $C_{\text{орг}}$ — 22,8%. Все повышенные концентрации малых элементов (особенно халькофильных) и благородных металлов (Au, Pt) изученного верхнепермского разреза полигона связаны с шунгитоносными, по определению М.М.Филиппова [6], породами верхнеказанского подъяруса (см. рис. 1). Приведенная характеристика углеродсодержащих пород может свидетельствовать о том, что они по многим признакам являются близкими аналогами черных сланцев.

Сходство шунгитоносных пород с черными сланцами подтверждается данными Л.И.Гурской [1]. По ее определению, черные сланцы представлены тонкозернистыми осадочными породами (пелиты, алевролиты, глины) в разной степени рассланцованными и метаморфизованными с повышенными содержаниями (первые проценты) углеродистого вещества углистой, битумной или графитовой субстанций. Их отличительная черта — тонкодисперсное состояние углеродистого вещества в смеси с глинистым, глинисто-карбонатным и кремнистым материалом осадочных пород.

Шунгитоносные породы формировались в установившейся обстановке, о чем свидетельствуют многочисленные находки сульфидов при высоком потенциале серы. Сероцветные отложения, вмещающие их, практически «немые», фаунистически не охарактеризованы.

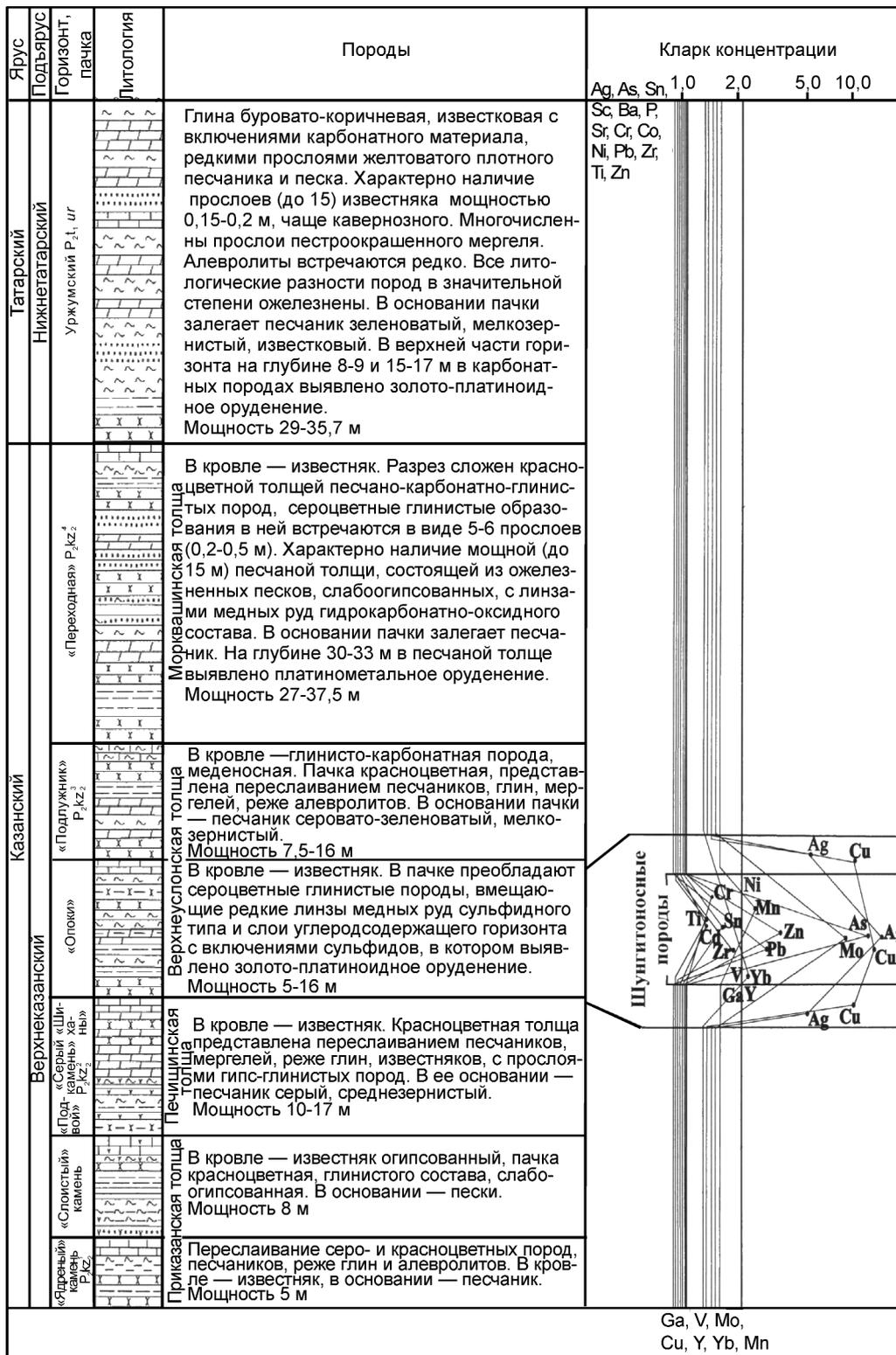


Рис. 1. Литолого-геохимическая характеристика верхнеказанских отложений Нуртского полигона

На площади полигона шунгитоносные породы объединяются в горизонт, выдержанный по простиранию почти на 2 км. В их разрезе отмечаются прослой, представленные углеродисто-сульфидной массой, которые, несмотря на малую мощность (от 5 до 10–15 см), прослеживаются на значительное расстояние. Горизонт состоит из трех слоев. Два верхних слоя содержат микроскопические включения сульфидов, третий, залегающий в основании горизонта, отличается большей мощностью, высокими содержаниями $C_{орг}$ (от 4 до 5,93%), наличием видимой сульфидной минерализации (угловатые обломки, желваки, кристаллические сростки размером 0,3–1,0 см) в ассоциации с шунгитовым веществом.

С шунгитоносными породами горизонта связаны почти все выявленные в разрезе казанского яруса концентрации Pt и Au. Слои стратиформные пластообразные. Всеми 17 скважинами, пробуренными на полигоне, подсечен 2-й слой горизонта преимущественно с платиновым оруденением и повышенными концентрациями золота, залегающий на абсолютной отметке +80 м (рис. 2). По простиранию он прослежен на 1,7 км, вкрест простирания — на 0,9 км. Средняя мощность рудоносного слоя 0,82 м (при вариациях 0,1–3,2 м), среднее содержание Pt 0,29 г/т (0,1–3,3 г/т), Au 0,09 г/т (0,01–0,23 г/т). Лишь в одном подсечении обнаружено повышенное содержание Cu (0,4%). Медьсодержащие минералы визуальнo не определяются, и их присутствие (халькозин, халькопирит, реже борнит) устанавливается лишь при микроскопическом изучении тяжелой фракции меденосных пород. Редкие одиночные участки благороднометалло-медного оруденения отличаются невыдержанностью по простиранию, мелкими линзовидными и гнездообразными формами залегания.

По рудоносному слою 2 были оценены прогнозные ресурсы платины и золота категории P_2 , по слоям 1 и 3 — категории P_3 .

В шунгитоносных слоях горизонта платина встречается в шунгитовом веществе, сульфидах железа (пирит с высоким содержанием молибдена и мышьяка), реже сульфидах меди (халькозин и сложный сульфoарсенид платины — минерал, близкий по составу к дейсманиту $(Pt,Cu)_2AsS_4$) [3]. Как известно, в черносланцевых формациях благородные металлы распространены в самородном виде, в соединениях с различными металлами и неметаллами. Главными их носителями и концентраторами служат сульфидные минералы и высокоуглеродистое вещество [2, 5, 7]. Несмотря на высокие содержания золота, его формы нахождения выявить не удалось. Как показывают результаты гео-

химических исследований углеродсодержащих пород казанского яруса, для золота характерно проявление свойств литофильных и халькофильных элементов. В зоне тектонической нарушенности золото тесно коррелирует с Pb, вне зоны — ассоциирует с Mn и Y. Это свидетельствует о том, что золото, как и платина, приносилось в ранне- и позднеказанский бассейны в тонкодисперсном виде как самородный металл (тесная связь с Sn), так и в составе кластического материала, в частности хромшпинелидов, с континента — Урала, что подтверждается результатами факторного анализа. При диагенезе металлы, содержащиеся в остаточных растворах, сорбировались на поверхности частиц сульфидов. Поэтому нахождение сульфидной формы золота, концентрирующегося в пирите, которого в рудоносном горизонте достаточно много, вполне реально. Однако концентрации золота будут связаны лишь со слабомышьяковистыми пиритами, поскольку в отличие от платины золото и мышьяк не коррелируют между собой. Как концентраторы золота заслуживают внимания и сульфиды Pb. Геохимическими исследованиями доказано, что эти элементы находятся в тесной парагенетической ассоциации. Это не противоречит присутствию золота в виде включений в галените, что довольно часто отмечается для черных сланцев с концентрациями металлов платиновой группы. Сульфиды Pb, возможно, обогащены Ag, так как между ними выявлена тесная корреляция.

Платиноносность шунгитоносных пород верхнеказанского подъяруса парагенетически связана с As, Mo и $C_{орг}$. Между $C_{орг}$ и As в породах также проявлена положительная корреляция, которая становится наиболее значимой в платиносодержащих отложениях. Связь между Pt и As наиболее значима в тектонических зонах, в которых могли иметь место процессы динамометаморфизма. На это указывает наличие многочисленных катаклазитов пирита в углеродистой массе, в составе которой присутствует шунгитовое вещество. Причем только данным породам свойственны столь высокие концентрации As, выявленные в разрезе казанского яруса. При появлении повышенных концентраций As в породах прослеживается тесная корреляция между Mo и As, свидетельствующая об интенсивных процессах сульфидного диагенеза. Кроме того, в этих породах отмечаются отрицательные значимые связи Pt с группой породообразующих элементов — Ti, V, Cr, которые обнаруживают отрицательные связи и с $C_{орг}$. Все это может говорить и о дополнительном глубинном привносе металлов (Pt, As и др.) и углеводородов.

Приведенные выше результаты свидетельствуют о том, что для рудоносных шунгитоносных по-

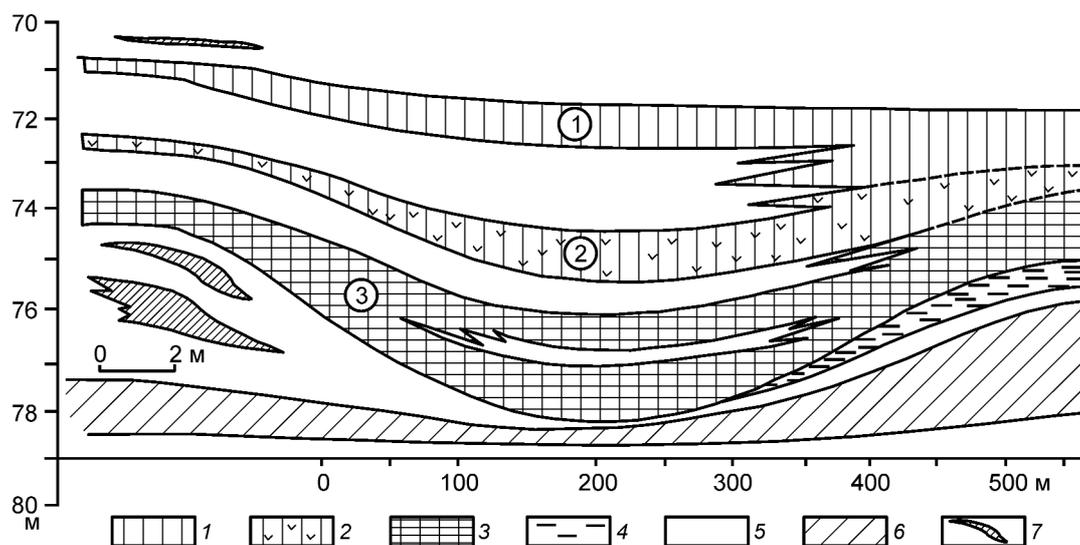


Рис. 2. Строение шунгитоносного горизонта Ныртинского полигона:

слои: 1 — 1-й, 2 — 2-й, 3 — 3-й; 4 — алевролит; 5 — сероцветная порода; 6 — красноцветная порода; 7 — линзы медных сульфидных руд

род верхнеказанского подъяруса, или «черной фации», характерна значительная выдержанность в пространстве. Размещение этих пород и связанного с ними благороднометалльного оруденения контролируется конседиментационной структурой. Независимо от мощности вмещающих сероцветных отложений мощность шунгитоносных слоев горизонта с повышенными концентрациями платины и золота всегда остается постоянной. В своде это единая толща (4,7 м) с ее трехслойным строением, а на крыльях структуры отмечается ее «расслоение» на три составляющие. Данная структура является рудоконтролирующей и для медного оруденения. Однако в отличие от благороднометалльного оно установлено одиночными подсечениями скважин на крыльях структуры только в западной и восточной частях полигона, отличающихся повышенной мощностью сероцветных отложений. Медные руды (Cu 0,3–3,2%) сульфидного типа встречаются в виде одиночных и маломощных (до 1 м) линз, резко выклинивающих по простиранию (первые метры). Расположены линзы друг над другом поэтажно, подстилая или перекрывая шунгитоносные слои горизонта (см. рис. 2). Выдержанных пластовых тел медные руды не образуют.

В заключение подчеркнем, что природа углеродистого вещества имеет весьма сложный характер,

ее выявление требует специальных целенаправленных исследований. Дальнейшее всестороннее изучение шунгитового вещества и шунгитоносных пород, главным образом для решения генетических вопросов, несомненно, позволит получить новую информацию о процессах, происходящих на более глубоких горизонтах и применить результаты исследований в прогнозно-поисковых целях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гурская Л.И. Платинометальное оруденение черносланцевого типа и критерии его прогнозирования. — СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2000.
2. Ермолаев Н.П., Созинов Н.А., Флициян Е.С. Новые вещественные типы руд благородных и редких элементов в углеродистых сланцах. — М.: Наука, 1992.
3. Закирова Ф.А. Минералогия и геохимия углеродсодержащих пород казанского яруса Вятско-Камской меденосной полосы: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — Казань, 2004.
4. Крыжановский В. Геохимия месторождений шунгита // Минеральное сырье. 1931. № 10. С. 955–968.
5. Рудашевский Н.С., Кнауф В.В., Чернышов Н.М. Минералы платиновой группы из черных сланцев КМА // ДАН. 1995. Т. 344. № 1. С. 91–95.
6. Филиппов М.М. Шунгиты Карелии: термины и определения // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск, 2001. Вып. 4. С. 82–89.
7. Формы нахождения металлов платиновой группы и их генезис в золоторудном месторождении Сухой Лог (Россия) / В.В.Дистлер, Г.Л.Митрофанов, В.К.Немеров и др. // Геология рудных месторождений. 1995. Т. 38. № 6. С. 467–484.

УДК 553.43'536 (571.1)

© А.Х.Турсебеков, Б.Б.Василевский, 2006

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ РУД МЕДНО-ПОРФИРОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЛЫКСКОГО РУДНОГО РАЙОНА, УЗБЕКИСТАН

А.Х.Турсебеков (Институт геологии и геофизики АН Республики Узбекистан), Б.Б.Василевский (Институт минеральных ресурсов Госкомгеологии Республики Узбекистан)

Изучение рудных формаций, взаимоотношений их с магматическими образованиями, минералогических, геохимических особенностей и характера метасоматических изменений, проведенное под руководством Х.М.Абдуллаева, позволило установить многофазность рудного процесса в Чаткало-Кураминских горах [15]. Последующие петролого-металлогенетические исследования в Алмалыкском рудном районе, известном исключительной насыщенностью месторождениями и рудопроявлениями различного типа — золото-медно-молибденовыми, серебро-свинцово-цинковыми (скарновые и стратиформные), золото-теллуристыми, золото-серебряными и др., подтвердили выявленные закономерности [24].

По разведанным запасам и уровню добычи меди Республика Узбекистан занимает ведущее место не только в Центральной Азии, но и за ее пределами и считается крупной меднорудной провинцией мира [6, 10].

Флагман цветной металлургии республики — Алмалыкский горно-металлургический комбинат. Разведаны четыре крупных медно-порфировых (Кальмакыр, Дальнее, Сарычеку, Кызата) и два свинцово-цинковых (Кургашинкан, Учкулач) месторождения. Кальмакыр, Сарычеку, Учкулач отработываются, Дальнее и Кызата — резервные.

Вслед за Т.Ш.Шаякубовым, Е.Р.Бутьевой, которые в 1976–1988 гг. при разведке и подсчете запасов

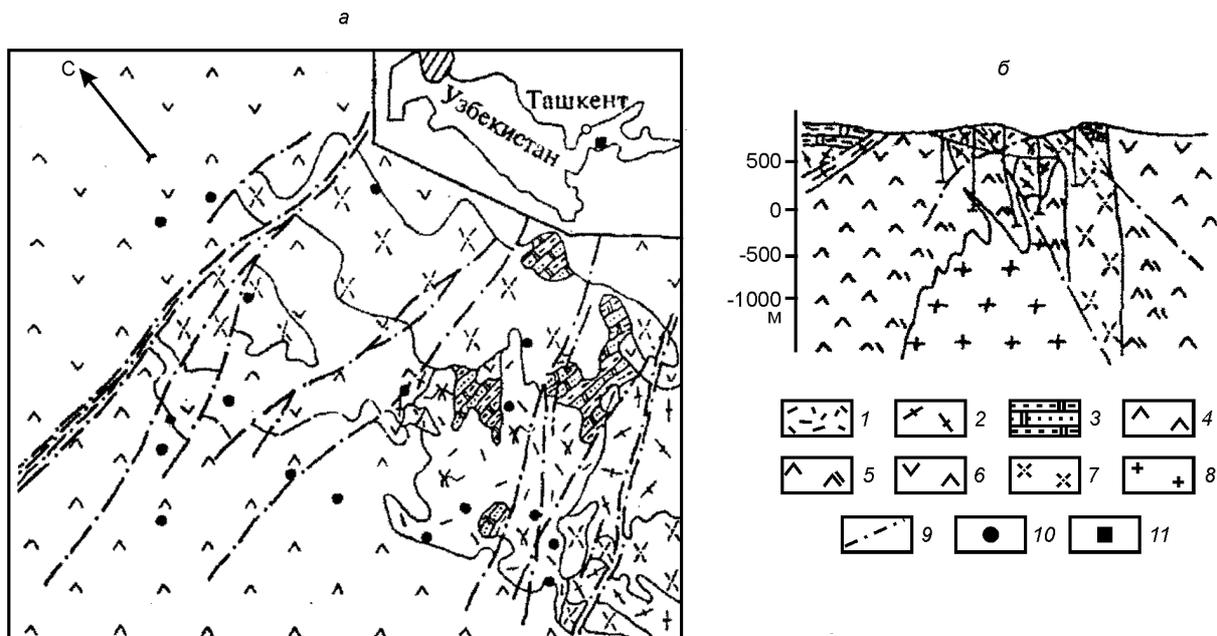


Рис. 1. Схематическая геологическая карта (а) и геологический разрез (б) медно-молибденового месторождения Большой Кальмакыр:

1 — андезитодациты, D_1 ; 2 — кварцевые порфиры, D_1 ; 3 — сульфатно-карбонатные породы, D_2-C_1 ; 4 — диориты, C_{1-2} ; 5 — сиенодиориты, C_{1-2} ; 6 — краевая фация сиенодиоритов; 7 — гранодиорит-порфиры, C_3-P_1 ; 8 — граниты, гранит-порфиры, P_1 ; 9 — разломы; 10 — скважины; 11 — местонахождение месторождения

1. Содержание благородных, редких и рассеянных элементов в рудных минералах месторождения Большой Кальмакыр, г/т

Элементы	Минералы (от ранних к поздним)		
	Пирит	Халькопирит	Молибденит
Au	3,5 (30)	22 (20)	2–28 (3)
Ag	36 (30)	65 (20)	15 (17)
Cd	15 (10)	25 (5)	-
Ga	50 (4)	10 (7)	-
In	0,5 (17)	11 (29)	-
Tl	2 (40)	7 (43)	-
Bi	50 (31)	70 (25)	20 (5)
Se	40 (77)	83 (34)	206 (17)
Te	16 (77)	10 (34)	10 (5)
Re	1,2 (8)	1,0 (20)	3016 (22)
Co	565 (150)	56 (50)	48 (10)
Ni	180 (150)	22,5 (40)	35 (10)
Sn	15 (20)	26 (25)	-
Pt	0,052 (29)	0,018 (22)	0,7 (2)
Pd	0,081 (40)	0,37 (20)	5 (1)
¹⁸⁷ Os	-	-	4,6 (2)

Примечание. В скобках — число образцов. Результаты анализов по данным С.Т.Бадалова, А.Х.Турсебекова, П.Л.Германа, Х.Азиной.

месторождений Кальмакыр, Дальнее, Карабулак, Северо-Западное Балыкты отнесли их к единому рудному узлу «Большой Алмалык», а также в связи с их общностью по геологическому строению, тектонике, магматизму, рудоносности, вещественному составу, генезису и близости нахождения, предлагаем рассматривать эти объекты как медно-порфировое месторождение Большой Кальмакыр. Оно расположено в 2 км к юго-востоку от г. Алмалык на площади более 7 км² (рис. 1). Основные рудовмещающие породы — сиенодиориты, диориты, кварцевые порфиры, прорванные штоками гранодиорит-порфиров. Первичные руды Большого Кальмакыра содержат, %: Cu 0,4, Mo 0,005, S >3, Au 0,59, Ag 2,6 г/т, а также редкие элементы (табл. 1). Доразведка флангов и глубоких горизонтов месторождения (1996 г.) позволила увеличить запасы меди на 15%, молибдена в 1,4, золота почти в 2, серебра в 2,4, рения в 5,7, селена в 3,9 раза [6, 10]. К настоящему времени около 50% выявленных запасов от общего количества балансовых эксплуатируются открытым способом (рис. 2). Кроме основных металлов, здесь сосредоточены также значительные запасы Au, Ag, S, Tl, Bi, Re, ¹⁸⁷Os, Se и др. стоимостью более 50% от стоимости производимой Алмалыкским горно-металлургическим комбинатом продукции. Запасы меди Большого Кальмакыра в мировых масштабах по-прежнему относятся к уникальным. Они обещают комбинат на длительную перспективу.

Согласно известной классификации [26, 28] гигантскими считаются месторождения с запасами

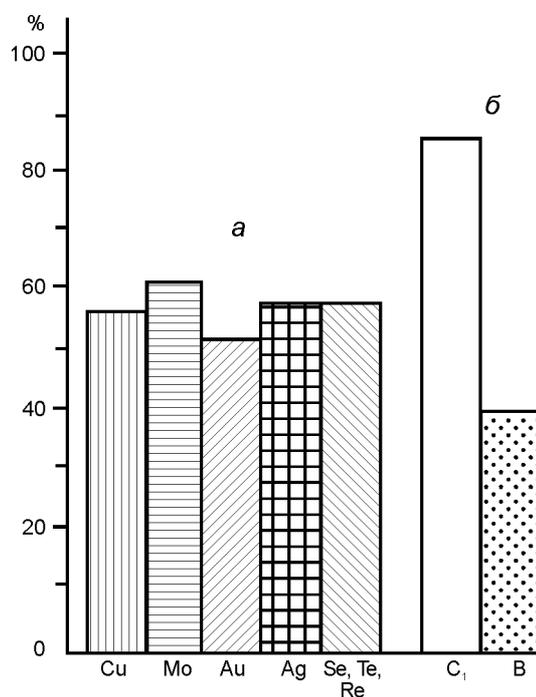


Рис. 2. Соотношение запасов руд основных, попутных полезных компонентов (а) и руд разных категорий (б) медно-порфирового месторождения Большой Кальмакыр

Cu 5,5 млн. т, Au 400 т, а супергигантскими — более 20 млн. т Cu и более 1000 т Au. Большой Кальмакыр по запасам меди, золота, рения, серебра и других металлов — супергигант. По особенностям

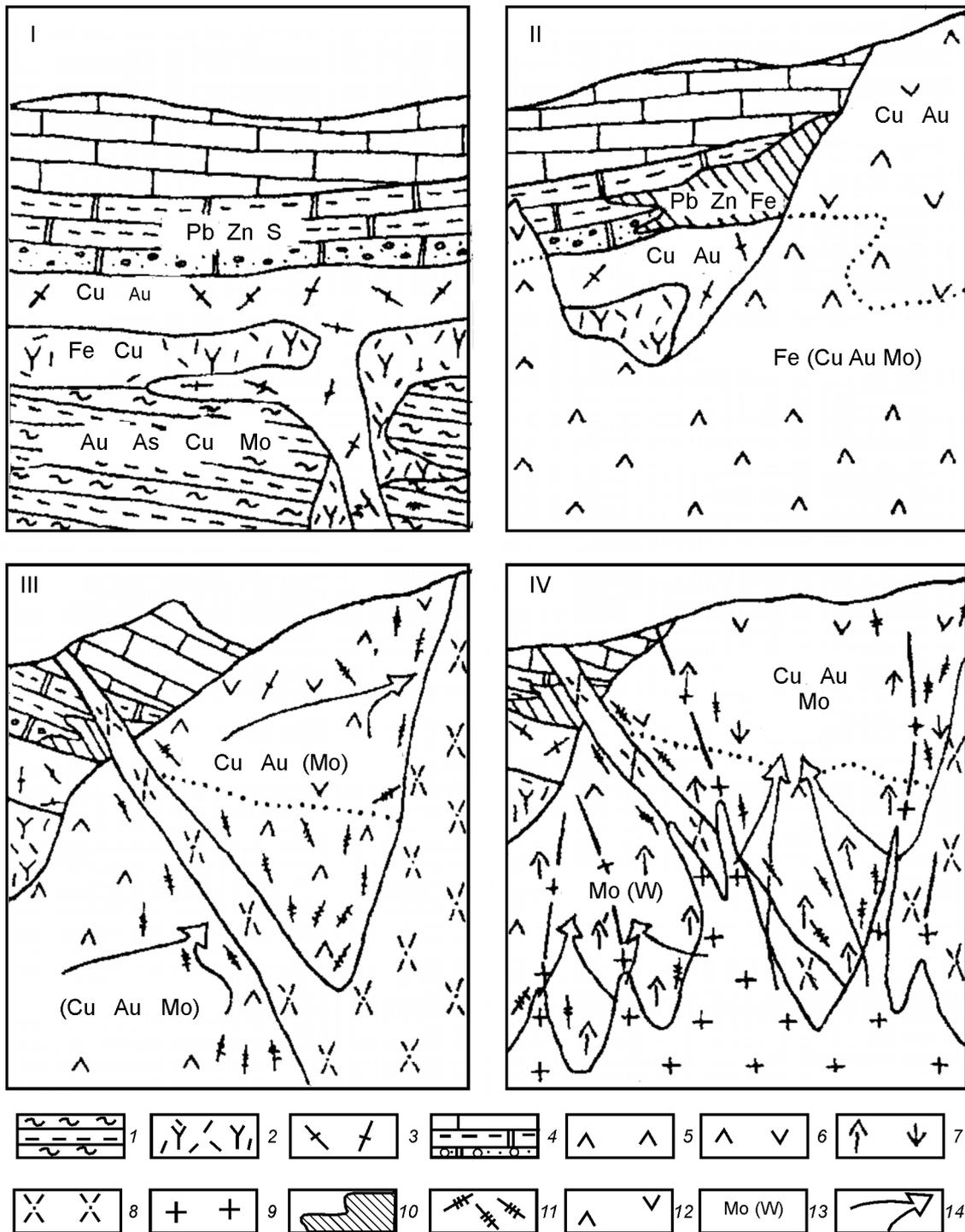


Рис. 3. Схема образования медно-порфирового месторождения Большой Кальмакыр, по А.Х.Турсебекову, Е.Н.Игнатикову:

типы оруденения: I — рассеянный, осадочный и вулканогенный, II — вкрапленный, III — прожилково-вкрапленный, IV — прожилковый; породы: 1 — терригенно-осадочные (сланцы, алевролиты, песчаники), O-S, 2 — андезитодациты, D₁, 3 — кварцевые порфиры, D₁, 4 — сульфатно-карбонатные (доломиты, мергели, ангидриты, известняки), 5 — диориты, C₁₋₂, 6 — краевая фация сиенодиоритов, 7 — слюдяные (биотитовые) диориты и сиенодиориты, 8 — гранодиорит-порфиры, C_{3-P}, 9 — граниты, гранит-порфиры, P₁, 10 — скарны с магнетитом и полиметаллическим оруденением; 11 — зоны трещиноватости; 12 — фациальная граница между диоритами и сиенодиоритами; 13 — ведущие и сопутствующие элементы; 14 — общее направление перемещения элементов

**2. Медно-молибденовый (медно-порфировый) рудно-формационный ряд месторождений
Алмалыкского рудного района**

Базовая медно-молибденовая (медно-порфировая)	Рудные формации (по геохимическому типу)		
	Сопутствующие		
	серебро-свинцово-цинковая скарновая	золото-теллуровая	золото-серебряная
	Главнейшие минеральные ассоциации		
Пирит-халькопирит-молибденитовая	Пирит-халькопиритовая		Пиритовая
Сфалерит-галенитовая	Сфалерит-галенитовая	Галенит-сфалеритовая	Халькопирит-сфалерит-галенитовая
Золото-сульфидно-теллуридная	Серебро-золото-сульфидно-сульфосольная	Золото-серебро-сульфидно-теллуридно-сульфосольная	Серебро-золото-сульфидно-сульфосольная

Примечание. Выделены важнейшие минеральные ассоциации.

состава и строения это месторождение можно отнести к категории гетерогенных, сформировавшихся в полихронной и полигенной осадочно-магматогенной рудной системе, которая рассматривается нами как многоуровневая геолого-генетическая (табл. 2–4, рис. 3, 4).

Основополагающими критериями формирования супергиганта Большой Кальмакыр являются длительность и многостадийность [14]. Новые представления привели к расширению иерархии возрастных подразделений образования месторождений. Помимо этапов и стадий минералообразования, многими исследователями выделяются рудоносные эпохи, соответствующие более длительным периодам предьстории, — собственно формирование, преобразование и сохранение месторождений [8, 17–20].

История геологического развития и рудогенеза Алмалыкского рудного района состоит из четырех эпох:

1. Раннекаледонская — терригенное осадконакопление (O–S) со значительной концентрацией меди, золота, молибдена, связанная с сингенетичной пиритизацией и углефикацией пород. Орогенез, магматизм, метаморфизм, развитие метасоматических процессов (окварцевание, серецитизация, карбонатизация, пиритизация) с образованием вкрапленных медноколчеданных концентраций (D₁), фрагменты которых установлены в Центральном блоке Алмалыкского и Алтын-Топканского рудных полей (повышенная золотоносность с пиритом, кварцем, карбонатами, халькопиритом, реже полиметаллами).

2. Позднепалеозойская — карбонатное осадконакопление (доломит-ангидритовые породы с пиритовой, полиметаллической и золотой минерализацией), гранитоидный магматизм, вулканизм, развитие малых интрузий и даек. Возраст гранитоидов, с которыми связано оруденение, 360±20 млн.

лет (изотопный анализ Re-Os, K-Ar, Pb-U методы). Формируются базовая золото-медно-молибденовая и другие, сопутствующие, рудные формации [23].

3. Мезозойская — образование кор выветривания и обеленных пород; локальные гипергенные скопления меди, золота и полиметаллов в зоне окисления и вторичного сульфидного обогащения.

4. Кайнозойская — размыв верхних частей рудных тел различных типов месторождений, образование элювиальных, делювиально-аллювиальных россыпей меди, золота и других элементов.

Медно-молибденовое месторождение Большой Кальмакыр (см. рис. 3) сформировалось в позднепалеозойскую эпоху в единой эволюционной рудно-магматической системе, образованию которой предшествовал вулканогенно-осадочный этап рудообразования первой эпохи [8, 19].

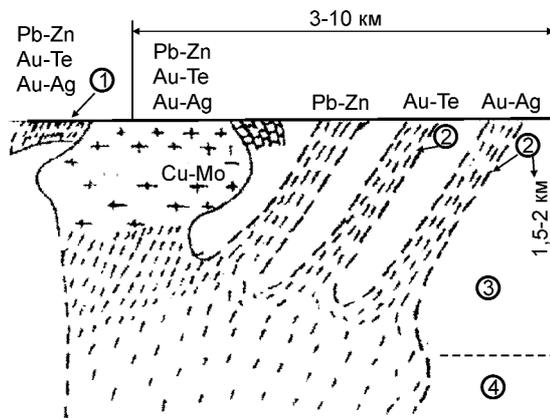


Рис. 4. Схема образования месторождения Большой Кальмакыр (идеализированный разрез):

1 — зоны порфировых руд; 2 — жильное и прожилково-метасоматическое оруденение; зоны: 3 — рудоносное дифференцированного и 4 — глубинного недифференцированного флюида

3. Обобщенные признаки базовой золото-медно-молибденовой (медно-порфировой) формации месторождения Большой Кальмакыр, составлена А.Х.Турсебековым с привлечением материалов [2-5, 7, 9, 12, 13, 21, 22, 25, 27]

Тип земной коры	Фемическо-сиалический (кураминский) умеренной мощности (38–40 км) с отношением мощности гранитного слоя к базальтовому 1
Общая геотектоническая позиция	Орогенная активизация в пределах складчатой области
Геологическая позиция	Участки горстовых поднятий и вулканотектонических депрессий, сохранившие блоки песчано-сланцевых (O–S), вулканогенных (D ₁), карбонатных с прослоями лагунного ангидрита (D ₂₋₃) отложений
Структурное положение	Тектонические клинья между Карабулакским, Кальмакырским, Бургундинским, Мисканским и Саргаламским разломами в зоне глубинного Алмалыкского разлома
Рудовмещающие породы	Сиенодиориты, димориты, менее гранодиорит-порфиры, кварцевые порфиры, андезидациты
Рудоносные интрузии	Диориты, сиенодиориты, гранодиорит-порфиры, гранит-порфиры
Развитие эксплозивных брекчий	Характерно
Роль летучих компонентов в породо- и рудообразовании	Значительная хлора и менее — фтора (хлорапатит, хлорсодержащие биотит, роговая обманка, амфиболы, айоваит и твердофазовые включения NaCl, KCl в газовой-жидких включениях в кварце, ангидрите, редкие фторапатит, флюорит)
Геохимическая специализация пород	Диориты, сиенодиориты, сульфатно-карбонатные (D ₂ -C ₁) и песчано-сланцевые породы (O–S) — Cu, Mo, Au, Pb, Zn
Гидротермально-метасоматические формации (от ранних к поздним)	Скарновая, амфибол-биотитовая, полевошпат-кварцевая, пропилитовая, тальк-хлорит-карбонатная, кварц-хлорит-серицитовая, березитовая, аргиллизитовая, грейзеновая
Зоны гидротермально-метасоматических изменений	Внешняя альбит-эпидотовая, тальк-хлорит-карбонатная; промежуточная кварц-биотит-хлорит-серицитовая, кварц-серицитовая; внутренняя кварц-ортоклазовая, монокварцевая, грейзеновая
Морфология рудных тел	Прожилково-вкрапленные, вкрапленные, жильные, штокверковые
Минеральный тип месторождения	Золото-молибденит-халькопиритовый
Геохимический тип месторождения	Золото-медно-молибденовый
Минеральные типы руд	Магнетит-пиритовый, пирит-халькопиритовый, молибденитовый, полисульфидный
Зональность рудообразующей системы	В верхних частях — Pb–Zn; на средних глубинах — Cu+Mo (основные промышленные рудные тела), в глубоких частях — Mo+W, в корневых — редкометалльно-редкоземельная акцессорная минерализация
Основные нерудные минералы	Кварц, ортоклаз, ангидрит, карбонат, хлорит, серицит, барит
Основные рудные минералы	Пирит, магнетит, халькопирит
Второстепенные рудные минералы	Гематит, молибденит, самородное золото, борнит, сфалерит, галенит, пирротин, блеклая руда, энаргит, теллуриды
Парагенетические ассоциации (от ранних к поздним)	Кварц-магнетитовая, кварц-пиритовая, кварц-молибденитовая, кварц-халькопирит-золото-молибденитовая, кварц-карбонат-халькопирит-сфалерит-галенит-блеклорудная с золотом. Многие ассоциации сопровождаются ангидритом
Минералогическая температурная зональность (°C)	Цеолиты, кальциты (250–90), барит (260–80), блеклые руды, энаргит, галенит (220–120), сфалерит (380–180), ангидрит (340–90), кварц (380–170), халькопирит (380–210), молибденит, пирротин (410–480), пирит (420–260), магнетит, вольфрамит (460–360)
Состав гидротермальных растворов	Щелочно-хлоридно-карбонатный с концентрацией растворенных солей до 40–50 экв. Содержание анионов хлора и углекислоты 5–10 моль/кг; H ₂ O соответственно; катионная часть представлена натрием. Давление в гидротермальных растворах на ранних этапах рудообразования — 9000–20 000 КПа с падением до литостатического
Абсолютный возраст оруденения, млн. лет	K-Ar метод: 294 по флогопиту; 301–303 по серициту, 273–276 по гидрослюде, 304 по кварц-слюдисто-сульфидной руде. Re-Os-метод: 200–300 по молибдениту. U-TR метод: 300–650 по галениту
Тип модели месторождения	Совмещенная «диоритовая», гранодиорит-порфировая, гранитная

4. Оценка масштабности медно-порфирового месторождения Большой Кальмакыр по набору гипогенных и гипергенных макро- и микроминералов

Характеристика	Минералы	Общее число
Основные промышленные	Меди (гипогенные)	Халькопирит , медь-, золото-, цинк-, серебросодержащие халькопириты, кубанит, моихукит, борнит , халькозин , фаматинит, теннантит, теннантит-тетраэдрит, тетраэдрит, анивит, люционит, эрангит, виттихенит, моусонит, муассанитоподобный минерал, валлериит, фрейбергит, зандбергирит, бетехтинит, аргентохалькопирит, медьсодержащие пирит и пир-ротин (25)
	Меди (гипергенные)	Халькозин, ковеллин, куприт, азурит, малахит, бирюза, аурихальцит, бромашантит, либетенит, псевдомалахит, самплеит, тенорит, хальканти, хризоколла, цианотрихит (16)
	Молибдена (гипогенные и гипергенные)	Молибденит , Re-молибденит, Pb-молибденит, молибдит, иордизит, ферримолибдит, вульфенит, повеллит, ReS ₂ , дисульфиды молибдена и свинца (10)
	Самородные элементы	Алюминий, серебро , золото , электрум , медь , графит, висмут, мышьяк (8)
Сопутствующие	Железа	Магнетит , титаномагнетит, гематит , мушкетовит, мартит, шпинель, пикотит (7)
	Титана	Ильменит, анатаз, рутил , титаномагнетит, W, Cr-рутил (4)
	Серы	Пирит , марказит, пирротин , мельниковит-пирит, Ni-маккинавит
	Мышьяка	As-пирит, арсенопирит, теннантит , теннантит-тетраэдрит , тетраэдрит , энаргит, люционит, моусонит, муассанитоподобный минерал, колусит, фаматенит (12)
	Цинка	Сфалерит, мартит, клейофан, цинкит, смитсонит (5)
	Свинца	Галенит , церуссит (2)
Редкие	Теллура	Гессит , петцит, калаверит, алтаит , монтбрайтит, тетрадимит, теллуровисмутит, креннерит, жозеит А и Б, сульфотеллуриды серебра, меди, свинца (12)
	Селена	Агвиларит, галеноклаусталит, клаусталит , платинит, вейбулит, кавицулит, науманнит, Se-галенит (8)
	Висмута	Сульфоселениды свинца, меди, висмута, серебра, матильдит, айкинит, беррит, галенобисмутит, виттихенит, висмутин (6)
	Кобальта и никеля	Миллерит, кобальтин , саффорит, кобальт и никельсодержащие пирит и пирротин, карролит и Ni-карролит (8)
	Олова	Моусонит, касситерит, станнин, колусит (4)
	Вольфрама	Шеелит, вольфрамит (2)
	Радиоактивные	Торнбернит, торит (2)
	Палладия	Меренскит (1)
Изоморфные ряды, политипные и полиморфные модификации	Крайние в изоморфных рядах разновидности	Дравит-шерл, клейофан-марматит, теннантит-тетраэдрит (3)
	Политипные и полиморфные модификации данного состава	Молибденит (гексагональный, ромбический), пирротин (гексагональный и моноклинный), анатаз-рутил, пирит-марказит, ортоклаз-микроклин, халькопирит (кубический и тетрагональный), аргентит (кубический), акантит (моноклинный), энаргит (ромбический) – люционит (моноклинный), креннерит (ромбический) – калаверит (моноклинный), халькозин (ромбический) – диагенит (кубический), серицит 2M ₁ , 1Mg, 2M; кристобалит – тридимит и др. (13)

Примечание. Выделены преобладающие минералы.

I этап — осадконакопление (O-S) и связанные с ним стратиформные рудные концентрации меди, золота, молибдена, свинца, цинка; внедрение интрузий и вулканогенных образований андезит-дацитового состава (D₁), формирование вкрапленных медноколчеданных концентраций.

II этап — внедрение основного расплава и контаминация его материалом песчано-сланцевых (O-S), вулканогенных андезит-риолитовых (D₁) и карбонатных (D₁-C₁) пород с сингенетическими концентрациями свинца, цинка; кристаллизация диоритового интрузива (C₁₋₂) с эндофацией сиенодио-

ритов и сиенитов на контактах с доломитами, формирование магматического и позднемагматического вкрапленного медного с золотом оруденения в интрузивных породах, магнетитового с медью и свинцово-цинкового — в скарнах [1, 14, 23].

III этап — внедрение штоков гранодиорит-порфиоров (C_3-P_1), комплекс послемагматических изменений, включая пропилитизацию и образование промышленных прожилково-вкрапленных, регенерированных медных с золотом и частично с молибденом руд [14].

IV этап — внедрение гранитов (P_1), биотитизация: преобразование пород интрузива в слюдяные диориты и сиенодиориты; грейзенизация, турмалинизация биотитизированных пород в над- и околоинтрузивном пространстве; образование богатого прожилкового молибденового с вольфрамом и другого оруденения с редкими и редкоземельными элементами [14]. Экструзивные аналоги гранитов (кварцевые порфиры) с молибденовой минерализацией вскрыты карьером на глубоких горизонтах.

Рассмотренные этапы формирования медно-молибденовой базовой формации подтверждают тезис об уникальности развития месторождения с многократным проявлением магматизма, мобилизацией, привнесом и переотложением рудных элементов, которые создают предпосылки для формирования суперкрупных объектов. В мировой практике поисков и разведки месторождений известны примеры неожиданных открытий в жильных рудных полях «слепых», скрытых на большой глубине, крупнообъемных штокверковых рудных залежей иного, чем разведываемые жилы, состава (США, Венгрия, Югославия и др.).

В результате минералогического картирования Большого Кальмакыра в контурах карьера и вне его, в зоне контакта карбонатных пород D_2-C_1 с сиенодиоритами, нами выявлены скарново-полиметаллические, а также полисульфидные штокверковые и жильные образования различной мощности (от 10 см до 2 м и более), которые приурочены к разрывным структурам с кварц-пирит-халькопиритовой, кварц-галенит-сфалерит-блеклорудной, кварц-кальцит-барит-сфалерит-галенит-блеклорудной минерализацией. Все жилы — золото-сереброносны, наложены на собственно медно-порфировые рудные тела [8], однако за их пределами подобные скарновые и жильные образования приобретают иную формационную принадлежность.

Рудно-формационный анализ Большого Кальмакыра позволил выделить определяющий минералого-геохимический единый рудно-формационный ряд — базовая медно-порфировая → стратиформная (полиметаллическая) → золото-теллуру-

вая → золото-серебряная (см. табл. 2), идеализованная схема образования которого с учетом данных [19] отражена на рис. 4.

Наличие базовой и сопутствующих рудных формаций является одним из критериев формирования крупных месторождений [19, 20]. Закономерная для месторождений этого класса вертикальная рудная зональность в Алмалыкском регионе представлена латеральной рудно-формационной зональностью. Она обусловлена единством источника рудного флюида для месторождений всего формационного ряда. По степени возрастания дифференциации рудообразующего флюида и уменьшения глубины рудоотложения после золото-медно-молибденовых (медно-порфировых) месторождений следуют серебро-свинцово-цинковые, золото-теллуруровые и золото-серебряные. Базовая золото-медно-молибденовая прожилково-вкрапленная рудная формация служит промежуточным источником рудного вещества при формировании всего рудно-формационного ряда. Минеральные ассоциации прожилково-вкрапленных руд базовой формации сходны с продуктивными ассоциациями ряда сопутствующих рудно-формационных типов (см. табл. 3). Таким образом, масштабность, комплексность и промышленное значение базовой формации зависят от присутствия (телескопирования) попутных месторождений рудно-формационного ряда. Обобщенная геолого-генетическая модель базовой золото-медно-молибденовой (медно-порфировой) формации Алмалыкского рудного района (см. табл. 3) позволяет с новых позиций подойти к интерпретации условий образования и размещения руд [1–5, 14, 16, 22, 23]. Месторождения приурочены к вулканоплутоническим образованиям, которые формировались на орогенном этапе развития складчатой области, в зонах горстовых поднятий и вулканотектонических депрессиях, сохранивших блоки песчано-сланцевых (O-S), вулканогенных (D_1), карбонатных с прослоями лагунного ангидрита (D_2-C_1) отложений [14].

Орогенный магматизм рудного района представлен многофазными порфировыми субвулканическими и гипабиссальными интрузиями, с которыми парагенетически ассоциирует золото-медно-молибденовое оруденение. Его масштабность и высокая комплексность объясняются двойной геохимической специализацией магматических и осадочных пород (O-S и D_2-C_1) на медь, молибден, золото, серебро, свинец, цинк, а карбонатно-сульфидных (D_2-C_1) — на серу [3, 4, 11, 22]. Структурные условия локализации оруденения — региональные, внутриблоковые разломы, участки их пересечения и сопряжения, зоны штокверкового

дробления в экзо- и эндоконтактовых интрузиях. Базовая рудная формация размещается в разнообразных породах, преимущественно магматических, в которых широко и интенсивно развиты процессы метасоматоза (калишпатизация, биотитизация, серицитизация, окварцевание). Основная масса оруденения связана с повсеместно проявленными кварц-серицит-хлоритовыми (кислотная стадия) и кварц-калишпат-хлоритовыми (щелочная) метасоматитами [12]. Рудные тела штокообразной формы занимают апикальную часть гранодиорит-порфиров и постепенно переходят в слабоминерализованные породы. Контакты рудных тел с промышленным содержанием (0,2% Cu) достигают значительных размеров. Глубина распространения оруденения более 1000 м. Главные рудные минералы — пирит, халькопирит, в меньшей степени, молибденит, гематит, борнит, галенит, сфалерит, самородное золото, блеклые руды, магнетит. Минералы, сопутствующие рудам, — кварц, калишпат, серицит, мусковит, карбонаты, ангидрит. Наиболее распространенные парагенетические ассоциации — кварц-магнетитовая, кварц-пиритовая, кварц-молибденитовая, кварц-золото-халькопиритовая — сопровождаются ангидритом. Преобладающая текстура руд вкрапленная, прожилково-вкрапленная и жильная. Основные полезные компоненты руд — медь и молибден (соотношения 80:1), пирит и халькопирит (4:1). Среди попутных элементов, определяющих высокую комплексность, наибольшее значение имеют золото, серебро, селен, платиноиды и, особенно, ^{187}Os (см. табл. 1). Следует подчеркнуть, что по содержанию рения молибдениты на месторождении Большой Кальмакыр являются одними из богатейших среди медно-молибденовых месторождений мира [2] (по данным микрозондирования до 4,1% Re). А.Х.Туресебековым и Е.Н.Игнатиковым установлено соединение рения ReS_2 .

Руды Большого Кальмакыра сформировались в широком температурном интервале 480–120°C на глубине более 1000 м из хлоридно-натриево-калиево-углекисло-водных растворов (по включениям в минералах). По экспериментальным данным, молибден переносился в виде молибдатов и оксимоллибдатов (гидрооксикомплексов) в присутствии серы, медь — в виде хлоридных и сульфидных комплексов [13].

Одним из факторов становления гигантов и супергигантов медно-порфировых месторождений является источник вещества, в том числе серы, крупные аномалии которой им присущи. На основе изучения изотопного состава серы сульфидов и сульфатов, углерода и кислорода газовой-жидких включений можно констатировать смешанный ис-

точник вещества (осадочный, коровый и подкоровый). В образовании медно-молибденовых руд важную роль играет сера, извлеченная из карбонатно-сульфатных пород (D_2-C_1), которая участвовала в формировании не только крупномасштабного медного оруденения, но и парагенного с халькопиритом пирита (содержание пирита в руде — сотни миллионов тонн) [3, 13, 22]. В образовании сульфидов немаловажное значение имели и метеорные воды. Данные изотопного анализа кислорода, углерода в газовой-жидких включениях минералов свидетельствуют об их участии в рудообразующем процессе верхних частей раскристаллизованной интрузии [11, 13, 21].

Критерием оценки [16] гигантского медно-молибденового месторождения Большой Кальмакыр являются не только длительность и интенсивность процесса рудообразования, но и высокая концентрация промышленных и сопутствующих металлов в рудах (Cu, Mo, Au, S, Ag, As, Se, Tl, Bi, Sn, Co, Ni, Zn, Pb, Cd, Re, Pd, Os и др.), которые в виде изоморфных форм создали многообразие гипо- и гипергенных минералов, представленных макро-, микро-, аморфными, коллоидными формами (установлено более 200 минералов и их разновидностей). Особенно следует отметить изобилие полиморфных (политипных) модификаций минералов, изоморфных рядов их разновидностей (см. табл. 4). По набору и количеству полиморфных модификаций промышленных минералов, их элементов-примесей можно оценить масштабность месторождения (чем больше число минералов и модификаций ценных металлов, тем крупнее месторождение (см. табл. 4). В частности, осмий в рудах Большого Кальмакыра является продуктом β -распада ^{187}Re . В земной коре он в основном связан с молибденитом крупных медно-порфировых месторождений. Высокие содержания ^{187}Os в молибденитах (с уникальным высоким содержанием рения) необходимо рассматривать как новый источник изотопного сырья (табл. 5).

Результаты определения абсолютного возраста золото-медно-молибденового оруденения рений-осмиевым методом с применением количественного спектрального анализа и ИСП масс-спектрометрии (Elan-600) подтверждают длительность его формирования, установленную по геологическим данным (см. табл. 5).

Итак, формирование рудных супергигантов связано с процессами проявления магматизма, мобилизацией, привносом и переотложением рудных элементов, а также, по мнению И.Х.Хамрабаева [27], наличием рудно-магматических концентров.

Для супергигантского медно-молибденового месторождения Большой Кальмакыр очевидна ре-

5. Типоморфные особенности молибденита месторождения Большой Кальмакыр

Минерал, концентрат	Содержание Re, %	Политипия	Содержание ¹⁸⁷ Os, г/т	Доля радиогенного ¹⁸⁷ Os	Среднее значение возраста, млн. лет
Молибденит I	0,0010–0,0290	2Н	2,5	99,93	294±31
Молибденит II	0,0340–4,10	3R+2Н	4,6		
Молибденовый концентрат	0,0850	3R+2Н	2,90		

генерация вещества прожилково-вкрапленных руд базовой золото-медно-молибденовой формации в результате тектономагматической активизации рудоконтролирующих структур в более молодые жильные образования золото-теллуровой и золото-серебряной формаций.

Запасы, время образования, комплексность, уровень организации вещества (макро-, микроминералы, аморфные и коллоидные вещества, газожидкие микровключения и т.д.), создающие разнообразие гипо- и гипергенных минералов, их разновидностей, с учетом изоморфных рядов, полиморфных превращений, диффузионных процессов в минералах и др. позволяют отнести медно-молибденовое месторождение Большой Кальмакыр к супергигантам с сопутствующим рудно-формационным рядом месторождений — серебро-свинцово-цинковые (стратиформные), золото-теллуровые, золото-серебряные.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ахунджанов Р., Туресебеков А.Х. Связь скарно-полиметаллических и медно-молибденовых месторождений Карамазара с интрузиями (Кураминские горы) // *Узбекский геологический журнал*. 1985. № 3. С. 5–9.
2. Бадалов С.Т. Минералогия и геохимия месторождений Алмалыкского рудного района. – Ташкент: Фан, 1965.
3. Бадалов С.Т., Голованов И.М., Дунин-Барковская Э.А. Геохимические особенности рудообразующих и редких элементов эндогенных месторождений Чаткало-Кураминских гор. – Ташкент: Фан, 1971.
4. Голованов И.М. Об источнике вещества медно-порфирировых месторождений (на примере Алмалыка, УзССР) // *Зап. Узб. ВМО*. 1977. Вып. 30. С. 145–149.
5. Голованов И.М. Медно-рудные формации Западного Тянь-Шаня. – Ташкент: Фан, 1978.
6. Голованов И.М., Каширский С.А. Минерально-сырьевая база меди Республики Узбекистан // *Geologiya va mineral resurslar*. 1999. № 2. С. 19–25.
7. Голованов И.М., Николаева Е.И., Кажихин М.А. Комплексная прогнозно-поисковая модель медно-порфирировой формации. – Ташкент: Фан, 1988.
8. Головин А.Ф., Туресебеков А.Х., Балакин В.В. Новый золото-серебряный полиметаллический жильный тип минерализации в медно-порфирировых месторождениях (УзССР) // *Зап. Узб. ВМО*. 1981. Вып. 34. С. 182–186.
9. Кантор М.З. К оценке масштаба молибден-медно-порфирировых месторождений по набору минералов и элементам-примесям в них // *ДАН СССР*. 1982. Т. 265. № 6. 1463–1466.
10. Каширский С.А., Туресебеков А.Х. Сырьевая база комбината // *Горный журнал*. 1999. № 1. С. 9–12.
11. Кривцов А.И., Макеев Н.Т. Источники рудного вещества эндогенных рудных месторождений // *Итоги науки и техники. Рудные месторождения*. М., 1981. Т. 2.
12. *Медно-порфирировые* месторождения Алмалыка / Под ред. Х.Т.Туляганова. – Ташкент: Фан, 1974.
13. *О генезисе молибденовой и медной минерализации медно-молибденовых месторождений* / В.И.Рехарский, Л.Н.Варьяш и др. // *Генетические модели эндогенных рудных формаций*. Новосибирск, 1983. С. 135–143.
14. *О полиформационности медно-молибденового месторождения Кальмакыр (Алмалыкский рудный район, Республика Узбекистан)* / А.Х.Туресебеков, Р.Ахунджанов, Е.Н.Игнастик и др. // *Узбекский геологический журнал*. 1993. № 6. С. 33–44.
15. *Основные черты магматизма и металлогении Чаткало-Кураминских гор* / Х.М.Абдуллаев, А.С.Аделунг, В.А.Воронич и др. – Ташкент: АН УзССР, 1958.
16. *Прогрессивные технологии оценки и разведки медно-молибденовых месторождений* / А.И.Кривцов, Ю.А.Сергейко, Л.У.Кадырбеков и др. – Алма-Ата, 1987.
17. Рундквист Д.В. Факт времени при формировании гидротермальных месторождений: периоды, этапы и стадии рудообразования // *Геология рудных месторождений*. 1997. Т. 39. № 1. С. 11–24.
18. Рундквист Д.В., Кравченко С.М. Промышленные суперконцентрации металлов в литосфере // *Геология рудных месторождений*. 1996. Т. 38. № 3. С. 298–303.
19. Сидоров А.А. Базовые формации массивных и вкрапленных руд и их взаимоотношения с сопутствующими формациями жильных месторождений // *Этапы образования рудных формаций*. М., 1989. С. 78–87.
20. Сидоров А.А., Томсон И.Н. Базовые рудные формации // *Тихоокеанская геология*. 1987. № 5. С. 102–108.
21. Сотников В.И., Калинин А.С., Берзина А.П. Генетическая модель медно-молибденовой формации // *Генетические модели эндогенных рудных формаций*. Новосибирск, 1983. С. 112–127.
22. Туресебеков А.Х. Минералого-геохимические особенности серы в связи с эндогенным оруденением Алмалыкского рудного района: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. – Ташкент, 1973.
23. Туресебеков А.Х. Геолого-генетическая модель базовой медно-порфирировой формации и ее соотношение с другими рудными месторождениями Кураминской подзоны // *Мат-лы Междунар. Симпозиума*. Ташкент, 1998. С. 82–85.
24. Туресебеков А.Х. Геолого-геохимические промышленные типы золоторудных месторождений Алмалыкского рудного района // *Мат-лы респ. науч. конф., посвященной 40-летию открытия месторождения Мурнтау*. Ташкент, 1998. С. 102–103.
25. Туресебеков А.Х. Минералого-геохимическая оценка сырьевых ресурсов эндогенных и техногенных месторождений Алмалыкского рудного района в связи с их комплексным освоением // *Узбекский геологический журнал*. 1998. № 4. С. 91–102.

26. *Lasnicha P.* Design of an international data base of giant metal accumulations // *Global Tectonics and Metallogeny*. 1998. Vol. 6. № 34. P. 110–119.
27. *Most parameters of genesis and distribution of large and superlarge ore deposits in Central Asia /* I.Kh.Khamrabaev et al. // *IASOD meeting*. London, 1999.
28. *Singer D.A.* World class Base and Precious metal Deposits. A Quantitative analysis // *Econ. Geol.* 1995. Vol. 90. P. 88–104.

УДК 553.435.001.57

© Е.Е.Абрамова, 2006

ФОРМИРОВАНИЕ КОЛЧЕДАННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ В УСЛОВИЯХ КОНВЕКТИВНО-РЕЦИКЛИНГОВОЙ МОДЕЛИ

Е.Е.Абрамова (ЦНИГРИ Роснедра МПР России)

Конвективно-рециклинговая модель рудогенеза, изначально разработанная для субмаринных месторождений колчеданного семейства [1], в дальнейшем оказалась применимой и к другим месторождениям.

Модель гидротермальной системы разделяется на три части: нисходящую ветвь — область мобилизации рудных компонентов; восходящую («подрудный канал») — транспортирующую рудоносные растворы; зону рудоотложения (рудное тело на дне бассейна) на участке излияния горячих растворов в толщу холодной морской воды. В нисходящей ветви морская вода нагревается, реагирует с омываемыми породами и за счет этого меняет свой состав, обогащаясь, в частности, рудными элементами. В восходящей ветви в результате взаимодействия гидротермального раствора (поступившего из нисходящей ветви или эндогенного) с породами стенок питающего канала образуются подрудные метасоматические минеральные ассоциации. Восходящая ветвь в зависимости от геологической ситуации может реализовываться по-разному. Излияние высокотемпературных растворов на дно моря приводит к быстрому формированию гидротермально-осадочного рудного тела, главным образом из-за смешения с холодной морской водой. Дальнейшее разрастание этого тела происходит за счет отложения рудных минералов из просачивающихся через него новых порций раствора и смешения этих уже частично «отработанных» растворов с окружающей морской водой на поверхности рудного тела.

Эволюция внутреннего строения (зональности) рудной залежи зависит от двух факторов: изменения со временем состава питающего флюида и переложения вещества внутри залежи при просачивании гидротермальных флюидов через ее тело [5]. Термодинамическая модель этого процесса вклю-

чает две составляющих. Первая описывает процесс рудоотложения при фильтрации раствора внутри рудного тела, вторая — отложение вещества на поверхности тела при смешении истекающих растворов с окружающей морской водой. Для расчета такой модели необходимо знать распределение температур внутри рудного тела, температуру его поверхности и скорость роста тела. От распределения температур внутри тела зависит зональность рудоотложения, от температуры поверхности — доля вещества, отлагающегося в ходе смешения с морской водой (продукты смешения могут иметь специфический состав). Рост тела вызывает изменение во времени этих характеристик [2].

При небольших размерах рудного тела (10–20 м) высокотемпературная зона (>300°C) занимает большую часть его внутреннего объема, а периферическая характеризуется большими температурными градиентами. В крупном теле с радиусом ≥ 50 м горячая зона занимает относительно меньшую долю объема и может распространяться в периферическую часть только при значительных дебитах источника, при этом градиенты температур во внешней части существенно уменьшаются.

Разрастание рудного тела со временем можно выразить уравнением:

$$M_n = \sum_{i=1}^n (\Delta S_i \tau_i),$$

где M_n — масса рудного вещества после прохождения n -й порции раствора; ΔS_i — масса осадка рудного вещества, получающегося из 1 кг гидротермального раствора для i -й волны (вычисляется в термодинамической модели зоны рудоотложения и зависит от свойств нисходящей системы); τ — время истечения одной порции раствора. Именно последний параметр связывает темп изменений в нис-

ходящей ветви системы с формированием рудного тела. По косвенным признакам его значение можно приближенно оценить в 10^8 – 10^9 с (3–30 лет).

Как показали результаты моделирования, состав формирующегося рудного тела зависит от состава питающего раствора (важным параметром является соотношение железа и серы), температуры в глубинах системы, суммарного отношения порода/вода (Σ П/В), а также от длительности функционирования системы.

Отложение рудного вещества происходит как внутри растущей рудной залежи вследствие существующих в ней термических градиентов, так и при истечении растворов в придонную воду из-за смещения и охлаждения. Данная модель включает оба механизма рудоотложения, кроме того, она учитывает эволюцию питающей гидротермальной системы и переотложение внутри рудной постройки.

При моделировании формирования рудной залежи выполнено несколько вариантов расчетов модели. Во всех вариантах соблюдалась одна и та же последовательность в изменении состава минеральных парагенезисов рудного тела: вначале ангидрит-пиритовый, затем кремнезем-сфалерит-пиритовый, далее пирит в самой горячей части тела начинает замещаться на магнетит, а в центральных частях появляются сульфиды меди. Таким образом, распределение парагенезисов рудных минералов в области их накопления (формирования рудного тела) подчинено вертикальной зональности пирит→пирит±магнетит и гематит→халькопирит→сфалерит на фоне возрастания доли кварца в минеральных парагенезисах внешних зон рудных тел, чем объясняется природа яшмоидных образований в кровле толщи.

Наиболее типичен вариант с начальным (в первой «волне») суммарным отношением порода/вода=4 кг/кг и температурой на устье рудоподводящего канала 325°C . Максимальные содержания цинка в рудной залежи достигаются на начальном этапе, а содержание меди сравнивается с количеством цинка только на заключительном этапе роста залежи, когда появляется ангидрит (рис. 1).

При других значениях варьируемого параметра П/В эволюция зональности рудного тела и динамика накопления рудных элементов несколько отличаются. При малых отношениях П/В в питающей рециклинговой системе сульфидная сера легко вымывается из нисходящей ветви, и рудное тело быстро замещается гематитом и кремнеземом. Полный цикл развития моделируемого тела проходит за меньшее число волн. Вариант расчета модели с начальными высокими отношениями П/В характеризуется весьма медленной изменчивостью в нисходя-

щей ветви конвекции и требует значительно большего времени существования системы, при этом вероятно перекрытие рудного тела эффузивами с дальнейшим образованием многоярусной залежи.

Повышение температуры в очаге, питающем рудное тело, приводит к относительному обогащению его железом и недостатку сульфидной серы. Вследствие этого в рудном теле увеличивается доля магнетита, вплоть до исчезновения всех сульфидных фаз, кроме медных. Это указывает на существование оптимального температурного интервала для образования колчеданных рудных тел, ограниченного сверху возрастанием подвижности железа в гидротермальных растворах.

Состав пород, по которым развиваются гидротермальные системы, оказывает влияние на формирование рудных тел. Именно эти породы служат источниками рудообразующих металлов, которые переносятся флюидом нисходящей ветви системы. Так, в породах среднего состава эволюция системы и формирование медноколчеданных тел должны происходить быстрее (а следовательно, и с меньшими суммарными затратами тепловой энергии), другой состав пород будет влиять и на состав руды.

Моделирование рудонакопления с участием магматогенного флюида показало, что при обилии серы и высокой кислотности растворов формируются собственно пиритовые руды, обогащающиеся затем медью и цинком на рециклинговом этапе. Этот комбинированный вариант моделирования предполагает, что рудное тело на первом этапе формируется в результате разгрузки на дно моря магматогенного флюида, а на втором этапе после прекращения дегазации рудоотложение осуществляется за счет конвективной системы с таким же дебитом. Руды первого этапа — серноколчеданные. Содержания цинка и меди в рудном теле невелики из-за кислотного характера раствора. Магматогенный флюид имеет на выходе из канала рН около 1,5, что приводит к недонасыщенности его сульфидами цветных металлов, несмотря на достаточно высокие содержания в растворе меди, цинка и сульфидной серы. Эти компоненты начинают осаждаться только при сильном разбавлении флюида морской водой. Другая возможность нейтрализации — метасоматическая переработка известковистых донных осадков — в данной модели не рассматривалась.

На втором этапе (собственно рециклинговом) рудное тело формируется в несколько раз медленнее со значительным изменением состава. Вначале наблюдается обогащение цинком, поступающим из зон нисходящей циркуляции, затем в рудное тело начинает поступать медь, концентрация которой во всем рудном теле в конце процесса достигает

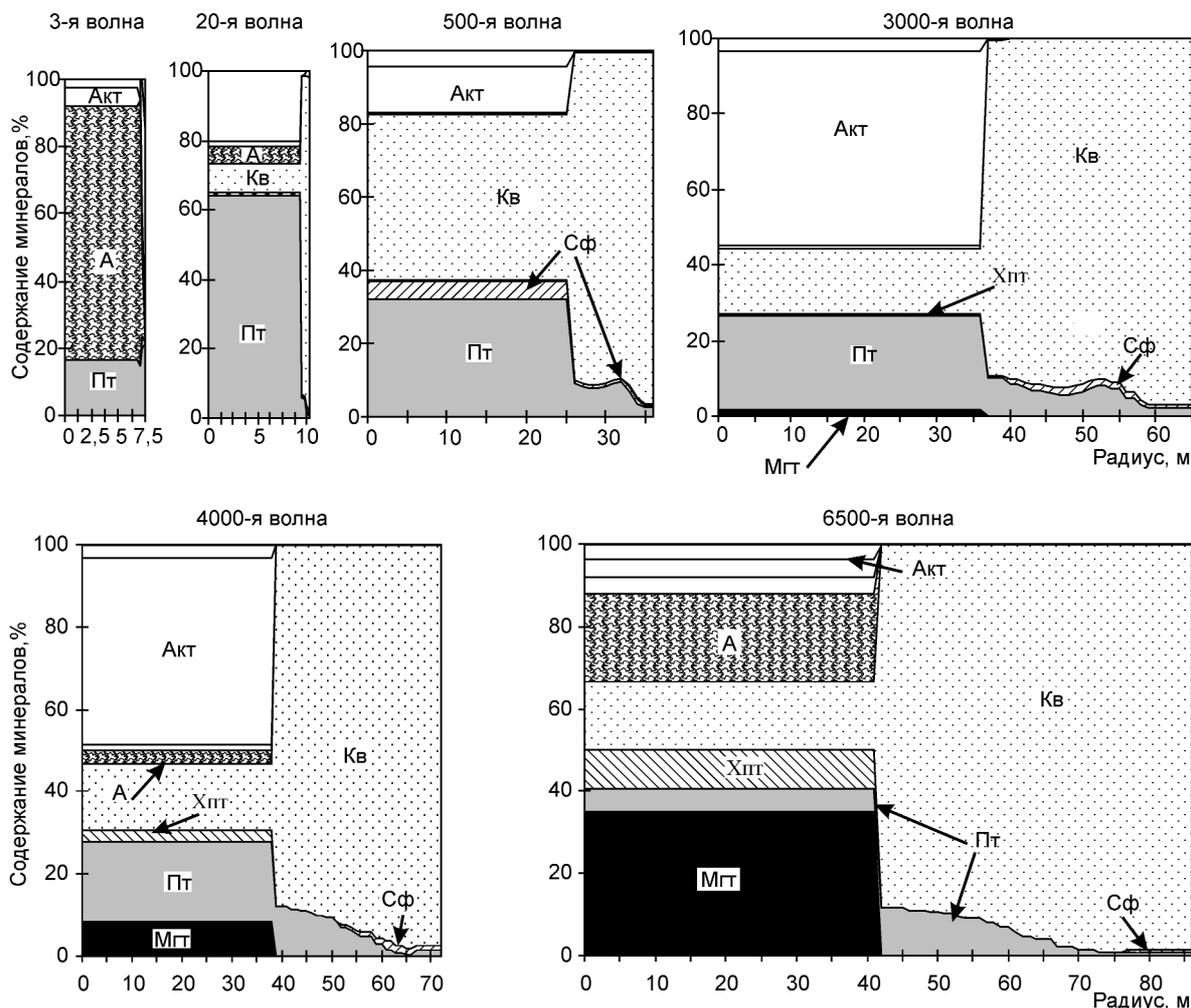


Рис. 1. Зональность минеральных парагенезисов в рудном теле по радиальному разрезу:

$T=325^{\circ}\text{C}$, $P/B=4$, исходные породы — базальты; А — ангидрит, Акт — актинолит, Кв — кварц, Пт — пирит, Сф — сфалерит, Хпт — халькопирит, Мгт — магнетит

0,24%. Отложенные металлы распределены неравномерно: цинк преимущественно осаждается в периферической части рудного тела, а медь — в наиболее горячей центральной. На поздних отрезках развития начинается постепенный вынос цинка за пределы рудного тела, и оно приобретает медно-колчеданный состав. Рост тела сопровождается интенсивными процессами переотложения и метасоматического замещения вещества внутри тела.

Для многих колчеданных месторождений, особенно уральских, характерно многоуровневое строение рудных залежей. При построении модели образования двухуровневой залежи был использован следующий сценарий. На первом этапе в толще базальтовой коры функционирует рециклинговая система, полностью аналогичная типовому варианту, описанному выше. Затем система замирает, и полученное к этому моменту рудное тело пирит-сфалерит-халько-

пиритового состава отвечает нижнему уровню будущего месторождения. Происходит внедрение даек кислого состава (до 10% от объема основных пород), а рудное тело перекрывается толщей эффузивов кислого состава. После этого начинается второй этап гидротермальной деятельности, в ходе которого рециклинг захватывает частично измененные ранее (на первом этапе) базальты, дайки и эффузивы кислого состава, а в области подрудного канала — ранее образованное рудное тело. Верхнее рудное тело проходит полный цикл развития примерно в два раза быстрее, чем при тех же условиях в одноуровневой модели. Оно раньше обогащается цинком и медью, однако ощущаемый в нем дефицит серы препятствует образованию крупной залежи.

Все полученные при моделировании рудные парагенезисы аналогичны встречаемым на месторождениях Урала. Схематические разрезы некото-

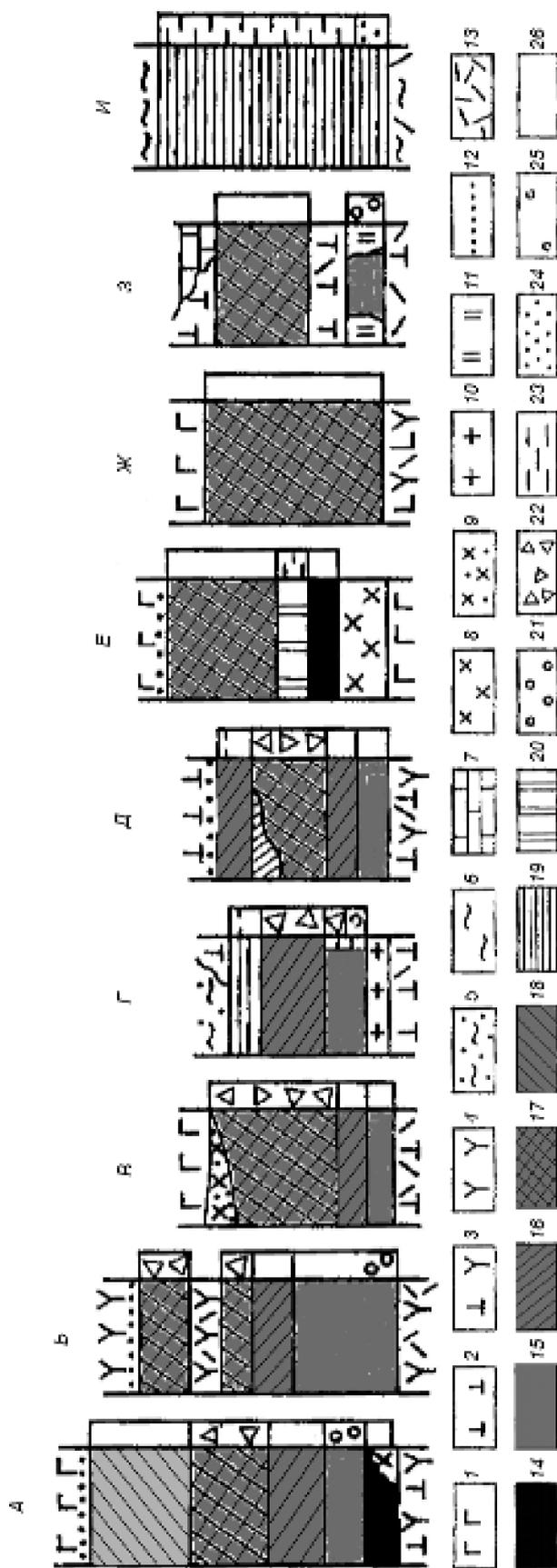


Рис. 2. Схематизированные разрезы рудных залежей колчеданных месторождений различных типов, по А.Г.Злотнику-Хоткевичу, 1987:

А — Приорское, Муголжары; Б — Ново-Шемурское; В — Учалинское; Г — Учалинское; Г — одно из месторождений Японии (тип Куроко, по Сато, 1974); Д — Западно-Озерное; Е — Летнее, Ж — Осеннее; З — Талганское; И — Филлизайское; Л — базальты; 2 — риолиты; 3 — риоалциты; 4 — дациты; 5 — глины; 6 — глинистые сланцы с прослоями песчаников; 7 — известняки; 8 — хлоритовые породы; 9 — то же, с отсортированными по крупности обломками и глыбами сульфидных руд; 10 — гипс-ангидритовые породы; 11 — кремнисто-гематитовые породы; 12 — зоны заалки в эффузивах; 13 — гидротермальные изменения и рудная минерализация в вулканитах; руды: 14 — магнетит-магнетитовые, 15 — пиритовые, 16 — халькопирит-пиритовые, 17 — сфалерит-халькопирит-пиритовые, 18 — сфалерит-пиритовые с примесью халькопирита, 19 — полиметаллические, 20 — магнетит-магнетит-сульфидные; текстуры руд: 21 — брекчиевидные, 22 — брекчиевые, 23 — слонистые, 24 — пятнисто-вкрапленные, 25 — сыпучие, 26 — массивные

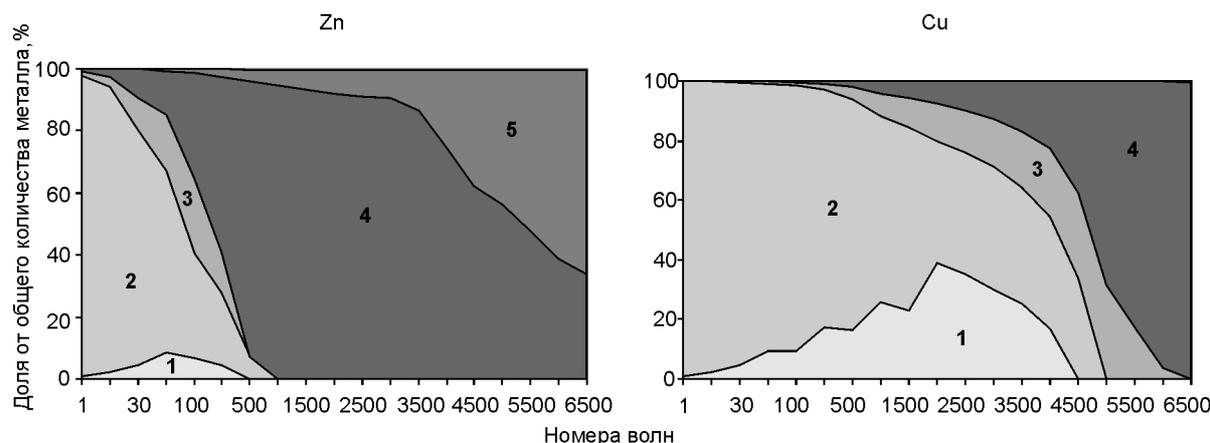


Рис. 3. Распределение металлов по частям конвективно-рециклинговой системы:

1 — доля металлов в зонах слабых аномалий в нисходящей ветви; 2 — остаточная доля металлов в эпидотсодержащих породах нисходящей ветви; 3 — переотложено в подрудные метасоматиты; 4 — отложено в рудном теле; 5 — рассеяно в придонной водной толще

рых из них приведены на рис. 2. Наиболее подходит под описание модели полного развития Приорское месторождение (см. рис. 2, А).

Детальный анализ результатов моделирования показывает, что ряд несоответствий модели природным аналогам вызван тем, что при образовании колчеданных месторождений могут проявляться и другие факторы рудоотложения. Например, в модели не учитывается изменение фильтрационных свойств рудного тела и предполагается их достаточность для прохождения гидротермального раствора при заданном дебите системы. Кольматизация пор (главным образом кремнеземом) должна приводить к прекращению фильтрации. Из расчета гидростатического равновесия в гидротермальной системе следует, что при ее закупорке на устье подводящего канала может возникать избыточное давление, вполне достаточное для образования гидроразрывов в рудном теле, а в экстремальных случаях происходит выброс обломков с формированием рудокластов. На реальность процессов гидроразрывов указывает широкое распространение внутрирудных брекчий в древних колчеданных месторождениях (см. рис. 2, А–Д) [4].

Анализ распределения меди и цинка по частям конвективно-рециклинговой системы — зоне глубокой циркуляции, подрудным метасоматитам и рудному телу — с последующим выносом в толщу воды показал различия в их поведении (рис. 3). Согласно модельным расчетам, цинк быстро выносится из пород нисходящей ветви, ненадолго задерживается в подрудных метасоматитах и поступает в рудное тело. Уже с начала функционирования системы заметен вынос цинка в придонную водную толщу. Вынос интенсифицируется на заключительном отрезке жизни системы. К этому времени рудное тело теряет

более половины поступившего в него цинка. Медь почти на порядок дольше цинка находится в породах нисходящей ветви и только затем переносится сначала в канал, потом в рудное тело. Вынос в придонную толщу не проявляется и тогда, когда уже вся медь в модели переотложена в рудное тело.

Таким образом, металлы, выносимые из исходных пород, формируют не только рудную залежь — они могут отлагаться в придонных металлоносных осадках. Кроме того, обогащенные ими воды могут вовлекаться в новый рудообразующий процесс. Как уже отмечалось А.И.Кривцовым [6], результатом деятельности конвективно-рециклинговых систем является не только формирование рудных тел колчеданного семейства, но и начальное концентрирование ряда металлов в породах, участвующих в более поздних процессах рудогенеза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Гричук Д.В. Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. — М.: Научный мир, 2000.
2. Гричук Д.В., Абрамова Е.Е., Тутубалин А.В. Термодинамическая модель субмаринного колчеданного рудообразования в рециклинговой гидротермальной системе // Геология рудных месторождений. 1998. Т. 40. № 1. С. 3–19.
3. Злотник-Хоткевич А.Г. Древние и современные колчеданные руды: черты сходства и отличия // Зап. ВМО. 1987. Ч. 116. Вып. 5. С. 574–585.
4. Злотник-Хоткевич А.Г. Диагенетическое преобразование колчеданных руд // Геология рудных месторождений. 1992. № 2. С. 83–98.
5. Краснов С.Г. О минимальных глубинах формирования массивных сульфидных руд на дне океана // Докл. АН СССР. 1987. Т. 296. № 5. 1188–1191.
6. Кривцов А.И. Гносеологические «мифы и рифы» проблем источников рудного вещества // Руды и металлы. 2003. № 4. С. 5–14.

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ!

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами.

Объем статьи не должен превышать 15 страниц, включая аннотацию (не более 1/3 страницы), таблицы и список литературы. Оставляются поля —сверху (2 см), снизу (2 см), справа (1 см) и слева (3 см). Все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются один экземпляр статьи — распечатка с принтера, а также текст на дискете в форматах Word (*.doc, *.rtf) с использованием шрифта Times New Roman (размер 12, полуторный межстрочный интервал); для таблиц — размер 9–10, один межстрочный интервал. Таблицы и рисунки помещаются в отдельные файлы. По окончании работы дискеты по желанию автора возвращаются. Возможна передача статей по электронной почте: E-mail: tsnigri@tsnigri.ru для журнала «Руды и металлы».

Рисунки и другие графические материалы (не более 5) прилагаются к статье в одном экземпляре. На обороте каждого рисунка карандашом указываются его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Размер оригиналов рисунков не должен превышать формат страницы журнала (23×16 см). Рисунки принимаются на дискетах с распечаткой на бумаге. Цифры и буквы в условных обозначениях, вынесенных за пределы рисунка, даются курсивом. Текстовые надписи на рисунках набираются на компьютере. Размер букв и цифр не менее 2 мм. Каждый рисунок помещается в отдельный файл в форматах: штриховой рисунок и рас-тровое фото (*.tif, *.jpg и др.), векторная графика (*.cdr — предпочтительно, *.eps, *.wmf и др.), диаграмма Microsoft Excel (*.xls). Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстративного материала должны обеспечивать его читаемость после возможного уменьшения.

Подрисуночные подписи набираются в тексте после ссылки на рисунок. Цветные рисунки и фотографии не принимаются. Рисунки, не удовлетворяющие требованиям редакции, возвращаются автору.

Для набора математических формул и химических символов рекомендуется использовать Microsoft Equation.

Точность приведенных цитат должна быть заверена подписью автора на полях рукописи, обязательно указывается источник по списку литературы.

Список литературы (не более 15 названий) нумеруется в алфавитном порядке. Иностранная литература помещается после отечественной. Ссылки в тексте на источник из списка литературы даются соответствующим порядковым номером в квадратных скобках. В список не следует включать работы, на которые нет ссылок в тексте статьи, а также неопубликованные.

Статья подписывается автором (авторами), в конце ее приводятся фамилия, имя и отчество (полностью) автора, место работы, занимаемая должность, ученая степень, адрес, служебный и домашний телефоны.

Рукопись представляется с установленными сопровождающими документами руководством организации или лично автором (авторами).