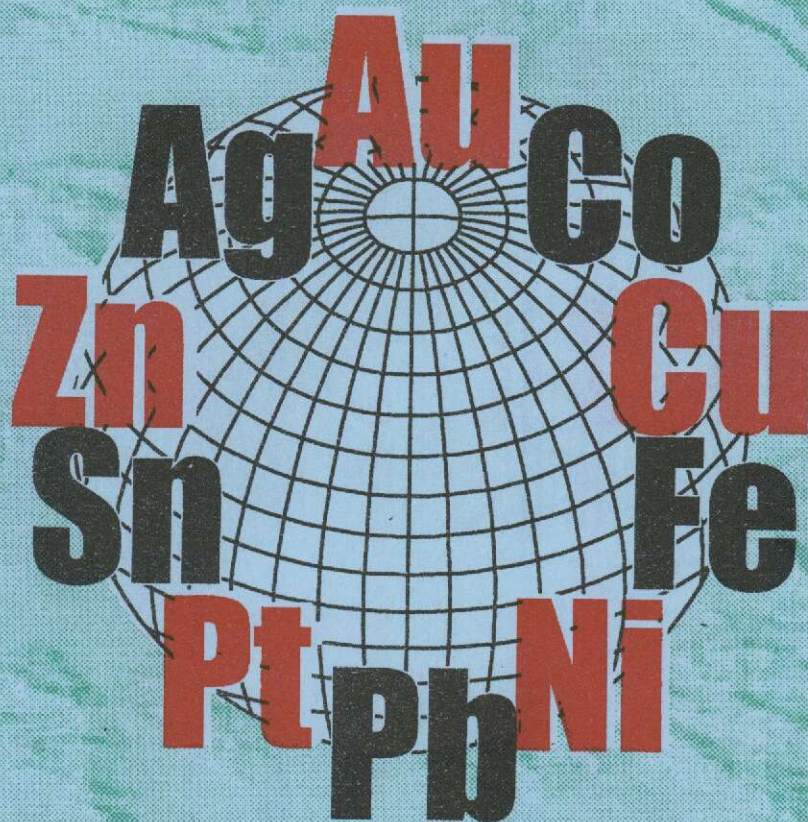


РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



ЦНИГРИ МПР России

Главный редактор
И.Ф. Мигачёв

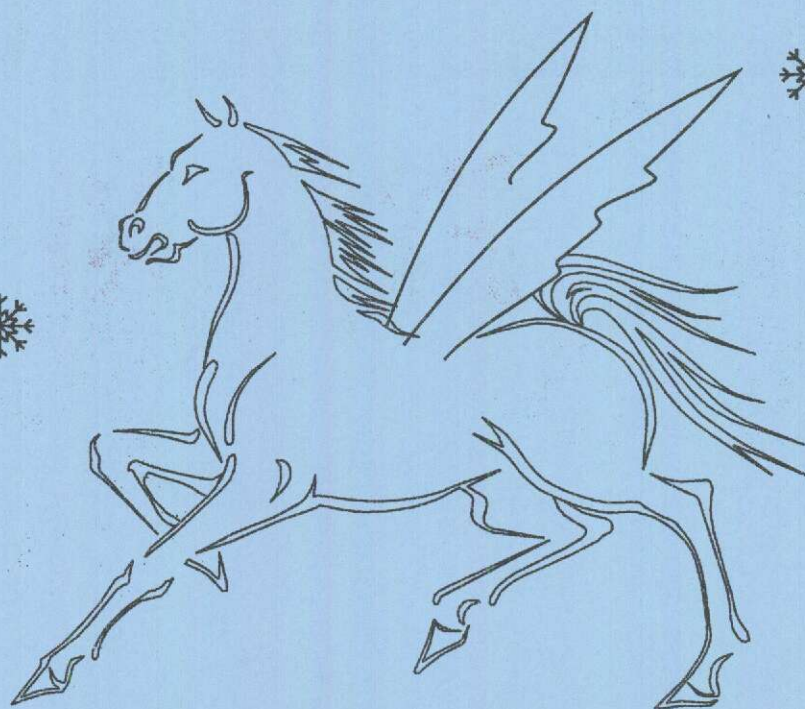


6/2001

ISSN 0869-5997

Дорогие наши читатели,
друзья, коллеги!

Поздравляем Вас
с Новым 2002 годом!



РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



6/2001

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
В.И. ВОРОБЬЕВ
П.А. ИГНАТОВ
М.М. КОНСТАНТИНОВ
А.И. КРИВЦОВ, зам. главного редактора
Н.К. КУРБАНОВ
Г.А. МАШКОВЦЕВ
В.М. МИНАКОВ
Н.И. НАЗАРОВА, зам. главного редактора
Г.В. ОСТРОУМОВ
В.М. ПИТЕРСКИЙ
В.И. ПЯТНИЦКИЙ
Г.В. РУЧКИН
Ю.Г. САФОНОВ
Г.В. СЕДЕЛЬНИКОВА
В.И. СТАРОСТИН
И.А. ЧИЖОВА



УЧРЕДИТЕЛЬ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ
(ЦНИГРИ)

Издается при участии

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

Москва ЦНИГРИ 2001

Редакция: Н.И. Назарова, Г.В. Вавилова
Компьютерный набор, верстка и оригинал-макет: В.К. Комарова, Н.П. Кудрявцева

Сдано в набор 10.11.2001 г.
Подписано в печать 25.11.2001 г.
Тираж 430 экз.

Формат 185×270 1/8
Бумага офсетная № 1
Печать офсетная

Адрес редакции: 113545 Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ
Телефон: 315-28-47
Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

© «Руды и металлы», 2001

От редколлегии		Editorial	
<i>Филатов Е.И.</i> Безальтернативность картирования в геологии полезных ископаемых	6	<i>Filatov E.I.</i> Non-alternative mapping in geology of mineral resources	
<i>Волчков А.Г., Конкин В.Д., Ручкин Г.В.</i> Принципы составления серийных легенд к прогнозно-металлогеническим картам	9	<i>Volchkov A.G., Konkin V.D., Ruchkin G.V.</i> Principles of elaboration of serial legends to prediction-metallogenic maps	
<i>Барышев А.Н.</i> Тектонические и тектонофизические условия образования малых интрузий	19	<i>Baryshev A.N.</i> Tectonic and tectonophysical conditions of formation of minor intrusions	
<i>Знаменский С.Е., Серавкин И.Б.</i> Структурные условия локализации позднеколлизийных месторождений золота Магнитогорского мегасинклиория	26	<i>Znamensky S.E., Seravkin I.B.</i> Structural conditions of localization of late collisional gold deposits within the Magnitogorsk megasynclorium	
<i>Контарь Е.С.</i> Палеотектонические обстановки образования колчеданных и свинцово-цинковых месторождений Урала	36	<i>Kontar' E.S.</i> Paleotectonic environment of massive sulfide and zinc-lead deposits formation in the Urals	
<i>Кудрявцева Н.Г.</i> Ряды рудных формаций месторождений цветных и благородных металлов в различных геодинамических обстановках Юго-Западного Алтая	44	<i>Kudryavtseva N.G.</i> Ore formation series of non-ferrous and precious metal deposits in various geodynamic conditions in the Southwest Altai	
<i>Константинов М.М.</i> О глубинах формирования рудных месторождений	53	<i>Konstantinov M.M.</i> About depths of ore deposit formation	
<i>Абрамова Е.Е.</i> Оценка приложимости рециклинговой модели колчеданного рудогенеза к Бурибайскому рудному полю (на основе термодинамического моделирования)	56	<i>Abramova E.E.</i> Applicability of recycling model of massive sulfide ore-genesis to the Buribai ore field (on the basis of thermodynamic modeling)	
<i>Донец А.И.</i> Гидродинамическая модель рудообразующих систем стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах	65	<i>Donets A.I.</i> Hydrodynamic model of ore-forming systems of stratiform zinc-lead deposits in carbonaceous sequences	

Петров Г.В.
Поисковый «код» рудных полей колчеданных месторождений Урала

72

Petrov G.V.
Search «code» of massive sulfide ore fields in the Urals

Чекавидзе В.Б., Исакович И.З.
Минералогические ореолы золоторудных месторождений и их поисковое значение (на примерах Северо-Востока России и Северного Казахстана)

75

Chekvaizde V.B., Isakovich I.Z.
Mineralogical haloes of gold deposits and their value as prospecting guides (examples from North-East Russia and Northern Kazakhstan)

Поздравляем с юбилеем

П.С.Ревякина, Б.Д.Углова, И.В.Морозова

84

Congratulations

P.S.Revyakin, B.D.Uglov, I.V.Morozov

Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 2001 году

86

List of papers published in «Ores and metals» in 2001

От редколлегии

В завершающемся 2001 году исполнилось 90 лет со дня рождения **Марии Борисовны Бородаевской** (1911—1994) и 85 лет со дня рождения **Давида Иосифовича Горжевского** (1916—2000) — двух выдающихся ученых нашей страны, внесших огромный вклад в создание и развитие прикладной металлогении и геологии рудных месторождений, в расширение минерально-сырьевой базы СНГ, в укрепление связей науки с производством, в подготовку научных кадров.

Созданные М.Б.Бородаевской и Д.И.Горжевским научные школы, методы и методики научно-исследовательских и геологоразведочных работ составляют основу современных поисков и оценки месторождений благородных и цветных металлов.

Редколлегия журнала поддержала предложения ряда учеников и последователей М.Б.Бородаевской и Д.И.Горжевского о выпуске этого целевого номера. Включенные в него статьи охватывают лишь часть направлений многогранных исследований М.Б.Бородаевской и Д.И.Горжевского, демонстрируют развитие научного наследия этих ученых, его актуальность и значимость для наших дней. Очевидно также, что глубина, разносторонность и практическая значимость исследований М.Б.Бородаевской и Д.И.Горжевского остаются по ряду базовых направлений эталоном, к которому должны стремиться их последователи.

УДК 550.8:528

© Е.И.Филатов, 2001

БЕЗАЛЬТЕРНАТИВНОСТЬ КАРТИРОВАНИЯ В ГЕОЛОГИИ ПОЛЕЗНЫХ ИСКОПАЕМЫХ

Е.И.Филатов (ИМГРЭ МПР России и РАН)

Показана безальтернативность разномасштабного комплексного картирования при поисках месторождений полезных ископаемых и количественной оценке прогнозных ресурсов, обоснованная нашими великими предшественниками.

Вещество земной коры и других оболочек нашей живой планеты структурировано. Иерархические уровни этой структуризации располагаются от нижнего наименьшего атомарного до верхнего наибольшего океанического и континентального.

В классическом в студенческие годы автора этой заметки Московском геологоразведочном институте его воспитанникам прививали одну простую истину, заключающуюся в том, что главный метод поисков полезных ископаемых — геологическая съемка. Она позволяет открывать объекты, корреспондирующие с ее масштабами, от минерала и минеральной ассоциации до минерагенического пояса.

Как известно, критерием истины является практика. Эту истину автору посчастливилось постигать в процессе практической работы под руководством трех великих учителей — Владимира Васильевича Аристов, Марии Борисовны Бородаевской и Давида Иосифовича Горжевского.

М.Б.Бородаевская [2, 3, 6] важнейшими в практике считала детальные съемки. Именно она обучила меня, уже обремененного кандидатской степенью, оптимальной методике картирования многокилометровых штольневых горизонтов полиметаллически-колчеданной, теперь зарубежной, Хандизы в м-бе 1:100 и 1:50 и самого месторождения в целом в м-бе 1:1000. Эти карты и погоризонтные планы, детальные зарисовки рудных залежей от их лежащих к висячим бокам, составленные совместно с А.Г.Злотником-Хоткевичем и Н.А.Пирожником, помогли в конце концов понять вулканогенно-осадочную природу месторождения и успешно защитить его запасы в ГКЗ СССР.

В.В.Аристов [1] был первоклассным мастером комплексных геолого-геофизических и геохимических съемок рудных полей. Именно под его влиянием И.Я.Смульским, Н.Г.Кудрявцевой и автором исходя из размера рудоносного терригенно-карбонатного скиалита, окруженного гранитоидами, был выбран 1:5000 масштаб гео-

лого-геофизико-геохимической съемки Кадаинского рудного поля в Восточном Забайкалье. В процессе этой комплексной съемки было выявлено не вскрытое современной эрозией и располагающееся на глубине 100 м полиметаллическое месторождение, продлившее жизнь рудника на десятки лет.

Д.И.Горжевский [2, 5, 6], будучи блестящим металлогенистом, отдавал предпочтение крупно- и среднемасштабным съемкам. Под его руководством десятками организаций страны были проведены комплексные съемки и составлены полистные комплекты прогнозно-металлогенических карт Рудного Алтая в м-бе 1:50 000. В итоге как в Российской, так и в Казахстанской части Алтая были обнаружены пять крупных полиметаллически-колчеданных месторождений. Комплекты алтайских карт вошли в некоторые учебники.

Благотворное влияние великих учителей позволило автору быстро включиться в работу по созданию технологии многоцелевого геохимического, а точнее геолого-геохимического картирования (МГХК), начатого в ИМГРЭ по инициативе Э.К.Буренкова [4] при поддержке МПР РФ в лице А.Ф.Морозова и М.В.Кочеткова. У истоков созданной технологии МГХК стояли А.А.Головин (ИМГРЭ), Г.М.Беляев (ВСЕГЕИ) и Б.И.Бурдэ (ДВИМС), основ тектонической и прогнозно-минерагенической интерпретации получаемых при картировании материалов — Г.С.Гусев (ИМГРЭ), Е.П.Ширай (ЦНИГРИ), Е.И.Филатов (ИМГРЭ) и Г.И.Хорин (Александровская экспедиция), а методов их эколого-геологической интерпретации — Л.А.Островский (ВСЕГИНГЕО).

Первым итогом осуществляемого в стране с 1991 г. многоцелевого картирования стал комплект геолого-геохимических и эколого-геологических карт России в м-бе 1:5 000 000, послуживший фундаментом для более детальных работ в м-бах 1:1 000 000, 1:200 000 и 1:50 000. Этот комплект карт содержит комплексную информацию по тектоническому, ландшафтному, геохимическому, геофизическому, ме-

таллогеническому, эколого-гидрогеологическому, эколого-инженерно-геологическому районированию территории России и экологическому состоянию ее геологической среды. Технология составления карт основана на создании единой системы многофакторного районирования территории страны, сборе, компьютерной обработке и обобщении материалов геолого-геохимических карт, геофизических, гидрогеологических и инженерно-геологических карт м-бов 1:1 000 000—1:200 000, единой топографической основы м-ба 1:5 000 000, разработке взаимосвязанной системы легенд, создании макетов карт, совмещении исходных карт на единой топооснове, корректировке интегральных границ, редактировании, компьютерной подготовке карт к изданию и составлению объяснительных записок.

Многоцелевое геохимическое картирование более крупных масштабов — это упорядоченный процесс комплексного геохимического изучения геозкосистем различных иерархических уровней с дифференциацией и оценкой природных и техногенных составляющих интегрального гетерогенного геохимического поля и отображением полученных результатов на комплектах карт м-бов 1:1 000 000 (МГХК-1000) и 1:200 000 (МГХК-200). Разработанная технология МГХК основана на следующих принципах:

иерархический подход, который определяет выбор масштаба картирования и оценки в зависимости от ранга изучаемой минерагенической единицы. Минерагенические провинции, области размером $n \cdot 10^5$ — $n \cdot 10^6$ км² являются предметом изучения МГХК-1000, в результате чего выявляются и оцениваются потенциальные минерагенические зоны и рудные районы площадью $n \cdot 10^4$ — $n \cdot 10^5$ км². Минерагенические области, зоны размером $n \cdot 10^4$ — $n \cdot 10^5$ км² являются предметом изучения МГХК-200, в результате чего определяются и оцениваются потенциальные рудные районы, узлы, иногда, поля размером $n \cdot 10^2$ — $n \cdot 10^3$ км²;

репрезентативность оценок по всей изучаемой территории, которая базируется на предварительном выделении квазиоднородных участков на основе многофакторного районирования (геолого-минерагенического, ландшафтно-геохимического и эколого-функционального). Последующее равномерное опробование этих участков со средней плотностью 1 пункт опробования на 1 см² карты соответствующего масштаба определяет особенность МГХК — переход от случайного опробования по равномерной сети к детерминированному опробованию обоснованных пунктов;

системность изучения, которая достигается сопряженным опробованием и последующим исследованием в каждом пункте 3—5 компонентов геологической среды (коренные породы, донные отложения, почвы и др.), всех основных геохимических параметров ее состояния, отражающих локальные, региональные и глобальные закономерности и механизмы зарождения, трансформации и взаимодействия потоков вещества, скорость и направление химических изменений в экогеосистемах разных иерархических уровней;

объективность информации, которая обеспечивается количественными оценками картируемых показателей с метрологическим их контролем и с широким применением при обработке компьютерных технологий. Аналитическое обеспечение включает как традиционный приближенно-количественный атомно-эмиссионный спектральный анализ, усиленный постоянным использованием стандартных образцов, так и комплекс количественных прецизионных многоэлементных инструментальных методов (ICP MS, атомно-абсорбционная спектрометрия, рентгенофлуоресцентный и др.). Объективность также обеспечивается на качественном информационном обеспечении (информационно-аналитическая система) МГХК. Она объединяет, прежде всего, полистные банки и базы данных, содержащие аналитический картографический, атрибутивный и текстовый блоки. Информационно-аналитическая система включает комплекс обрабатывающих программ, в частности оригинальную разработку ИМГРЭ — комплекс ГЕОСКАН, позволяющий выделять типоморфные геохимические ассоциации в опробованных компонентах геологической среды и полиэлементные геохимические аномалии;

методическая и картографическая совместимость, достигаемая применением единого комплекса геохимических показателей, унифицированных легенд и макетов карт, составлением цифровых взаимосвязанных карт, выполняемых в современных ГИС-технологиях;

экономичность технологии, которая достигается оптимизацией плотности опробования (примерно в 10 раз уменьшение количества точек за счет детерминированного опробования), количества опробуемых компонентов, комплекса аналитических работ при максимизации комплекса решаемых задач.

Экономичность технологии обеспечивается также последовательной локализацией перспективных площадей. По результатам обзорного геолого-геохимического картографирования России и на основе карты минерагенического районирования м-ба 1:5 000 000 выделе-

ны первоочередные перспективные минерагенические провинции и области и обоснованы территории проведения МГХК-1000. По результатам МГХК-1000 выделяются первоочередные перспективные потенциальные рудные районы, узлы и обосновываются предложения по площадям проведения региональных работ м-ба 1:200 000, в том числе МГХК-200. По результатам МГХК-200 выделяются площади для проведения поисковых работ м-бов 1:50 000 и 1:10 000.

Такой подход к картированию позволяет на каждом этапе отбраковать до 80% слабоперспективных площадей и сконцентрировать наиболее дорогостоящие горно-буровые и технологические работы на локальных объективно выделенных и количественно оцененных площадях, передаваемых для лицензирования или аукционирования.

В результате апробации технологии МГХК-1000 и МГХК-200 в регионах России осуществлено геолого-геохимическое, металлогеническое и ландшафтно-геохимическое районирование территорий. В металлогенических провинциях расширены перспективы известных рудных районов и узлов, выявлен ряд новых перспективных зон, потенциальных рудных районов и узлов. По каждому региону составлен комплект цифровых карт (на CD-ROM и в бумажных распечатках) с объяснительными записками на русском и английском языках (Восточно-Забайкальский, Московский и Алтайский полигоны). Каждый комплект карт состоит из трех блоков.

Вспомогательные карты являются фактографической базой картирования и включают: топографическую, геологических комплексов, полезных ископаемых, ландшафтную, функционального (хозяйственного) зонирования, геохимической изученности, многофакторного районирования, фактических материалов геохимического опробования, материалы аэрокосмических съемок.

Базовые карты фиксируют геохимическое состояние компонентов и в целом экогеосистемы. Они включают моноэлементные и полиэлементные карты (геохимических показателей и ассоциаций — ГЕОСКАН и др.) по опробованным компонентам геологической среды и карту интегральных геохимических аномальных полей.

Итоговые карты интегрируют результаты геохимической оценки территории и включают шесть карт: ландшафтно-геохимическую, геохимической специализации геологических комплексов, прогнозно-геохимическую, эколого-геохимическую, агрогеохими-

ческую, геохимическую основу карты рационального природопользования [4].

МГХК-1000 позволяет:

выявлять новые металлогенические зоны и рудные районы и количественно оценивать прогнозные ресурсы категории P_3 ;

расширять перспективы известных металлогенических зон и рудных районов, границы которых обычно выходят за пределы листов карт м-ба 1:200 000, и количественно оценивать прогнозные ресурсы категории P_3 и P_2 ;

обосновывать направления прогнозно-поисковых работ по выявлению остродефицитных, стратегических и высоколиквидных месторождений полезных ископаемых с выделением площадей под прогнозно-поисковые работы м-бов 1:200 000 и 1:50 000;

получать опережающие геохимические основы при создании государственных геологических карт м-бов 1:1 000 000 и 1:200 000 новых поколений с резко увеличенными прогностическими свойствами;

одновременно проводить комплексную ресурсно-эколого-экономическую оценку территорий.

Главные результаты региональных и прогнозно-поисковых геохимических работ последних лет заключались в следующем.

Составлен комплект геолого-геохимических карт России в м-бе 1:5 000 000, являющийся надежной объективной основой минерагенического районирования ее территории, укрепления минерально-сырьевого потенциала, обоснования направлений работ мелкого масштаба для выявления новых минерагенических зон и потенциальных рудных районов, перспективных на стратегическое, остродефицитное и высоколиквидное минеральное сырье.

Разработана новая не имеющая мировых аналогов технология многоцелевого геохимического картирования м-бов 1:1 000 000 и 1:200 000, позволяющая проводить комплексную эколого-ресурсную оценку территорий России.

По результатам МГХК-1000 и МГХК-200, проведенных соответственно на площадях 446,8 и 11,7 тыс. км², на основе банка геохимических данных составлены комплекты цифровых геохимических карт, выделены потенциальные рудные районы и узлы, перспективные на Au, Ag, Sn, W, Mo, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Be, P, флюорит и др.

Обоснованы направления прогнозно-поисковых работ на дефицитные виды полезных ископаемых, суммарные прогнозные ресурсы которых по категории P_3 составили, тыс. т:

по Кольскому региону (листы R-35, 36; Q-35, 36) в Верхне-Териберском, Лапланд-

ско-Печенгском, Хибино-Ловозерском, Мончезеро-Килпъяврском рудных районах — Ni 4700, Cu 270, Co 55, Mo 124, TR 160;

по Алтайскому региону (листы М-44, 45) в Ново-Фирсовском, Баянихинском, Белокурихинском, Моралихинском, Карповском, Катунском, Рубцовском, Золотушинском рудных районах — Zn 25 000, Cu 10 500, Pb 5000, Ag 15, W 75, Mo 125, Au 160 т, P — 10 000, Mn 13 200, Y 60, Yb 60;

по Восточно-Забайкальскому региону (листы М-50, 51) в Кукульбейском, Акатуевском, Шерловогорском, Балеиском, Нерчинско-Заводском, Досатуйско-Кличкинском, Шахтаминско-Бугдаинском и новом Зуткулейско-Торейском рудных районах — Au 800 т, Ag 20, Hg 10, Sb 12, W 100, Sn 3000, Pb 1000, Zn 2000, Mo 150;

по Приморскому региону (листы К-52, 53) в Озерном и Находкинском рудных районах, в Леолин-Гродекской, Ханкайской, Прибрежной и Партизанско-Окраинной металлогенических зонах — Au 500 т, Ag 60, Sn 2200, W 900, Pb 5000, Zn 13 000, Cu 220, Be 280, Mo 280, флюорит 25 000.

Таким образом, результаты разномасштабного картирования в геологии полезных ис-

копаемых, к которому нас приобщили великие учителя, свидетельствуют о том, что альтернативы ему не существует.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аристов В.В. Поиски твердых полезных ископаемых. — М.: Недра, 1975.
2. Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И. Роль рудно-формационного анализа при прогнозировании месторождений цветных и благородных металлов // Тр. ЦНИГРИ. М., 1985. Вып. 197. С. 12—18.
3. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. — М.: Недра, 1977.
4. Буренков Э.К., Головин А.А., Филатов Е.И. Комплексное геохимическое картирование: основы технологии // Прикладная геохимия. М., 2000. Вып. 1. С. 28—46.
5. Горжевский Д.И. Принципы промышленно-генетической группировки свинцово-цинковых месторождений СССР // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 75. С. 17—24.
6. Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд / Под ред. М.Б.Бородаевской, Д.И.Горжевского, Г.В.Ручкина. — М.: ЦНИГРИ, 1992.

УДК 550.8:553.43/44

© А.Г.Волчков, В.Д.Конкин, Г.В.Ручкин, 2001

ПРИНЦИПЫ СОСТАВЛЕНИЯ СЕРИЙНЫХ ЛЕГЕНД К ПРОГНОЗНО-МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКИМ КАРТАМ

А.Г.Волчков, В.Д.Конкин, Г.В.Ручкин (ЦНИГРИ МПР России)

Прогноз, поиск и оценка месторождений полезных ископаемых составляли основу научно-производственной деятельности Марии Борисовны Бородаевской и Давида Иосифовича Горжевского. Данная статья — развитие их идей в создании унифицированного комплекта прогнозно-металлогенических карт разного масштаба применительно к месторождениям цветных металлов на основе формационного и рудно-формационного анализов.

В своей многолетней научно-практической деятельности М.Б.Бородаевская и Д.И.Горжевский большое значение придавали мелко-среднемасштабным прогнозным построениям, которые определяли стратегию поисковых работ на медь, свинец, цинк крупных территорий, рассматриваемых в качестве металлогенических провинций и зон. К числу таких территорий относятся Урал и Рудный Алтай, для которых под научным руководством Марии Борисовны и Давида Иосифовича уже в конце 70-х и начале

80-х годов крупными коллективами региональных ПГО, ЦНИГРИ и ряда других организаций были созданы комплекты прогнозно-металлогенических специализированных карт (ПМК) на медь, свинец и цинк. В легендах к этим картам были заложены основные принципы подготовки легенд к ПМК, составляемым в настоящее время. Такие принципы включают: комплексность данных, на основе которых выполняются прогнозно-металлогенические построения; специализацию карт на определенные рудно-форма-

ционные типы полезных ископаемых; металлогенический и рудно-формационный анализы; формационную основу прогнозно-металлогенических карт.

Соответствующие подходы к составлению ПМК, развиваемые М.Б.Бородаевской и Д.И.Горжевским, отражены в ряде статей, а также в монографии «Система наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд», опубликованной под их научной редакцией [1—5, 15].

Особую актуальность разработки по прогнозно-металлогеническому районированию территорий приобрели в последнее время в связи с необходимостью подготовки легенд к ПМК, сопровождающим серии государственных геологических карт м-бов 1:1 000 000—1:200 000 нового поколения, для которых создаются серийные геологические легенды. На Всероссийском совещании (г. Москва, 1999 г.), посвященном обсуждению вопросов методологии и методов металлогенического анализа для прогноза рудных объектов, многие исследователи справедливо отмечали, что теоретические основы и общие принципы регионального и среднемасштабного металлогенического анализа достаточно хорошо и полно разработаны, однако методика составления прогнозно-металлогенических карт серьезно отстает от общетеоретических разработок.

Прогнозно-металлогенические исследования, включающие составление ПМК, пока не имеющие определенного статуса в стадийности геологоразведочных работ, должны быть естественным завершением геолого-съемочных работ, проводимых в рамках геолкарт 1:1 000 000, 1:200 000 и, в первую очередь, решать задачи комплексной оценки металлогенических таксонов на профилирующие виды минерального сырья как отдельных регионов, так и целостных рудоносных структур. Цель прогнозно-металлогенических исследований — выявление закономерностей размещения месторождений полезных ископаемых, выделение перспективных рудоносных площадей в ранге металлогенических зон, рудных районов и узлов (в некоторых случаях рудных полей). Основой для этого служит карта полезных ископаемых, составленная на структурно-формационной основе и специализированная на конкретный вид полезного ископаемого с указанием его рудно-формационной принадлежности (и (или) геолого-промышленного типа).

Согласно Инструкции [6], работы общегеологического и минерагенического назначения включают стадию регионального геологического изучения недр и прогнозирования полезных ископаемых на базе составления разно-

масштабных картографических материалов, в том числе среднемасштабных. Конечным результатом работ упомянутого масштаба служит «...выделение и оконтуривание прогнозных площадей в ранге минерагенических зон, рудных районов (узлов) с определением перспектив обнаружения месторождений прогнозируемых геолого-промышленных типов и оценкой прогнозных ресурсов объектов прогноза в ранге рудного района, узла, потенциального месторождения по категориям P_3 и P_2 ». Данное положение Инструкции требует уточнения.

В частности, применительно к месторождениям цветных и благородных металлов металлогенические зоны, а в ряде случаев и рудные районы могут быть выделены и оконтурены лишь на серии листов м-ба 1:200 000 в связи со значительными площадными размерами указанных металлогенических таксонов. Оценка прогнозных ресурсов категории P_2 применима для рудных (потенциальных рудных) полей и может быть проведена только при наличии материалов ГРР более детальных (1:50 000—1:25 000) масштабов. Площадь потенциального месторождения (поискового участка) в пределах рудного поля должна оцениваться по категории P_1 . При этом прогнозные построения необходимо выполнять, используя результаты металлогенического и рудно-формационного анализов, устанавливающих связи геологических и рудных формаций, на основе геолого-поисковых моделей металлогенических таксонов, а также параметрических геолого-поисковых моделей месторождений различных геолого-промышленных типов [7—16].

Высокий уровень достоверности прогнозных построений, выделения и прогнозной оценки перспективных площадей по результатам геолого-съемочных работ мелкого и среднего масштабов может быть достигнут при составлении комплекта карт, в основу которого положены:

специализированная карта полезных ископаемых и закономерностей их размещения (КПИ); в случае сложного строения изучаемой территории дополнительно к КПИ составляется карта поисковых предпосылок и признаков (на основе прогнозно-поисковых моделей основных металлогенических таксонов прогнозируемого рудно-формационного типа полезных ископаемых);

карта прогнозно-металлогенического районирования (КПМР);

карта прогноза полезных ископаемых (КППИ).

Соподчиненность перечисленных карт и их соотношения с материалами геолого-съемоч-

ных работ м-бов 1:1 000 000—1: 200 000 отражены на рисунке.

С учетом важности современной прогнозной оценки территорий на различные виды полезных ископаемых с целью воспроизводства минерально-сырьевой базы РФ необходима разработка универсальных структурно-фор-

мационных легенд для мелко-среднемасштабных прогнозных и металлогенических карт нового поколения. Технология составления и содержание легенд к ПМК в настоящее время не регламентированы и не всегда обеспечиваются достоверной и достаточной информацией из-за отсутствия единых требований, что нега-

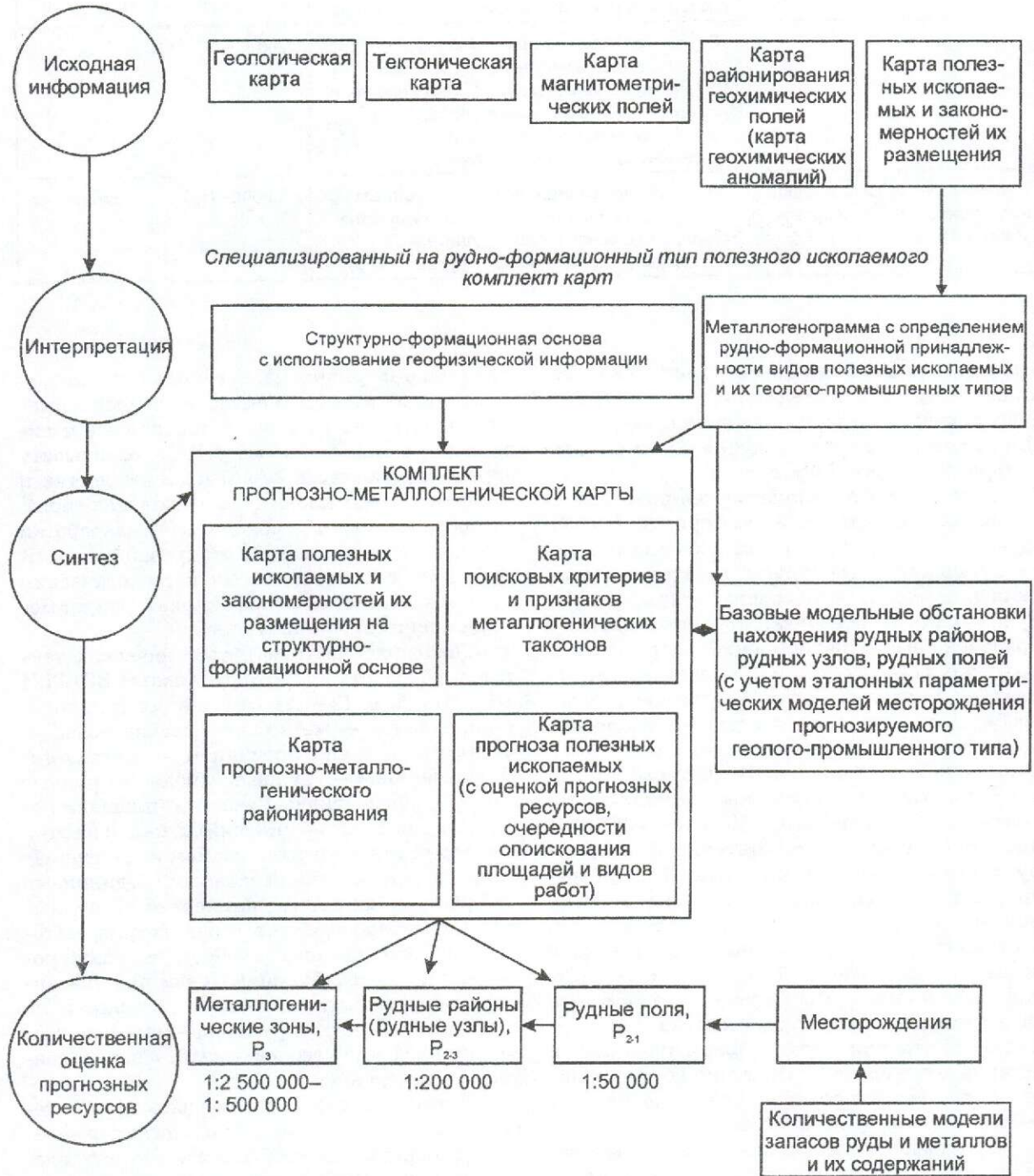


Схема блоков информации для создания и построения специализированных прогнозно-металлогенических карт

1. Соподчиненность геологических и металлогенических таксонов и картографических материалов их отображения, по материалам Д.В.Рундквиста, в интерпретации авторов

Металлогенический таксон	Геологический эквивалент	Масштаб картографических исследований
Металлогеническая зона	Структурно-формационная зона (структурно-вещественный комплекс пород латерально-вертикального ряда формаций)	1:1 000 000–1:500 000
Рудный район	Структурно-формационный блок с рудоконтролирующими формациями (структурно-вещественный комплекс пород латерально-вертикального ряда, обязательно включающий рудоконтролирующую формацию)	1:200 000
Рудное поле, включая площадь месторождений (поисковых участков)	Структурно-фациальный блок (фациально и структурно обособленное геологическое тело, включающее околорудные и рудовмещающие породы и рудные тела)	1:50 000–1:10 000 и детальнее

тивно сказывается на качестве прогнозно-металлогенических исследований, в первую очередь, в связи с невозпроизводимостью и несопоставимостью предлагаемых разными авторами построений и оценок.

Легенда к ПМК должна базироваться на серийной геологической, включая как обобщенные, так и детальные характеристики исследуемых и прогнозируемых металлогенических таксонов, и (или) обладать гибкой структурой, которая позволила бы «свертывать» и «разворачивать» информацию, содержащуюся во всем объеме легенды или в отдельных ее частях, в зависимости от заданного масштаба и особенностей строения площади исследования.

Основу для прогнозно-металлогенических построений составляют КПИ, которые входят в комплекты государственных серийных геологических карт м-бов 1:1 000 000–1:200 000, предусмотренных соответствующими инструктивными документами. С нашей точки зрения, специализированные на соответствующий вид полезного ископаемого карты должны составляться на формационно-фациальной основе, обеспечивающей переход от стратиграфического принципа (базового для комплекта государственных карт, согласно Инструкции) расчленения пород к формационному и установление связей разных рудно-формационных типов месторождений с определенными геологическими формациями.

Прогнозно-металлогенические карты и легенды к ним составляются для металлогенических таксонов, которые специализированы на тот или иной рудно-формационный тип месторождений (или группу генетически сопряжен-

ных рудно-формационных типов). А поскольку упомянутые металлогенические таксоны имеют существенно различные площадные и линейные размеры, они могут как охватывать определенную часть серии планшетов, так и входить в состав планшетов нескольких серий. Это обуславливает необходимость разработки серийных легенд к специализированным ПМК на основе серийных легенд к геологическим картам в той части, которая характеризует металлогенический таксон в целом.

Соподчиненность металлогенических таксонов, разработанных сотрудниками ВСЕГЕИ и ЦНИГРИ [8, 12–17], отвечает ряду: планетарные пояса — металлогенические пояса — металлогенические провинции — металлогенические зоны — рудные районы — рудные поля — перспективные участки (площади потенциальных месторождений). Каждой из этих категорий соответствуют те или иные формационные множества, основными единицами которых являются геологические и рудные формации. Масштаб картографических материалов, позволяющих отобразить ранжированный по масштабу наблюдений ряд указанных выше металлогенических таксонов и их соподчиненность со структурно-вещественными комплексами (геологическими эквивалентами), приведен в табл. 1.

Отмеченная выше взаимосвязь металлогенических таксонов и их геологических эквивалентов определяет необходимость учета элементов-признаков низших категорий металлогенических таксонов (площадей месторождений) при выделении высоких (рудное поле, рудный район, металлогеническая зона). При этом

каждый металлогенический таксон должен пониматься как объемная структура, учитывающая совокупность стратифицированных и (или) интрузивных геологических образований в объеме конкретного геологического пространства.

Как отмечал А.И.Кривцов [8], при решении задач специальной (отраслевой) металлогении, ограничивающей круг вопросов одним видом полезного ископаемого, а в ряде случаев и одним его геолого-промышленным типом месторождений, ведущее значение приобретает рудоконтролирующая (рудоносная — рудовмещающая) формация. Для каждого геолого-промышленного типа месторождений одним из ведущих классификационных признаков служит прямая или опосредованная связь с одной (или несколькими) рудоконтролирующими формациями, определяющими обстановку рудообразования.

Таким образом, ведущим звеном при специализированных структурно-формационных и рудно-формационных построениях выступают та или иная геологическая формация с учетом ее роли в рудогенезе. Объем и границы геологических формаций во многом зависят от принципов, выбранных исследователем, особенно в тех случаях, когда конкретизируется задача формационного анализа. Вместе с тем, необходимо подчеркнуть, что для выделения формации и отнесения ее к определенному типу необходим анализ ее окружения, т.е. позиции в латеральном и вертикальном рядах формаций. Признавая плодотворность такого подхода, следует заметить, что отнесение тех или иных типов формаций к стадиям развития геоструктур может быть дискуссионным.

Как было сказано выше, основой для прогноза полезных ископаемых и оценки их ресурсов является комплект карт, базой которых служит регистрационная карта полезных ископаемых.

Карта полезных ископаемых входит в комплект ГСР и составляется на структурно-формационной основе, подготовленной по материалам изданных геологических карт соответствующих масштабов. Следует учитывать, что трансформация геологических карт в формационные требует привлечения и анализа обширных материалов, включая сведения по опорным стратиграфическим разрезам, литологии, фациальной принадлежности и геохимии осадочных и вулканогенных толщ, петрохимические и геохимические характеристики интрузивных образований. Эти исследования подчинены задаче установления формационной принадлежности, петрохимических и геохимических особенностей потенциально рудоносных геологических формаций и, по воз-

можности (в зависимости от масштаба картографического материала), их фациального строения. Полученные таким образом данные позволяют определить тип рудоносной формации и ареал ее распространения — важные элементы для опознавания и оконтуривания металлогенических зон и рудных районов. Фациальные характеристики рудоносных формаций используются при оценке продуктивности последних.

С необходимой полнотой на структурно-формационной основе отражаются разрывные нарушения и другие структурные, палеотектонические и палеовулканические элементы, определяющие положение рудоконтролирующих формаций и фаций. Кроме того, на структурно-формационную основу должны быть нанесены проявления рудной минерализации, характеризующие определенный (ведущий для данного таксона) рудно-формационный тип месторождения и типы сопутствующей минерализации.

Важными дополнительными прогнозными металлогеническими элементами, требующими отражения на КПИ, являются также контактово-метасоматические и гидротермально-метасоматические изменения, контролирующие проявления соответствующих рудно-формационных типов оруденения; это же относится к геохимическим, минералого-геохимическим и геофизическим признакам рудного и околорудного пространства.

Легенда КПИ представляет собой систему условных обозначений, отражающих элементы-признаки прогнозно-поисковых моделей основных металлогенических таксонов и обеспечивающих их выделение и оконтуривание на картах. Таким образом, легенда включает:

группу знаков, обозначающих элементы-признаки прогнозно-поисковых моделей металлогенических таксонов, сгруппированных в блоки (формационный, литолого-фациальный, структурный, рудно-формационный, минералого-геохимический, геофизический);

группу знаков, обозначающих нерудоносные геологические формации (или их группы) с определением их соотношений с рудоносными формациями (неперспективные или малоперспективные, подстилающие, перекрывающие, прорывающие);

группу вспомогательных условных знаков, обозначающих границы геологических тел, линий разрывных нарушений и т.п.

Карта полезных ископаемых, подготовленная на основе такой легенды служит исходным материалом для построения карт прогнозно-металлогенического районирования и прогноза полезных ископаемых.

2. Металлогенические таксоны и их геологические эквиваленты

Металлогенические категории	Ориентировочные размеры площади, км ²	Эквивалентные геологические критерии			Примеры		
		Формационно-фациальные	Вещественно-структурные	Рудные формации	Урал	Рудный Алтай	Северо-Западное Прибайкалье
Металлогеническая зона	Десятки тысяч	Формационный комплекс (содержащий рудоносную формацию)	Структурно-формационная зона	Комплекс рудных формаций или рудная формация	Тубинско-Гайская	Рудно-Алтайская	Тыя-Холоднинская
Металлогеническая подзона (выделение не обязательно)	Несколько тысяч	Одна или две рудоносные формации	Структурно-формационная подзона	Одна или две рудные формации	Макан-Гайская	Алейская	—
Рудный район	Несколько сотен	Формация (рудоносная)	Структурно-формационный блок I порядка	Рудная формация	Макан-Подольский	Змеиногорский	Овголо-Холоднинский
Рудное поле	Несколько десятков	Комплекс рудоносных фаций в составе рудовмещающей формации	Структурно-фациальный блок	Минерально-геохимический тип	Подольское	Корбалихинское	Холоднинское

Карта прогнозно-металлогенического районирования отражает обоснованные границы металлогенических зон, рудных районов (в благоприятных обстановках — рудных полей), отвечающие необходимым составляющим признаковых моделей указанных металлогенических таксонов с учетом прогнозируемого геолого-промышленного типа полезного ископаемого. Металлогенические таксоны должны находиться в строгом подчинении с их геологическими эквивалентами, вытекающими из соответствующих моделей. В частности, применительно к месторождениям колчеданного семейства разработана следующая иерархия металлогенических таксонов и эквивалентных им геологических критериев и признаков, иллюстрирующая декларируемые подходы (табл. 2).

Таким образом, легенда КИМР должна включать элементы, ограничивающие металлогенические таксоны и характеризующие их перспективность в связи с особенностями геологического строения.

Карта прогноза полезных ископаемых отражает положение прогнозируемых объектов разной степени перспективности в ранге метал-

логенических провинций и зон, рудных районов и узлов, а при благоприятных условиях — площадей, перспективных на обнаружение рудных полей и месторождений с количественной оценкой прогнозных ресурсов соответствующих категорий. На карте отражаются также последовательность дальнейшего изучения и рекомендуемые на прогнозируемых площадях виды, методы и масштабы работ. Таким образом, легенда к КИПИ должна включать знаки, обозначающие границы прогнозируемых металлогенических таксонов и площадей, рекомендуемых для дальнейших ГРР.

Оконтуривание прогнозируемых площадей осуществляется по совокупности благоприятных предпосылок и поисковых признаков, изображенных на КИПИ. Степень перспективности определяется по степени сходства с модельными представлениями об объекте прогноза по следующим критериям:

высокая — сочетание благоприятных рудогенерирующих, рудовмещающих и рудообразующих формаций, комплекса прямых (рудопроявления и др.) и косвенных признаков; средняя — наличие части из отмеченных выше благоприятных формаций (при обязатель-

льном присутствии рудогенерирующей), косвенных признаков и единичных прямых;

низкая — наличие 1—2 благоприятных формаций, единичных прямых и слабопроявленных косвенных признаков.

Уровень надежности устанавливается по таким критериям:

вполне надежная оценка — имеющаяся информация позволяет однозначно (четко) определять степень перспективности;

средняя — имеющаяся по некоторым критериям прогноза и признакам информация не позволяет однозначно судить о степени перспективности;

малая надежность — имеющаяся по большинству критериев прогноза и признакам информация не позволяет однозначно судить о степени перспективности объекта.

Рекомендуемые на прогнозируемых площадях виды и масштабы работ могут показываться на КППИ или приводиться в тексте объяснительной записки.

При составлении комплекта карт КПИ рекомендуется руководствоваться требованиями к обозначению полезных ископаемых, поисковых признаков и критериев легенды к КПИ и металлогенограммам, предусмотренными в разделе 2.3 и приложениях 30—38 Инструкции [6].

Соблюдение общих принципов составления комплекта ПМК обеспечивает определенную стандартизацию подготавливаемых карт, однако набор карт, входящих в комплект, и их содержание могут существенно различаться в зависимости от особенностей строения изучаемых регионов (серий листов), их геолого-геохимических и структурно-тектонических особенностей, формационных типов имеющих и ожидаемых месторождений полезных ископаемых.

Как уже отмечалось, карты прогнозно-металлогенического содержания входят в комплект карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения, что обуславливает необходимость составления общей легенды ко всему комплекту. При этом принципы и технология формирования легенды к КПИ сохраняются и наследуются в полной мере. Поэтому исходя из основополагающего принципа, предусматривающего необходимость использования при построении КПИ прогнозно-поисковых моделей основных металлогенических таксонов, подготовленных на основе формационного и рудно-формационного анализов, легенда к прогнозно-металлогеническим картам должна включать следующие блоки: 1) структурно-формационных комплексов; 2) структурно-тектонических единиц, вмещающих эти

комплексы; 3) геологических формаций и их фаций; 4) рудных формаций; 5) блок металлогенограмм или схематических формационных колонок металлогенических таксонов; 6) поисковых критериев и признаков металлогенических таксонов (на базе прогнозно-поисковых моделей); 7) металлогенических таксонов (металлогеническая зона — МЗ, рудный район — РР, рудное поле — РП) в пределах структурно-тектонических единиц; 8) прочих условных обозначений.

В блоке 1 в последовательности от молодых к древним отображаются все стратифицированные и интрузивные формационные комплексы, входящие в состав тех или иных структурно-тектонических единиц и образованные в тот или иной геотектонический этап формирования исследуемой территории.

Блок 2 включает перечень структурно-тектонических единиц, входящих в состав изучаемой серии листов в последовательности, выбранной составителем легенды.

В блоке 3 в последовательности от древних к молодым отображаются все стратифицированные вулканогенные, вулканогенно-осадочные и осадочные формации, а также метаморфические, метасоматические и магматические. Систематика геологических формаций определяется их принадлежностью к тем или иным геодинамическим обстановкам. Наряду с устоявшимися названиями формаций, такими как флишевая, молассовая, угленосная, допустимо их наименование по составу, например терригенная или карбонатно-глинистая. Рудоносные (или рудоконтролирующие) формации отмечаются специальным цветом или крапом.

В блоке 4 отображаются все установленные на данной территории виды полезных ископаемых и их рудно-формационные типы, оценка и прогноз которых предусмотрены задачами составления данной ПМК. Рудные формации показываются соответствующими знаками, а их проявления ранжируются по масштабу (крупные, средние, мелкие месторождения, рудопроявления, пункты минерализации). Соответствующим знаком отмечаются эксплуатируемые, законсервированные, отработанные объекты.

В блоке 5 в стандартном виде приводятся металлогенограммы по всем тектоническим единицам (на уровне металлогенических зон), специализированным на тот или иной рудно-формационный тип полезного ископаемого. Литолого-стратиграфическое заполнение колонок металлогенограммы проводится с учетом выделенных в блоке 3 геологических формаций и соответствующих им свит, предлагаемых в легенде к геологической основе

соответствующего масштаба. Одновременно в соответствии с блоком 4 в составе колонок отражается позиция прогнозируемых типов месторождений цветных и благородных металлов. Таким образом, обеспечивается возможность обоснованного использования данных геолого-съёмочных работ при прогнозно-металлогенических построениях, проводимых не на свитной, а на формационной основе.

Материалы блоков 1—5 обеспечивают необходимое содержание легенд, входящих в комплект ПМК Карты полезных ископаемых и закономерностей их размещения и Карты поисковых критериев и признаков металлогенических таксонов.

В составе блока 6 — поисковые критерии и признаки прогнозируемых металлогенических таксонов (в соответствии с разработанными прогнозно-поисковыми моделями) — отражаются следующие элементы прогнозно-поисковых моделей: формационные, литолого-фациальные, структурные, рудно-формационные, минералого-геохимические, геофизические, гидротермально-метасоматические. Кроме того, соответствующими знаками даются геологические образования, подстилающие, перекрывающие и прорывающие породы рудоносных формаций.

Блок 7 включает обозначения границ всех выделяемых в соответствии с масштабом ПМК металлогенических таксонов рангов металлогенической провинция, металлогеническая зона, рудный район, рудное поле, отражает степень их перспективности (с учетом степени их изученности, уровней эрозионного среза, глубины залегания рудоносных комплексов), количественную оценку прогнозных ресурсов, а также очередность проведения соответствующих ГРП и НИР.

Материалы блоков 6—7 обеспечивают выделение и оценку соответствующих металлогенических таксонов на Карте прогнозно-металлогенического районирования и Карте прогноза полезных ископаемых.

В легенде блока 8 предусматриваются вспомогательные знаки, обеспечивающие возможность отображения всех элементов, способствующих более качественному выполнению прогнозных построений (геологических границ, разрывных нарушений, элементов залегания и т.п.).

При графическом построении серийных легенд к ПМК в качестве равнозначных могут быть использованы два варианта их компоновки — простой и сложный. Легенды простой компоновки в виде вертикального или горизонтального ряда «кубиков» подразделений с краткими пояснительными текстами являют-

ся, по существу, условными обозначениями к соответствующей карте — и только. Представляется, что эти легенды пригодны для площадей с простым строением и достаточно фациально-однородными геологическими телами. Легенды такого типа широко использовались в комплектах геолкарт м-бов 1:1 000 000—1:200 000 прежних поколений.

Легенды сложной компоновки в нашей редакции позволяют в системе блоков структурировать геологическую и прогнозно-металлогеническую информацию в соответствии с данными не только о временных, но и о пространственных соотношениях геологических и рудных объектов. При этом наиболее сложное строение будут иметь металлогенические блоки легенд, которые генерализуют обильные картографические материалы, характеризующие геологические и рудные объекты сразу нескольких структурно-тектонических единиц в составе серий листов. Представляется, что такие легенды наиболее приемлемы для составления полистных и тем более серийных ПМК м-бов 1:1 000 000—1:200 000.

Один из вариантов структуры металлогенического блока легенды к ПМК м-ба 1:200 000 приведен в табл. 3.

Прогнозная оценка выделенных металлогенических таксонов по степени перспективности, а также цифровая оценка металлогенического потенциала и прогнозных ресурсов различных категорий представляются в отдельной таблице. Направления и виды рекомендуемых геологоразведочных работ, очередность их проведения отражаются в объяснительной записке к ПМК.

Авторы статьи полагают, что указанные подходы могут быть использованы и при составлении легенд к ПМК м-ба мельче 1:1 000 000 применительно к обширным регионам и территориям. Информация, позволяющая в этом масштабе выделять и оконтуривать металлогенические таксоны на уровне металлогенических провинций и зон (и даже районов), может быть отражена и сгруппирована в трех блоках: структурно-вещественном, рудно-формационном и металлогеническом. При этом в пределах одной металлогенической зоны может быть проявлено несколько (до 5—7) различных рудно-формационных типов месторождений.

Однако отображать в одной легенде и в рамках единой карты использовать для дальнейшей оценки в виде единого блока элементы прогнозно-поисковых моделей основных металлогенических таксонов представляется весьма затруднительным или невозможным. По нашему мнению, результаты металлогениче-

**3. Металлогенический блок серийной легенды к ПМК южноуральской серии листов
(специализированной на прогноз колчеданных месторождений)**

Колчеданоносные структурно-формационные комплексы		Метафиолитовый (основания эвгеосинклинальных зон)	Вулканогенные и вулканогенно-осадочные (эвгеосинклинальных зон)			
Рудоносные формации		Формация амфиболитов	Кремнисто-терригенно-базальтовая	Риолит-базальтовая	Базальт-андезит-дацит-риолитовая	Риолит-базальтовая
Возраст	D ₂ e ₂					+
	S ₂ —D ₁			+	+	
	O-S		+			
	R ₂	+				
Рудные формации	Колчеданная (неясного формационного типа)	Колчеданная (неясного формационного типа)	Цинково-медно-колчеданная (сибайский подтип)	Медно-цинково-колчеданная (гайский подтип)	Цинково-медно-колчеданная (сибайский подтип)	
Сопутствующие рудные формации				Гаусманит-родохрозитовая	Гаусманит-родохрозитовая	
Металлогенические зоны			Тубинско-Гайская		Сибайская	
Рудные районы			Бурибайский	Макан-Подольский, Баймакский, Гайский	Сибайский	

ского анализа по материалам мелкомасштабной карты позволят вычленять конкретные металлогенические таксоны, специализированные на определенные ведущие рудно-формационные типы месторождений, и в дальнейшем составлять ПМК м-ба 1:200 000 применительно именно к выделенным таксонам.

Таким образом, опыт составления мелко-среднемасштабных ПМК, накопленный специалистами отраслевых НИИ (ЦНИГРИ, ВСЕГЕИ, ИМГРЭ, ВИМС и др.), свидетельствует о том, что в качестве научной основы регионального прогноза в настоящее время определенлся формационный анализ, включающий комплексное исследование геологических образований и связанных с ними рудных проявлений. Возможность использования формационных подходов для решения прогнозных задач опирается на следующие положения: 1) состав и строение геологических формаций предопределяет характер их потенциальной рудоносности; 2) близкие по своим характеристикам ассоциации геологических формаций включают сходные по составу рудные формации.

Формационный анализ позволяет получить представление о составе, ожидаемых масштабах прогнозируемого оруденения и о возможностях его промышленного использования. Кроме того, он обеспечивает единый методический подход к обработке и обобщению фактического материала применительно к разным геологическим обстановкам и выбор для изучения и оценки тех рудно-формационных типов месторождений, которые представляют промышленный интерес.

Важно также учитывать и то обстоятельство, что легенды к специализированным ПМК, как правило, разрабатываются для серии (группы) листов м-бов 1:1 000 000—1:200 000, охватывающей целостные структурно-тектонические единицы в их естественных геологических границах. С учетом возникающей при этом необходимости отражения в легенде и на графических материалах большого количества рудоконтролирующих факторов целесообразно составлять комплект ПМК, включающий Карту полезных ископаемых и закономерностей их размещения на структур-

но-формационной основе, Карту прогноз-но-металлогенического районирования, а также Карту прогноза полезных ископаемых. Легенды к комплексу ПМК должны быть матричными и включать группы самостоятельных блоков, каждый из которых через систему условных знаков позволяет охарактеризовать формационное строение и металлогению изучаемой территории и обеспечивает выделение и оценку соответствующих металлогенических таксонов.

При составлении и оформлении комплекта ПМК и разработке легенд к нему необходимо использовать Инструкцию [6], Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых [11, 12], методические пособия по прогноз-но-металлогеническим исследованиям, а также ряд других документов по принципам и критериям прогнозирования, вопросам формационного и рудно-формационного анализов. Особенно это касается типизации и номенклатуры геологических и рудных формаций, способов и приемов изображения на картах различных формационных, металлогенических и прогнозных категорий.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И. Значение формационного анализа при прогнозе рудных месторождений // Советская геология. 1985. № 10. С. 22—31.
2. Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И. Роль рудно-формационного анализа при прогнозировании месторождений цветных и благородных металлов // Тр. ЦНИГРИ. М., 1985. Вып. 197. С. 12—18.
3. Бородаевская М.Б., Горжевский Д.И. Формационный подход при прогнозе и поисках колчеданных месторождений // Советская геология 1990. № 2. С. 44—50.
4. Горжевский Д.И. Геолого-генетические модели колчеданно-полиметаллических зон, рудных районов и полей рудноалтайского и малокавказского типов // Тр. ЦНИГРИ. М., 1988. Вып. 223. С. 10—15.
5. Горжевский Д.И. Рудные формации свинцово-цинковых и серебряных месторождений // Тр. Ин-та геологии и геофизики. Новосибирск, 1986. Вып. 662. С. 64—76.
6. Инструкция по составлению и подготовке к изданию листов Государственной геологической карты Российской Федерации масштаба 1:200 000 / А.И.Бурдэ, Ю.С.Маймин, В.В.Старченко, В.А.Фараджев. — М., 1995.
7. Карпузов А.Ф., Карпузова Н.У. Прогнозно-металлогенический блок в структуре Госгеолкарты масштабов 1:1 000 000—1:200 000 // Руды и металлы. 2000. № 1. С. 27—31.
8. Кривцов А.И. Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
9. Методика крупномасштабного и локального прогноза месторождений цветных, благородных металлов и алмазов / Под ред. И.Ф.Мигачева, М.М.Константинова. — М.: ЦНИГРИ, 1989.
10. Методические рекомендации по комплексированию работ по прогнозу и поискам скрытых медноколчеданных месторождений. — М.: ЦНИГРИ, 1982.
11. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых / Отв. ред. А.И.Кривцов. — М.: ВИЭМС, 1986.
12. Методическое руководство по оценке прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Вып. VI. Оценка прогнозных ресурсов меди, свинца, цинка, никеля, кобальта. — М.: ЦНИГРИ, 1986.
13. Методологические основы составления прогноз-но-металлогенических карт масштаба 1:200 000 рудных и потенциально рудных районов. — СПб., 1992.
14. Прогнозно-поисковые комплексы / Отв. ред. А.И.Кривцов. — М.: ЦНИГРИ, 1983—1989. Вып. 1—33.
15. Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд / Под ред. М.Б.Бородаевской, Д.И.Горжевского, Г.В.Ручкина. — М.: ЦНИГРИ, 1992.
16. Терентьев В.М., Марков К.А., Харламов М.Г. Методологические основы прогноз-но-металлогенических исследований и составления карт среднего масштаба рудных и потенциально рудных районов // Руды и металлы. 2000. № 1. С. 16—26.
17. Щеглов А.Д., Терентьев В.М., Марков К.А. Проблемы и концепция прогноз-но-металлогенических исследований // Советская геология. 1991. № 2. С. 41—50.

УДК 551.22

© А.Н.Барышев, 2001

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ И ТЕКТОНОФИЗИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ МАЛЫХ ИНТРУЗИЙ

А.Н.Барышев (ЦНИГРИ МПР России)

Обсуждается история развития концепции малых интрузий, во многом связанная с именем М.Б.Бородаевской. Рассмотрены тектонофизические и тектонические условия формирования базальтоидных очагов. Показано, что малые интрузии являются продуктами их развития.

Проблема малых интрузий и их рудоносности занимала одно из главных мест в первой половине творческого пути Марии Борисовны Бородаевской. Почти полвека отделяет нас от того времени. Чтобы понять исследователя и оценить значение его работ, необходимо окунуться в атмосферу соответствующей эпохи, а потом посмотреть с позиций современных знаний геологии. Попробуем это сделать, не претендуя на полную освещенность вопроса.

Роль М.Б.Бородаевской в развитии концепции малых интрузий и значение концепции для последующих исследований. Первоначально понятие «малые интрузии»* было введено А.Харкером в 1904 г., который рассматривал малые интрузивные тела как продукты далеко зашедшей дифференциации крупных интрузий [9]. Пристальное внимание на малые интрузии обратили лишь в 40—50-е годы. На наш взгляд, этому способствовали главным образом два обстоятельства. Во-первых, многими была подмечена пространственная, а порой и генетическая связь месторождений золота, цветных металлов именно с относительно малыми по размеру интрузивными телами, а не с крупными батолитами. Во-вторых, в те годы в нашей стране была подвергнута жесткой критике батолитовая концепция Эммонса [4]. Малые интрузии и дайки, с которыми ассоциируют гидротермальные месторождения, изучали тогда А.Х.Абдуллаев, Ф.Р.Апельцин, Ю.А.Билибин, М.Б.Бородаевская, Н.И.Бородаевский, С.С.Смирнов, М.А.Фаворская, Ю.М.Шейнманн, Ф.К.Шипулин и др. Обсуждение проблемы сопровождалось оживленными дискуссиями.

Одним из кардинальных спорных вопросов было определение объема понятия «малая ин-

трузия», какие интрузии входят в это понятие, а какие нет. В 1947 г. Ю.А.Билибин выделил три разновозрастные генетические группы малых интрузий, различающиеся по составу: 1) постбатолитовые диоритовых пород; 2) основных пород; 3) субвулканические порфириновых пород, иногда повышенной щелочности, тесно связанные с эффузивами. В апреле 1953 г. на I Всесоюзном петрографическом совещании М.Б.Бородаевская предложила иную схему, состоящую из трех групп, имеющую иной объем понятия: 1) малые интрузивные тела и дайки порфириновых пород, тесно связанные с проявлениями эффузивной деятельности, представляющие силловую фацию эффузивов, корни излияний и отчасти дайки и силлы, возникающие в заключительные стадии того или иного цикла эффузивной деятельности (особенно развитые на ранних этапах формирования подвижных зон Урала, Центрального Казахстана, в Восточных Саянах); 2) малые интрузии и дайки порфириновых пород, формирующиеся в заключительную стадию становления крупных гранитоидных интрузий, представляя их наиболее поздние дериваты, относящиеся к средним этапам развития подвижных зон (геоантиклинального режима); 3) малые интрузии и дайки порфириновых пород, хронологически обособленные от формирования крупных интрузий и не обнаруживающие видимой связи ни с какими известными на современной эрозионной поверхности проявлениями магматизма. Эти образования возникли на поздних этапах развития подвижных зон земной коры, в полуплатформенной и платформенной обстановке [6].

На том же совещании Ф.К.Шипулин критиковал М.Б.Бородаевскую за расширение объема схемы Ю.А.Билибина, считая неприемлемым включать в понятие «малые интрузии» субвулканические тела, связанные с эффузивами, а также жильные породы, «схизолиты». Ф.К.Шипулин предлагал называть малыми интрузиями только группу небольших по разме-

*В настоящее время рекомендуется употреблять термин «интрузия» к процессу внедрения, а тела обозначать термином «интрузив». Нами сохраняется прежняя терминология.

рам дайкообразных и штоковых гипабиссальных интрузивных тел, состоящих обычно из гибридных порфировых, иногда брекчиевидных пород основного и среднего состава, которые образуются в поздние этапы тектономагматического цикла, в стадию постепенной консолидации орогена за счет самостоятельных магматических очагов, независимо от гранитных батолитов [15]. По сути это было предложение выделить самостоятельный комплекс малых интрузий, соответствующий третьей группе, выделенной М.Б.Бородаевской. Эти ограничения в определенной мере пропагандировались позднее [8].

Вместе с тем, в 1950—1951 гг. Ю.А.Билибин был подготовлен схема, опубликованная в 1955 г. после его смерти, в которой выделено восемь групп малых интрузий, формирующихся в начальные, ранние, средние, поздние и конечные этапы развития подвижных поясов [4].

В процессе дискуссии не были обсуждены, к сожалению, предельные размерные параметры, позволяющие относить интрузии к разряду малых. Среди интрузий Алдана, на основании изучения которых в значительной мере Ю.А.Билибин и М.Б.Бородаевской [5, 6, 9] развивалась концепция, были тела, которые, по мнению Ф.К.Шипулина [15], бессмысленно называть малыми: Якокутский и Юхтинский лакколиты, Нимгерканская пластовая интрузия площадью на дневной поверхности примерно 20 км² каждая, Томмотский лакколит около 50 км², Инаглинский лакколит около 100 км².

С точки зрения автора статьи, слишком большой объем понятия (слишком разнообразная группа интрузивных образований) и неопределенность размеров тел привели к ситуации, о которой М.Б.Бородаевская и Ф.Р.Апельдин писали, что понятие «малая интрузия» «в последнее время в значительной мере заменяется другими терминами, в большинстве своем подразумевающими определенные формы магматических образований в объеме вулканоплутонических комплексов, обособленных субвулканических интрузий или ассоциирующих с ними экструзий. Эти изменения понятия малых интрузий нельзя признать правильными...» [8, с. 287].

Имеются и иные трудности использования старых схем выделения малых интрузий. Признаком самостоятельности, т.е. отсутствия парагенетической связи с ними эффузивных образований, порой может быть обусловлен уровнем древнего или современного эрозионного среза. В ряде случаев возникает дискуссия. Те алданские интрузии, которые Ю.А.Билибином и М.Б.Бородаевской [5] рассматриваются вне

связи с эффузивами, Ю.А.Кузнецовым тракуются иначе: «Примерами интрузий, генетически связанных с эффузивными комплексами, имеющими базальтоидное происхождение, являются послекюрские щелочные интрузии Алданского района...» [13, с. 311].

Трудности возникают и при отнесении малых интрузий к стадиям тектономагматического цикла. Как известно, Ю.А.Билибин придерживался схемы моноциклического развития подвижных поясов с пятиэтапным делением [4]. М.Б.Бородаевская до опубликования схемы Ю.А.Билибина разделила малые интрузии на группы, принадлежащие трем этапам развития подвижных зон: ранним, средним и поздним [6]. Следует отметить, что подобное трехчленное деление тектономагматического цикла было основным в более поздних полициклических схемах металлогенистов во главе с В.И.Смирновым. Вместе с тем, стоя в то время на позициях моноциклическости, М.Б.Бородаевская [6, 7, 10] отнесла послекюрские малые интрузии Восточного Забайкалья к позднему постбатолитовому этапу, что в абсолютной геохронологии для данной территории было верно, а в принимаемых в настоящее время схемах циклическости относится к начальным этапам нового цикла, после длительного палеозой-юрского перерыва, и соответствует понятию активизации, т.е. процесса, связанного с возобновлением деструкции земной коры.

Упомянутые части проблемы малых интрузий относятся главным образом к вопросам терминологии, систематики, интерпретации и остаются дискуссионными. Вместе с тем, постановка проблемы и материалы исследований конкретных малых интрузий и связанных с ними месторождений имели и имеют важное научное и практическое значение. И вклад М.Б.Бородаевской в эти исследования весьма существенный. Рассмотрим некоторые положения.

Важным для практики было то, что исследователи малых интрузий выделили ту часть в серии гранитоидных тел, с которой связаны месторождения золота и цветных металлов. Были установлены характерные черты этой группы гранитоидов. Это важно и потому, что в 40—50 годы XX в., как отметил Ю.А.Кузнецов [13], все еще существовали разногласия в определении природы гранитоидов: одни их считали магматическими, интрузивными, другие метасоматическими, третьи выделяли обе группы. Ю.А.Кузнецов назвал сторонников «крайних» взглядов на происхождение гранитоидов магматистами и трансформистами. Среди магматистов также имелись разные взгляды на гранитоидные магмы — как на ро-

доначальные, так и связанные с базальтоидными. Материалы исследований малых интрузий способствовали решению этих дискуссионных вопросов, хотя не все интерпретации в настоящее время могут быть приняты полностью.

Детальные петрогенетические и геологические особенности, повторяющиеся во многих малых интрузиях, могут быть использованы для выяснения закономерностей развития магматических очагов и связанных с ними интрузий и геологических структур. Так, отмечалась характерная черта малых интрузий — «длительная и сложная дифференциация питающих их глубоко залегающих магматических очагов; отражением ее является то, что малые интрузии слагаются весьма разнообразными по составу породами, сменяющимися друг друга в строго определенной последовательности» [9, с. 45]. Это в сочетании с указаниями, что более поздние дайки основного состава образованы магмами, поступающими с больших глубин, может свидетельствовать о расслоенности магматических очагов или их камер.

На первых этапах исследований (1951—1956 гг.) М.Б.Бородаевская придерживалась точки зрения, что «родоначальные очаги алданских интрузий отвечали по составу щелочноземельной, а не базальтовой магме» [5, с. 17]. Примерно такой же вывод делался для Забайкалья: «послеверхнеюрская формация малых интрузий представлена главным образом кислыми и средними членами и в резко подчиненном количественном соотношении содержит основные разности. Уже это одно противоречит представлению об основных фациях как о родоначальных, не считая того, что дайки основного состава секут кислые и заключают магматический цикл» [11, с. 165]. Из текстов ясно, что речь идет о последовательных фазах внедрения, а не о зарождении магм. Позднее М.Б.Бородаевская пришла к выводу, до этого высказывавшемуся для кислых интрузивов В.С.Соболевым, Д.А.Великославинским, Ю.А.Кузнецовым, о роли базальтоидных магм в формировании кислых интрузий, связав их как с коровыми, так и симатическими очагами [8]. Большое значение М.Б.Бородаевская придавала гибридизму магм, происходящему на уровне фундамента, изучая соотношение пород малых интрузий с содержащимися в них ксенолитами [5], что могло отразиться на составе оруденения. Как известно, это положение позднее нашло подтверждение при изучении металлогении вулканоплутонических поясов [12].

На многочисленных примерах М.Б.Бородаевской была подтверждена схема В.С.Копте-

ва-Дворникова и О.С.Полквой о двух разновременных группах жильных пород: первого (аплиты, аплитовидные и порфирировидные жильные граниты и пегматиты) и второго (дайки диоритовых порфиритов, спессартитов) этапов, рассматриваемых как производные глубинных частей тех же магматических очагов. Все это указывает на то, что жизнь глубинных частей магматического очага не заканчивается с застыванием легкоплавких кремнекислых его дериватов в верхних частях интрузивных тел. М.Б.Бородаевской подчеркивались флюидонасыщенность отдельных частей малых интрузий и наличие автомагматических брекчий. Важным наблюдением было практически повсеместное сопровождение малых интрузий дайками во вмещающих породах, трактуемое как свидетельство трещинообразования в доинтрузивное и одновременное с интрузиями время, а также важная рудолокализирующая роль этих структур.

Все петрогенетические и структурные черты малых интрузий и сопровождающих их даек, выявленные и описанные М.Б.Бородаевской, могут быть использованы для разработки концепции магматизма, первоначальной основой которого являются очаги базальтоидных магм. Если учесть, что М.Б.Бородаевская, как и Ю.А.Билибин, весьма широко понимала термин «малая интрузия», далеко выходящий за рамки образований комплекса самостоятельных малых интрузий, то даже с позиций связи колчеданнообразования с вулканизмом можно считать приемлемой формулировку: «Медноколчеданное оруденение находится в парагенетической связи с малыми интрузиями субвулканической и гиповулканической фаций глубинности, входящими в дифференцированные формации: контрастно-дифференцированную липарит-базальтовую и последовательно дифференцированную базальт-андезит-дацит-липаритовую» [10, с. 353]. Этот вывод можно распространить и на магматические тела, формирующиеся в связи с базальтоидными очагами на ранней, рифтогенной, стадии развития подвижных поясов (трактуемых в качестве терригенно-сланцевых эвгеосинклиналей), с которыми связано образование гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических месторождений. В том же широком понимании малых интрузий как небольших по размеру интрузивных тел ограниченной глубинности становления можно рассматривать ядра рециклинговых гидротермальных систем.

Рассмотрим проблему формирования малых интрузий с более общих тектонических и тектонофизических позиций.

Тектонофизические условия зарождения базальтоидных очагов и развития связанных с ними малых интрузий разного состава. Одним из важных параметров геологических систем являются их размеры. Как было отмечено выше, размерные параметры малых интрузий четко не оговаривались. При обсуждении проблемы использовались лишь термины «батолиты», «крупные интрузии», «малые интрузии», «дайки». Разграничение между понятием «батолит» и «крупная интрузия» можно принять согласно предложению, сделанному Батолитовой комиссией (США, 1932 г.), специально занимавшейся этим вопросом: батолитом предложено называть массивы, диаметр которых превышает 20 миль (32 км). Это предложение, сделанное на основе эмпирических обобщений, удивительно соответствует другим эмпирическим и генетическим выводам автора относительно формирования очаговых структур [1—3]: магматогенно-рудные узлы, иначе очаговые и надочаговые структуры, а также крупные базальтоидные вулканы часто размещаются через шаг, кратный приблизительно 30 км. Генетически это явление обусловлено волновой природой зарождения адвективных ячеек в обстановке плотностной инверсии при вязкости всплывающего вещества порядка 10^{14} пуаз, т.е. в субсолидусном состоянии, предваряющем выплавление базальтоидных магм (для сравнения, вязкость льда около 10^{13} пуаз). Таким образом, массивы магматических пород, существенно превышающие 30 км, могут представлять собой либо слияние образований над несколькими смежными базальтоидными очагами, либо не иметь к ним отношения, как например крупные батолиты метасоматических гранитов.

Пояним тектонофизическую сущность зарождения базальтоидного магматического очага и связанных с ним частных магматических тел более кислого состава. Так как скорость кондуктивного теплопереноса существенно уступает скорости конвективного переноса, то наиболее вероятными и геологически более обоснованными считаются модели зарождения магм за счет декомпрессии и конвективного переноса. Конвекция может быть ограниченной по фазе, т.е. лишь частичным всплыванием вещества с распространением его в стороны (или без) при компенсационном погружении окружающей среды. Такое явление В.В.Белюсов предложил называть адвекцией. Адвекция глубинных масс большой плотности неизбежно сопровождается декомпрессией [2].

В связи с тем что кривые солидуса магм на графиках давление — температура далеко от-

стоят от геотермы древних континентов и адвективной температуры в литосферной части мантии и сближаются лишь на больших глубинах, при декомпрессии эти кривые сближаются, в первую очередь, на глубинах симатических слоев Земли. Поэтому именно в глубинных симатических слоях формируется астеносфера, адвективные поднятия которой и зарождающиеся магмы формируют фрактальную систему, состоящую из все более мелких по размерам, расположенных одни над другими поднятий (диапиров), обладающих все меньшей вязкостью [2]. Поднятия с поперечником 50—150 км (III размерный порядок) развиваются при вязкости около 10^{17} — 10^{18} пуаз, 10—30 км (IV порядок) — 10^{14} пуаз, 1—3,5 км (V порядок) — 10^{11} — 10^{12} пуаз, 0,1—0,3 км (VI порядок) — 10^8 — 10^9 пуаз и менее. Эти ориентировочные параметры получены путем расчета условий подобия конвекции.

Сами условия конвекции описываются уравнением Рэлея:

$$R = \frac{\Delta \rho g H^3}{\eta \alpha},$$

где $\Delta \rho$ — разуплотнение; g — ускорение силы тяжести; H — мощность питающего слоя; η — вязкость; α — коэффициент температуропроводности, определяющий скорость выравнивания температур, если разуплотнение обусловлено нагреванием слоя снизу.

С учетом того что коэффициенты температуропроводности пород весьма близки, при сходном разуплотнении в подобных процессах (равенстве чисел Рэлея) уменьшение вязкости на три порядка должно сопровождаться уменьшением размерного параметра (мощности, линейного размера волнового осложнения поверхности) на один порядок. Этот вывод подтверждается тем, что если от вязкости 10^{20} пуаз, присущей астеносферным линзам под структурами типа окраинных морей поперечником 1—2 тыс. км (II размерный порядок), экстраполировать вязкость для более мелких систем (III, IV до V порядка, т.е. до размера кремнекислых экструзивных куполов или штоков поперечником 1—3,5 км), то получим вязкость 10^{11} — 10^{12} пуаз, присущую обсидиану при T 800—1000°C, риолиту при T 800°C во время извержения вулкана Трайдент на Аляске в 1953 г. (данные Е.В.Артюшкова, Х.Рамберга, Г.Макдоналда). Расчеты сделаны для условий, при которых вязкость перекрывающего слоя не более чем в 100 раз превышает вязкость адвектирующего слоя.

В связи с тем что зарождение базальтоидных магматических очагов начинается в прак-

тически твердой среде, на ранних фазах развития их размещение не определяется разрывной тектоникой, равно как и хрупкостью или пластичностью вмещающей среды. Поэтому тезис, что «самостоятельные» малые интрузии «проявляются всегда в обстановке более или менее значительной консолидации геологических структур, когда магма получает доступ в верхние слои литосферы по системам глубоких расколов» [9, с. 44], вероятно, не является обязательным условием.

Отсутствие сквозных разломов на начальных этапах развития магматических очагов, очевидно, — одно из благоприятных, если не необходимых, условий для выплавления в верхней части очагов магм сиалического состава, обладающих пониженной плотностью, а потому повышенным стремлением к адвекции. Именно с такого рода выплавлением можно связать большие объемы гранитоидных магм, ассоциирующихся с базальтоидными, учитывая малые объемы возможных непосредственных дифференциатов в последних. Если принять ориентировочные температуры базальтов на глубинах около 100 км, по координатам их ликвидуса, порядка 1460° , температуры приповерхностных базальтов, например Гавайских вулканов, $1035\text{—}1190^\circ$ (Макдоналд, 1975), начало анатектического гранитообразования в пределах $665\text{—}740^\circ$ при давлении 2 кбар (Винклер, 1969), а теплоту кристаллизации «сухих» расплавов основного состава $70\text{—}100$ кал/г, значительно превышающую теплоту кристаллизации водосодержащих кислых расплавов — $30\text{—}40$ кал/г, при соизмеримых теплоемкостях $0,25\text{—}0,32$ кал/г·град [14], то станет очевидным, что у первичных основных магм есть резерв для выплавления вторичных кислых из сиалической коры.

Вместе с тем, внедрение малых интрузий и сопровождающих их даек во многом определяется каркасом надочаговых радиальных и концентрических разрывов, а силлообразных тел — полостями надочагового отслаивания. При этом распределение магматических тел (пути движения и области локализации) во многом диктуется магмагенной тектоникой, при которой внедрение осуществляется путем адвекции и по синмагматическим разрывам [1]. Зарождение радиально-концентрического каркаса в надочаговой области подчиняется полю напряжений при активном воздействии очага как мягкого штампа, исследованного М.В.Гзовским на моделях. Однако последующее перетекание (внедрение) магм резко меняет распределение активных усилий и направление перемещений блоков. Перетекание магмы из апикальной части очага в надочаговую область

сопровождается просадками пород кровли, расчленением очага на камеры с разной гипсометрией кровли, что обеспечивает скопление наименее плотных флюидонасыщенных кремнекислых магм в приподнятых камерах. В результате может происходить практически одновременное извержение магм разного состава из разных камер.

Среди надочаговых интрузивных тел можно выделить группы, среди которых собственно малые интрузии находят свое место. К наиболее крупным надочаговым телам относятся силлообразные залежи протяженностью до 30 км и мощностью 2—4 км. К ним могут быть отнесены Космурунский гранодиорит-кварцево-диоритовый массив Юго-Западного Чингиза (Центральный Казахстан) протяженностью около 22 км и мощностью до 2,8 км, Пластовский плагиогранитный массив на Южном Урале. Пластовский массив имеет протяженность около 30 км и на северном фланге непосредственно переходит в Коелгинский гранитный массив. На мелкомасштабных картах оба массива объединяют в единый протяженностью 50 км. Однако названные массивы принципиально различаются. В Пластовском проявлены как дайки первого этапа, непосредственно связанные с гранитной магмой, так и второго, связанные с глубинным очагом основного состава. В Коелгинском массиве дайки второго этапа отсутствуют. Это может быть истолковано так: Пластовский массив располагался непосредственно над магматическим очагом, а Коелгинский — за его пределами. Соответственно с Пластовским массивом ассоциируют золоторудные месторождения Кочкарское, Ново-Троицкое и рудопроявления, в которых среди сульфидов присутствует арсенопирит. В Кочкарском месторождении, кроме того, имеются шеелит, вольфрамит, молибденит. С Коелгинским массивом ассоциируют лишь мелкие рудопроявления золото-пирит-кварцевого с галенитом состава. Таким образом, наличие даек основного состава может служить критерием выделения надочаговых областей в крупных гранитоидных массивах, в том числе и полигенных, в которых надочаговые гранитоиды нередко встречаются в сочетании со значительно более поздними метасоматическими. Крупные гранитоидные силлы, образуясь за счет опорожнения верхних частей выплавок в магматическом очаге, способствуют проседанию кровли очага и соприкосновению радиально-концентрического трещинного каркаса с более низкими (и более основными по составу) слоями очага.

Итак, крупные надочаговые силлы гранитоидов, сопоставимые с латеральными разме-

рами первичного базальтоидного очага (первые десятки километров), не относятся к малым интрузиям, хотя по составу, времени внедрения могут совпадать с последними. В предложенной автором иерархической схеме геодинамических и металлогенических систем [2] они относятся непосредственно к системе IV порядка, т.е. к магматогенно-рудному узлу или его фрагменту — рудному полю.

Флюидизация, а следовательно, и снижение вязкости верхних частей очага или верхних частей упомянутых крупных силлов приводят к развитию адвективных ячеек V порядка, в поперечнике 0,5—3,5 км, которые при подъеме в значительной мере используют концентрические и радиальные разломы надочаговой области. Эти тела, соответствующие интрузивным штокам, в полной мере отвечают понятию «малая интрузия» и контролируют размещение месторождений. К этой же системе V порядка относятся и рудоконтролирующие экструзивы, которые при расширении термина «малая интрузия» включались в их группу [8].

Более мелкие тела, представляющие апофизы малых интрузий, имеющие поперечник 0,1—0,3 км, сложенные породами особо флюидонасыщенных магм, адвекция и внедрение которых сопровождается гидроразрывом с образованием автомагматических брекчий, вероятно, следует выделять в особую группу, не называя их малыми интрузиями. То же относится и к дайкам. Эта группа магматических образований контролирует уже не месторождения, а рудные тела и их обогащенные части.

Тектонические условия развития очаговых структур, с которыми связаны малые интрузии. Рассмотренные выше тектонофизические условия зарождения базальтоидных магматических очагов и образования связанных с ними магм более кислого состава позволяют наметить общую схему тектонических условий и тектонических обстановок реализации этих процессов в соответствии с принятой в настоящее время схемой эволюции земной коры. Проблема сводится к тектоническим обстановкам, формам и этапности подъемов глубинных масс, приводящих к декомпрессии, снижению вязкости и в конечном счете к магомобразованию.

Формы подъема глубинных масс в обстановке плотностной инверсии (формы конвекции или адвекции) определяются условиями, которые выражаются критическими числами Рэлея. При первом критическом числе, характеризующем малое превосходство архимедовой силы над препятствующей всплыванию вязкостью, образуются валы (линейная форма

адвекции), а при втором критическом числе, т.е. при большом превосходстве, осуществляется ячеистая адвекция. С ростом высоты (мощности) вала на нем могут вырастать ячеистые поднятия, чередующиеся через определенные расстояния (шаг), а на ячеистом поднятии могут вырастать более мелкие валы, принадлежащие геодинамическим системам более высокого порядка, о которых было упомянуто в предыдущем разделе. В связи с этим размещение образующихся магматических очагов (систем IV порядка) может носить линейный или площадной (ареальный) характер.

Подъем глубинных симатических масс, приводящий к деструкции континентальной коры, принято относить к ранним стадиям тектономагматического цикла, а формирующиеся при этом геологические структуры — к зонам тектономагматической активизации. Процесс адвекции может остановиться, а деструкция быть неполной. При этом преобладают магмы сиалического состава, с повышенной щелочностью. Малые интрузии соответствуют третьей группе, выделенной М.Б.Бородаевской [6]. Фактически это начальная стадия, предшествующая более развитой, но также неполной деструкции, которую относят к следующей рифтогенной стадии развития подвижных систем, или к этапу формирования терригенно-сланцевых эвгеосинклиналией. Упомянутые термины прочно вошли в геологическую литературу, хотя их этимология не вполне точно отражает суть структуры или процесса: это не совсем щель, или расселина (rift), и не синклинальный изгиб земной коры (в понимании Дж.Дэна, автора термина «геосинклиналь»). Главный механизм — формирование «шейки» в земной коре при подъеме мантии и проседании (а не прогибании!) верхних слоев коры. Вопрос об образовании малых интрузий в этих структурах, на данном этапе развития подвижных систем, весьма мало изучен. То же относится и к началу полной деструкции континентальной коры, когда сиалические массы и терригенно-сланцевые толщи предыдущей стадии развития отодвигаются в стороны от оси глубинного поднятия, когда земная кора приобретает строение, сходное с корой океанов, а сама стадия развития называется океанической, или в иной терминологии — начальным этапом эвгеосинклинали. Вероятное наличие интрузивов малого размера в обоих последних случаях можно предполагать по связи с базальтоидным магматизмом колчеданно-полиметаллических и медноколчеданных гидротермально-осадочных месторождений.

В большей мере о возможном формировании малых интрузий можно говорить для самого конца океанической стадии (накопления

риолит-базальтовой формации) и начала переходной стадии (накопления андезитоацитовой, иначе верхней части непрерывной формации и замещающей ее латерально порфиритовой формации). Андезитоацитовая формация характеризует поздний, кальдерный, этап развития вулканов над базальтоидными очагами. Кальдерные проседания способствуют расчленению очага на отдельные камеры. Этому отвечает увеличение количества кремнекислых экструзивов и связанных с ними месторождений при соответствующем уменьшении размера последних [1]. Такие экструзивы и питающие их корни включались в категорию малых интрузий М.Б.Бородаевской и Ф.Р.Апельциным [8]. Подобные образования размещаются в краевой зоне квазиокеанического бассейна, прилегающей к активной окраине. В противоположной зоне бассейна, где вместо андезитоацитовой формации развивается порфиритовая, т.е. в зоне, которая по позиции может сопоставляться с краевыми океаническими валами (с внешней стороны глубоководных желобов), развиваются магматические очаги иного рода — в форме лакколлитов дунит-клинопироксенит-габбровой формации с надстраиваемыми их диоритами, плагиогранитами, габбро-сиенитами. С гранитоидными частями очагов связаны интрузии небольшого размера, но они не имеют широкого распространения.

Упомянутые выше тектонические обстановки и формирующиеся в них базальтоидные магматические очаги связаны с непосредственным всплыванием (адвекцией) мантийных валов прямолинейной конфигурации. Другим типом являются дугообразные (в плане) подъемы глубинного вещества, характерные для конца переходной стадии, т.е. времени формирования краевых поясов (окраинно-континентальных или зрелых островных дуг). Малые интрузии — составная часть вулканоплутонической ассоциации.

Дугообразные подъемы происходят в принципиально иной геодинамической обстановке и провоцируются краевыми частями крупных (1—2 тыс. км в поперечнике) ячеистых мантийных диапиров [2]. Вследствие расположения литосферных масс над ячеистым восходящим потоком высокоплотных мантийных образований и совместно с этим затягивания на глубине периферических масс под края расползающегося поднятия (диапира) формируется S-образная зона субдукции (внизу) и обдукции (вверху). Фактически это соответствует модели субдукции по А.Амштутцу, первому, кто ввел этот термин в геологию (1951 г.). Периферические массы могут принадлежать

литосфере океана (тихоокеанская обстановка), квазиокеана (уральская обстановка), континенту (карпатская обстановка). С формированием S-образной зоны связан региональный метаморфизм пород. Толщи этих пород не исчезают на глубине бесследно и выносятся вверх, слагая фундамент краевых вулканоплутонических поясов. Вынос обусловлен блокированием субдуцированного блока восходящим потоком центральной части мантийного диапира и явлениями адвекции в обстановке инверсии плотностей.

Декомпрессия, сопутствующая подъему глубинных масс, способствует зарождению магматических очагов и связанных с ними малых интрузий, которые обладают рядом замечательных свойств. Во-первых, предшествующая субдукция коровых масс обеспечивает то, что в очагах, расположенных ниже поверхности Мохо, выплавляются не только базальтоидные, но и андезитоидные магмы. Эти магмы и их дифференциаты при подъеме реагируют с ультраосновной (мантийной), основной и сиалической средой. Этим можно объяснить наличие ксенолитов ультрабазитов и габброидов в плагиогранитах малых интрузий. По той же причине состав руд, связанных с интрузивами этой группы, включает набор металлов, характерных для пород ультраосновного (Hg), основного (Cu, Zn), среднего (Au) и кислого (Mo, W) состава [2, 12].

Итак, малые интрузии формируются в весьма разнообразных геодинамических обстановках, будучи связанными с базальтоидными очагами. При этом значительная переработка сиалической коры с соответствующей металлогенией имеет место на самых ранних стадиях деструкции, т.е. в зонах тектономагматической активизации, и много позднее на этапе развития краевых вулканоплутонических поясов.

В разработке проблемы малых интрузий, в которой большая роль принадлежит М.Б.Бородаевской, весьма важным с современных позиций является то, что среди обширной группы гранитоидов были выделены и детально охарактеризованы тела, связанные с базальтоидными очагами, фиксирующие пути сообщения с этими очагами. По масштабам тела отвечали месторождениям, сопровождалась надочаговыми структурами, контролирующими рудные тела.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Барышев А.Н. Магматогенная тектоника — одна из основ создания количественных моделей рудообразующих систем и месторождений // Отечественная геология. 1995. № 1. С. 53—59.

2. Барышев А.Н. Периодические геодинамические и металлогенические системы, их развитие и взаимодействие. — М.: ЦНИГРИ, 1999.
3. Барышев А.Н. Позиция крупнейших рудных районов и узлов в системе адвективных структур Земли // Отечественная геология. 2001. № 2. С. 6—12.
4. Билибин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. — М.: Госнаучтехиздат, 1955.
5. Бородаевская М.Б. Дайки и малые интрузии золотоносной формации Центрального Алдана // Тр. Института «Нигризолото». 1951. Вып. 18. С. 3—21.
6. Бородаевская М.Б. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса и металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектономагматического цикла // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых: Тр. I Всесоюз. петрограф. совещ. М., 1955. С. 107—122.
7. Бородаевская М.Б. Некоторые особенности петрогенезиса формации малых интрузий послевосточного возраста в одном из районов Восточного Забайкалья // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1956. № 6. С. 70—91.
8. Бородаевская М.Б., Апельцин Ф.Р. К вопросу о природе и систематике малых интрузий // Мат-лы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969. С. 286—288.
9. Бородаевская М.Б., Бородаевский Н.И. Петрогенезис, структурные типы и металлогения малых интрузий // МГК. XXI сессия. Докл. советских геологов. Проблема 20. М., 1960. С. 44—56.
10. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Курбанов Н.К., Ширай Е.П. Базальтоидный магматизм и связь с ним колчеданного оруденения на примере Южного Урала // Мат-лы IV Всесоюзного петрографического совещания. Баку, 1969. С. 351—353.
11. Бородаевская М.Б., Шмидт А.И. Петрографические особенности формации малых интрузий послевосточного возраста одного из районов Восточного Забайкалья // Тр. Института «Нигризолото». 1956. Вып. 21. С. 103—172.
12. Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Металлогения вулканоплутонических поясов. — М.: ЦНИГРИ, 1997. Ч. 1.
13. Кузнецов Ю.А. Происхождение магматических пород // Тр. I Всесоюзного петрографического совещания. М., 1955. С. 298—331.
14. Шарапов В.Н., Голубев В.Н. Динамика взаимодействия магмы с породами. — Новосибирск: Наука, 1976.
15. Шипулин Ф.К. Выступление на I Всесоюзном петрографическом совещании // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955. С. 182—187.

УДК 553.411.078.2 (234.85)

© С.Е.Знаменский, И.Б.Серавкин, 2001

СТРУКТУРНЫЕ УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ ПОЗДНЕКОЛЛИЗИОННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЗОЛОТА МАГНИТОГОРСКОГО МЕГАСИНКЛИНОРИЯ

С.Е.Знаменский, И.Б.Серавкин (ИГ УНЦ РАН)

Структуры позднеколлизиионных месторождений золота Магнитогорского мегасинклинория относятся к полигенным и полихронным образованиям, сочетающим в себе ранние взбросо-надвиговые и поздние сдвиговые нарушения. Ведущим рудоконтролирующим фактором при образовании позднепалеозойской золоторудной минерализации различных формационных типов служили сдвиговые деформации.

Широко известны обзорные работы М.Б. и Н.И. Бородаевских по золоторудным месторождениям СССР, их публикации о парагенетической связи золотого оруденения складчатых областей с позднеорогенными комплексами малых интрузий [4, 6—8]. Материалы, приводимые в настоящей статье, как представляется авторам, в значительной мере подтверждают и развивают идеи М.Б.Бородаевской.

Геолого-структурные данные, полученные нами при изучении 39 месторождений и рудопроявлений золота [9, 15], а также материалы

других авторов [1, 7, 11, 14], в том числе результаты определений абсолютного возраста рудомещающих интрузий и околорудных метасоматитов [3, 9, 10], свидетельствуют о том, что наиболее продуктивной на собственно золотое оруденение в Магнитогорском мегасинклинории была позднеколлизиионная стадия его развития (С₂—Р). Подавляющее большинство золоторудных объектов независимо от формационной принадлежности имеет в мегасинклинории тесные пространственно-временные связи с позднепалеозойскими комплексами малых

интрузий (Балбукским, Худолазовским, Гумбейским и др.) и контролируется позднеколлизийными разломами в основном сдвигового типа. Ниже на примере эталонных объектов рассмотрены рудоносные структуры и тектоно-физические условия образования месторождений, принадлежащих к золото-родингитовой (Золотая гора), золото-сульфидной прожилково-вкрапленной (Миндяк), золото-альбититовой прожилковой (Малый Каран) и золото-кварцевой жильной (Идрис) формациям.

Золото-родингитовое месторождение Золотая гора расположено на северном замыкании мегасинклиория в Кыштым-Карабашском районе около г. Карабаш. Месторождение отличается детальной изученностью минералого-геохимических особенностей руд [2, 11, 16]. В то же время его структура исследована крайне слабо. Месторождение состоит из серии жил преимущественно хлорит-гранат-диопсидового (родингитового) состава, залегающих среди серпентинизированных ультрабазитов горы Карабаш. Альпинотипные гипербазиты образуют веерообразную антиформу северо-северо-восточного простираения, ограниченную взбросами. Родингитовые жилы локализованы в разломной зоне, развитой в ядре антиформы. В современной структуре зона представлена серпентинитовым меланжем с фрагментами осадочных и вулканогенных пород и интенсивно смятыми и рассланцованными серпентинитами, среди которых залегают слабо деформированные родингитовые жилы. Для них характерны резкие контакты с вмещающими породами. Рудная зона, объединяющая шесть крупных жил, прослежена горными выработками на 3,5 км. Отдельные жилы имеют длину по простираению от 300 до 700 м и установленную длину по падению 195 м, азимут падения ЮВ 105—120°, угол падения 50—90°, мощность в среднем 2—4 м, в раздувах до 8—10 м. Главный рудный минерал — самородное медистое золото — ассоциируется в основном с поздними прожилками диопсида с примесью граната, магнетита, хлорита, кальцита и некоторых других минералов. Прожилковая минерализация, генетически связанная с родингитами [2, 11], развита внутри крупных жил, а также в их зальбандах среди серпентинитов. По результатам эксплуатационных работ содержание Au в родингитах не превышало 1—2 г/т. В блоках, обогащенных поздними прожилками, его концентрации достигали сотен граммов на 1 т.

По нашим данным, родингитовые жилы локализованы в разрывах, которые формируют правосдвиговую зону, наложенную на меланжированные серпентиниты. На детально изученном участке наиболее богатой Восточ-

ной жилы сдвиговая зона состоит из серии дуплексов сжатия и растяжения, имеющих в объеме форму сильно вытянутых эллипсоидов с субвертикальными длинными осями (рис. 1). Дуплексы образованы правосторонним разломом, вмещающим Восточную жилу, и сопрягающимися с ним главным образом с запада мелкими северо-восточными правыми и северо-западными левыми сдвигами и косыми разрывами (с доминирующей горизонтальной компонентой смещения), которые аппроксимируются L-сдвигами, R- и R'-сколами Риделя соответственно. Близгоризонтальные промежуточные оси дуплексов-эллипсоидов направлены косо к общему простираению разломной зоны, что свидетельствует о ее эмбриональном состоянии. Судя по положению R- и R'-сколов, сдвиговая зона образовалась в условиях субширотного латерального стресса.

По разлому, вмещающему Восточную жилу, установлены правосторонние смещения двух направлений: ранние со взбросовой и поздние со сбросовой компонентами. Вероятно, поздние движения, синхронные процессам родингитизации, осуществлялись после прекращения активного сжатия в период действия остаточных напряжений. Для жилы характерны раздувы, сокращения мощности и пережимы. Раздувы приурочены к изгибам, отклоняющимся к северо-востоку от общего простираения разлома и имеющим более крутые падения. Сокращения мощности и пережимы отмечаются на субмеридиональных северо-северо-западных изгибах разлома с пологим залеганием. Изгибы первого типа представляют собой интервалы относительного растяжения, второго — сжатия. Родингиты сформировались, по-видимому, путем метасоматического замещения серпентинитов в сосредоточенной зоне расланцевания, ограниченной разломными поверхностями. Такое строение имеют притертые участки жилы. На изгибах растяжения существенную роль играли внутриминерализационные смещения по сетке вторичных разрывов, в связи с чем жила в этих интервалах сопровождается многочисленными апофизами и уступами на контактах, ограниченными сколами, и содержит включения серпентинитов, часто с правильными геометрическими очертаниями. В общей структуре сдвиговой зоны изгибы сжатия и растяжения Восточной жилы занимают закономерное положение, являясь составными элементами соответствующих дуплексов.

Поздние золотоносные прожилки диопсида сконцентрированы в лежащем боку Восточной жилы и в примыкающих к ней серпентинитах, как правило, в контурах дуплексов рас-

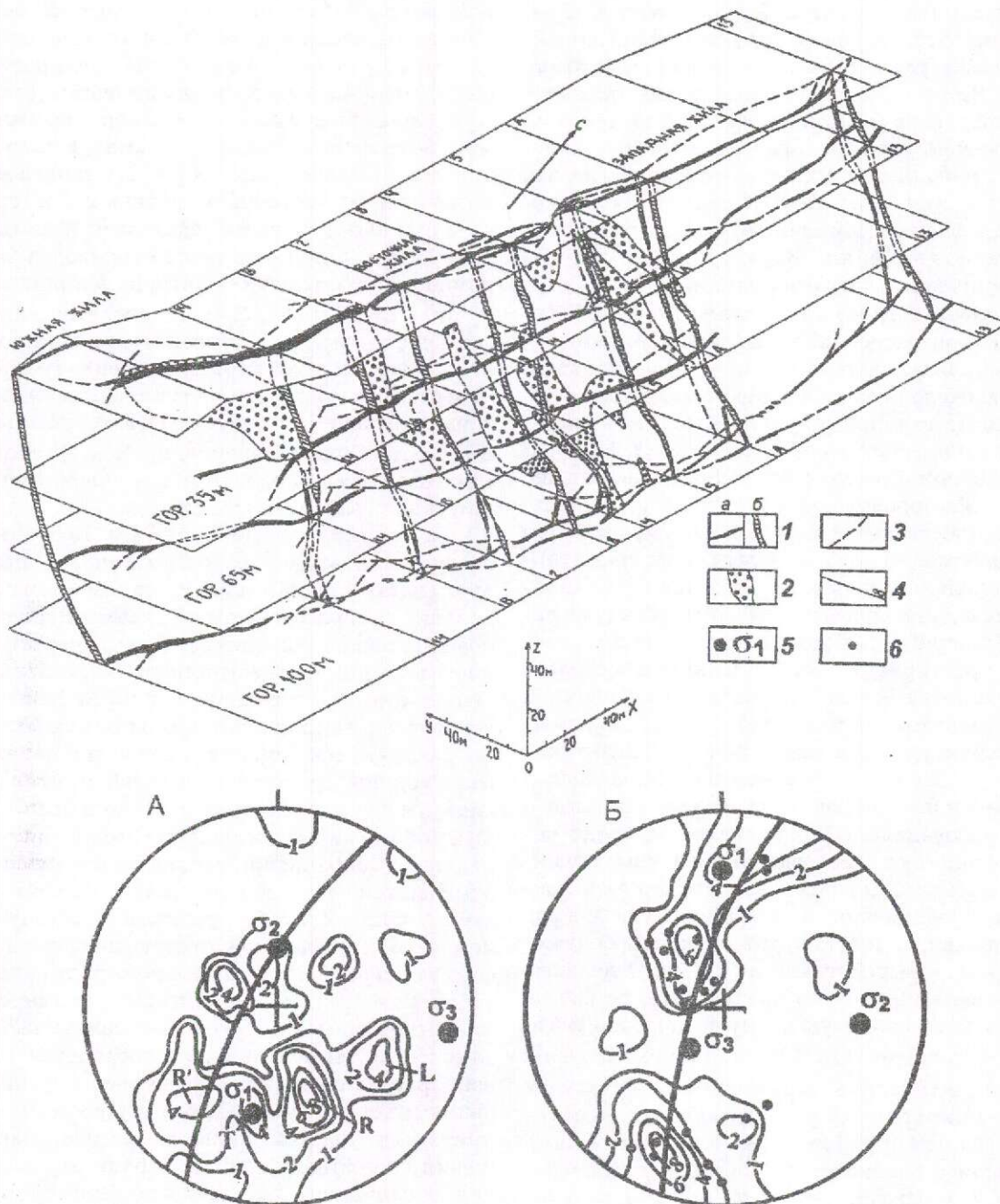


Рис. 1. Блок-диаграмма центральной части месторождения Золотая гора, составлена авторами с использованием материалов по Карабашискому руднику, Н.И.Бородаевского и личных наблюдений:

1 — родингиты (а — на погоризонтных планах, б — на разрезах); 2 — рудные столбы; 3 — разломы; 4 — линии профилей на погоризонтных планах и их номера, диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера) плотностей полюсов магнетит-карбонат-хлорит-гранат-диопсидовых прожилков, локализованных: А — в лежачем (шурф № 14, 92 замера), Б — в всياчем (шахта № 1, 86 замеров) боках Восточной жилы; на диаграммах — выходы на верхнюю полусферу; 5 — осей главных нормальных напряжений (σ_1 — максимальных, σ_2 — промежуточных, σ_3 — минимальных), 6 — полюсов магнетит-хлорит-кальцитовых прожилков; жирными линиями показаны выходы поверхностей контактов Восточной жилы; L — сдвиги, параллельные главному разлому; R, R' — трещины Риделя (R — синтетические, R' — антитетические сдвиги); Т — трещины отрыва

тяжения. Участки их сгущения совпадают с рудными столбами с содержанием золота более 2 г/т, выделенными по данным эксплуатационных работ. Рудные столбы вытянуты по падению жил субпараллельно длинным осям дуплексов-эллипсоидов. Показательна структурная позиция наиболее богатого рудного столба на южной выклинке жилы, где на правоступенчатом перекрытии ее Южной жилой расположен эмбриональный дуплекс растяжения (см. рис. 1). Рудный столб и вмещающий его дуплекс одновременно выклиниваются на глубине 40—45 м от современной поверхности.

Прожилки имеют преимущественно комплексный магнетит-хлорит-кальцит-гранат-диопсидовый состав. Кальцит в ассоциации с магнетитом и хлоритом образует также самостоятельные более поздние прожилки, близкие по элементам залегания к трещинам с диопсидом. По представлениям Э.М.Спиридонова с соавторами [16], золотое оруденение генетически связано с поздней магнетит-хлорит-кальцитовой минерализацией штокверкового типа, которая сопровождается нижекаменноугольные листвениты. Предполагается, что рудоносный штокверк только пространственно совмещен с родингитовыми жилами, в значительной мере наследуя ранее сформированный каркас трещин с диопсидом. В этой связи следует отметить, что, по данным большинства исследователей [2, 11], главным минералом-концентратором самородного золота является диопсид.

По условиям залегания и морфогенетическим типам рудовмещающих трещин прожилки в родингитах и серпентинитах лежащего бока жилы близки между собой, но в то же время значительно отличаются от прожилков, развитых в серпентинитах со стороны ее висящего крыла. В первой геологической ситуации минерализованные трещины и мелкие разрывы, вмещающие прожилки и жилы как комплексного, так и магнетит-хлорит-кальцитового состава, представлены тремя или четырьмя системами крутопадающих сдвигов или косых разломов продольного (по отношению к контактам основной родингитовой жилы) и диагонального северо-восточного, северо-западного и иногда близмеридионального направлений, а также субширотными крутыми сбросами, отрывами, пологими сколовыми нарушениями и трещинами неясного генезиса (см. рис. 1, А). Прожилки, приуроченные к сбросам и отрывам, несут признаки формирования путем выполнения (гребенчатые и друзовые текстуры). С помощью статистического метода Н.П.Николаева [12] по рудоносным трещинам реконструировано сдвиговое поле палеонапряжений с

субширотной пологой ориентировкой оси сжатия. Совокупность развитых здесь трещин относится к типичному парагенезису «хрупких» вторичных разрывов правосдвиговой зоны.

Диопсидовые и магнетит-хлорит-кальцитовые прожилки, локализованные в серпентинитах висящего бока жилы, выполняют сбросы и отрывы субширотного простирания (см. рис. 1, Б) и имеют часто гребенчатые текстуры и остаточные пустоты. По ним восстановлено поле палеонапряжений сбросового типа. По-видимому, сдвиговые деформации концентрировались только в зоне лежащего бока жилы вдоль контакта пластичных серпентинитов и более компетентных родингитов. Именно эта зона обогащена золотом. Заметных перемещений по родингитовой жиле в период образования золотоносных трещин не обнаружено.

Как видно из приведенных данных, золото-родингитовое оруденение месторождения Золотая гора контролируется правосторонней сдвиговой зоной. Сдвиговая структура сформировалась в пульсирующем режиме тектонических напряжений при генеральном субширотном направлении стресса. Минералообразование происходило после импульсов сжатия.

В.Н.Сазоновым с соавторами [11] месторождение Золотая гора относится к эталонным объектам раннепалеозойской стадии океанического спрединга Уральской складчатой системы. По всем геологическим данным антиформа и рудовмещающая зона серпентинитового меланжа, развитая в ее ядре, представляют собой коллизионные структуры, при образовании которых, по нашему мнению, не могла сохраниться система практически недеформированных раннепалеозойских жил. Родингиты локализованы в разрывах, наложенных на меланжированные серпентиниты, и, по-видимому, имеют позднепалеозойский возраст.

Золото-сульфидное месторождение Миндяк расположено в зоне Главного Уральского разлома в Учалинском рудном районе в 70 км южнее г. Учалы. Его изучением занимались многие исследователи [5, 11, 13]. Тем не менее, геологическое строение месторождения остается дискуссионным. По нашим данным [15], структура месторождения представляет собой линейную антиформу северо-восточного простирания, образованную пакетом тектонических пластин (рис. 2). Антиформа осложнена продольными взбросами юго-восточного падения, которые концентрируются на ее северо-западном крыле. К числу наиболее крупных взбросов относятся Главный, Западный, Восточный и некоторые другие разломы. Ан-

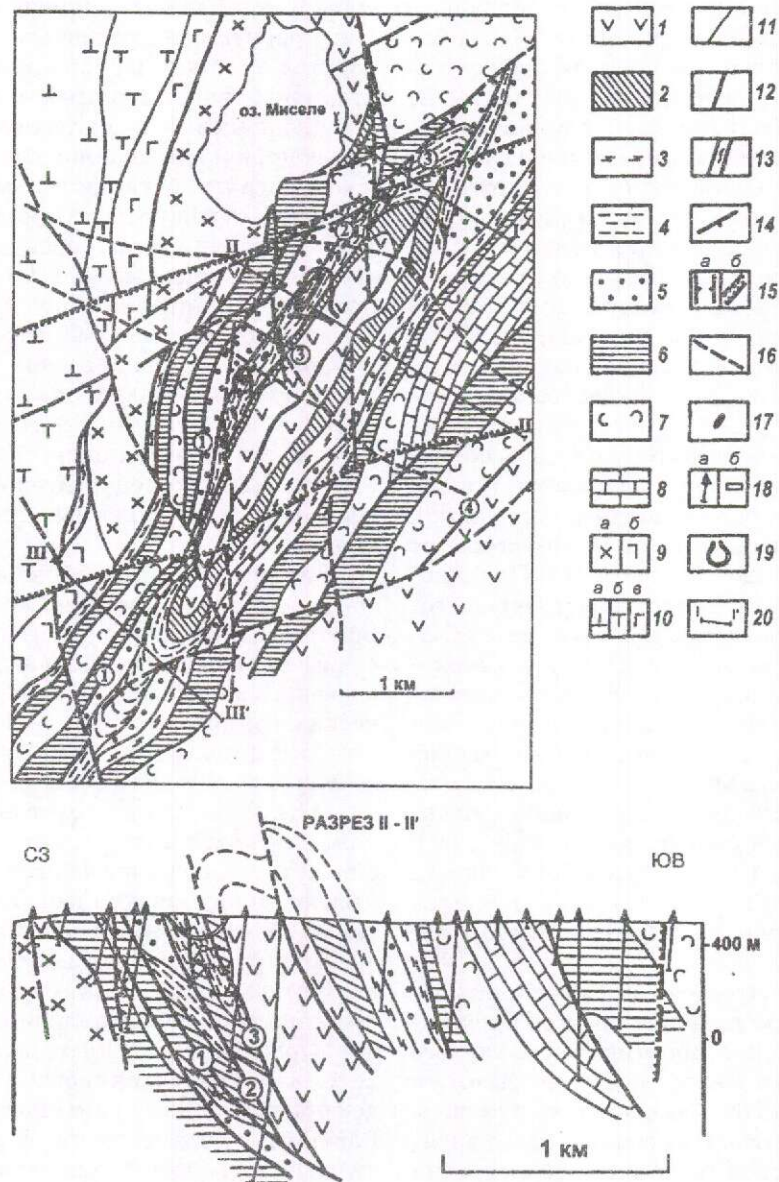


Рис. 2. Геолого-структурная схема и разрез Миндякского рудного поля, составлены авторами с использованием материалов Н.И.Бородаевского, Е.А.Демисовой, И.Г.Дубенко, Ю.И.Новожилова, В.Ф.Созинова, К.А.Швалева и личных наблюдений:

тектонические пластины и толщи: 1 — вулканиты ($D_{1-2}ir$), 2 — карбонатный олистостром (C_1t-v), 3 — меланжированные ультрабазиты и габбро, 4 — полимиктовый олистостром с олистоплаками ордовикских диабазов, 5 — терригенно-карбонатные породы (C_1v), 6 — карбонатный олистостром (C_1v), 7 — вулканогенно-осадочные и кремнистые породы ($D_3kd?$), 8 — известняки (C_1v-s); 9 — раннекаменноугольные (?) диориты (а) и габбро (б); 10 — Миндякский ультрабазитовый массив (а — гарцбургит-лерцолитовая серия, б — дунит-пироксенитовый комплекс, в — габбро); 11 — границы тектонических пластин и толщ; 12 — взбросы юго-восточного падения; 13 — зоны серпентинитового меланжа; 14 — сдвиги, ограничивающие антиформу и продольные взбросы; 15 — границы зон сдвигов субмеридионального (а) и близширотного (б) простирания; 16 — синрудные сдвиги и косые разрывы; 17 — проекции рудных тел на дневную поверхность; 18 — на разрезе проекции скважин (а) и горных выработок (б); 19 — контуры карьеров (северный — Благодатный, южный — Куш-Таш); 20 — линии разрезов и их номера; взбросы и надвиги: 1 — Главный, 2 — Западный, 3 — Восточный, 4 — Западно-Ирендыкский

тиформа и сопряженные с ней взбросы ограничены по простиранию правосторонним (с севера) и левосторонними (с юга) сдвигами.

На месторождении выделяются два парагенезиса разрывов в основном сдвигового типа, пересекающих антиформу, продольные взбросы и ограничивающие их сдвиги. Ранний парагенезис объединяет малоамплитудные сдвиги, которые группируются в две крупные зоны субмеридионального и близширотного простирания мощностью 1—2,5 км и длиной более 20 км. В северной части Учалинского района сдвиги этих направлений контролируют малые интрузивные тела Балбукского сие-нит-гранит-порфирирового комплекса (С₃—Р₁). Поздний парагенезис представлен северо-западными левыми и северо-восточными правыми сдвигами и косыми разрывами, близкими по времени заложения к процессам рудообразования.

Золото-сульфидная (пиритовая) прожилково-вкрапленная минерализация локализована на северо-западном крыле антиформы в зоне, ограниченной Западным и Восточным взбросами, по которым в период рудообразования происходили реактивированные движения с правым знаком. Рудовмещающая зона на верхних горизонтах месторождения сложена тектонизированным олистостромом (возможно, меланжем) с олистолитами и олистоплаками ордовикских диабазов, каменноугольных известковистых конгломератов, кремнистых и углисто-кремнистых сланцев, диабазов, габброидов и серпентинитов. Сульфидная минерализация развита на северо-восточном изгибе зоны, где концентрируется в узле пересечения зон сдвигов субмеридионального и субширотного простирания. Отдельные рудные тела и рудные столбы в ее пределах также контролируются узлами пересечения разрывов более высокого порядка. Рудолокализуемыми являются ранние продольные взбросы и поздние диагональные северо-северо-западные, северо-западные, северо-восточные и близширотные сколовые нарушения. По всем системам разломов установлены внутриминерализационные малоамплитудные сдвиговые перемещения, в связи с чем рудные тела имеют крутое склонение. Руды с промышленными содержаниями золота, как правило, сформированы в интервалах пересечений разрывами олистоплаков диабазов.

Золото-сульфидные руды образованы ранней прожилково-вкрапленной пиритовой минерализацией и поздними карбонат-кварцевыми прожилками с пиритом, халькопиритом и самородным золотом. По морфогенетическим типам рудовмещающих трещин пири-

товые и карбонат-кварцевые прожилки существенно не различаются. Среди них преобладают минерализованные сколовые трещины и разрывы, главным образом сдвиги или косые разрывы (взбросо-сдвиги и сбросо-сдвиги) близмеридионального, северо-восточного и северо-западного простирания, а также субширотные крутопадающие отрывы. В пределах всех крупных рудных тел месторождения (Восточной, Южной и Северной рудных линз) по этим прожилкам с использованием статистического метода Н.П.Николаева [12] восстановлено сдвиговое или сбросо-сдвиговое поле палеонапряжений с близширотной (западно-северо-западной по пиритовым и западно-юго-западной по карбонат-кварцевым прожилкам) ориентировкой оси сжатия.

Таким образом, в структуре месторождения Миндяк совмещены ранний взбросовый и поздние сдвиговые парагенезисы разломов. Золотое оруденение сформировалось в условиях сдвиговых деформаций при субширотном латеральном направлении сжатия. Рудолокализуемые разрывы пересекают смятые в антиформу пластины нижнекаменноугольных пород, включая отложения серпуховского яруса, что позволяет предполагать позднепалеозойский возраст золото-пиритовой минерализации.

Золото-альбититовое месторождение Малый Каран расположено в зоне Главного Уральского разлома в 30 км севернее г. Учалы в пределах Малокаранско-Александровской площади. На площади известно несколько перспективных рудопроявлений и мелких месторождений (Малый Каран, Александровское, Борисовское и др.), рудные тела которых представлены зонами карбонат-хлорит-апатит-серицит-кварц-альбитовых метасоматитов (альбититов), содержащих пирит-альбит-кварцевые жилы и прожилки. Руды характеризуются высокими содержаниями золота и платины, а также повышенной радиоактивностью. Структура месторождения Малый Каран в период его эксплуатации в тридцатых годах двадцатого столетия изучалась Н.И.Бородаевским [7].

Согласно нашим исследованиям [15], Малокаранско-Александровская площадь в структурном отношении представляет собой сложно построенный узел, сочетающий разрывные нарушения трех возрастных групп (от ранних к поздним): 1) тектоническую пластину сильно динамометаморфизованных вулканогенно-осадочных пород, ограниченную зонами серпентинитового меланжа Аушкульского и Малокумачинского взбросов (возможно, литрических надвигов) юго-восточного падения; 2) систему магматических дуплексов растяже-

ния, сформировавшихся в Таракановско-Малокаранской левосторонней сдвиговой зоне северо-восточного простирания в интервале пересечения ею северо-западной Малокаранско-Сиратурской разломной зоны; 3) синрудную левосдвиговую зону северо-западного простирания, границами которой служат Малокаранский и Северо-Александровский разломы. Магматические дуплексы выполнены дайками и дайкообразными телами сиенит-диоритов, сиенит-порфиоров и граносиенит-порфиоров Балбукского комплекса (S_3-R_1).

Большинство тел альбититов, в том числе и месторождения Малый Каран, размещаются в поздней сдвиговой зоне северо-западного простирания. Зона состоит из линзовидных в плане блоков-дуплексов растяжения, разделенных диагональными северо-западными разрывами *S*-образной формы. Вторичные разрывы в кинематическом отношении являются левыми сдвигами.

На месторождении Малый Каран отрабатывались окисленные части двух зон альбититов: главной — Центральной жилы и Гоголевской жилы. Тело альбититов Центральной жилы локализовано в зоне Малокаранского разлома (азимут падения S_3 $55-70^\circ$ $\angle 60-85^\circ$), имеет длину по простиранию около 400 м и по падению 225 м. Южнее и севернее его в зоне разлома разведаны отдельные тела альбититов длиной в первые десятки метров. Зона Гоголевская жила развита в реактивированном магмоконтролирующем разрыве северо-северо-западного направления (средний азимут падения 80° $\angle 75-90^\circ$), испытывавшем в процессе рудообразования движения с левым знаком.

Строение рудоносного Малокаранского разлома хорошо описывается моделью левосдвиговой зоны. Она состоит из магистрального шва и трех сопряженных с ним систем разрывов: 1) северо-западного продольного по отношению к направлению шва, 2) диагонального северо-западного и 3) северо-восточного простирания (рис. 3). Все системы разрывных нарушений вмещают альбититы. По магистральному шву и вторичным продольным и диагональным северо-западным разрывам установлены внутриминерализационные смещения с левым знаком. По северо-восточным сколовым нарушениям реконструированы правосторонние движения. В Малокаранской левосдвиговой зоне продольные вторичные разрывы соответствуют *L*-сколам, диагональные северо-западные — синтетическим сдвигам (*R*-сколам Риделя), а северо-восточные — антитетическим сдвигам (*R'*-сопряженным сколам Риделя). Структурная позиция тел альби-

титов и рудных столбов определяется приуроченностью к *S*-образным изгибам растяжения магистрального шва и *L*-сколов в интервалах сопряжения их с *R*-сколами.

Формирование и развитие рудовмещающего разрыва происходило в пульсирующем режиме субширотного сжатия в течение трех фаз. В раннюю фазу в сдвиговом поле напряжения и обстановке субширотного стресса в зоне разлома образовались магистральные швы (левый взбросо-сдвиг), параллельные ему *L*-сколы, северо-западные *R*- и северо-восточные *R'*-сколы Риделя, а также субширотные сбросы, вмещающие тела альбититов (см. рис. 3, А). Судя по петрографическим данным, альбитизация происходила в условиях синхронно протекавших процессов динамометаморфизма и метасоматоза. В течение второй фазы после прекращения активного субширотного сжатия, сменившегося обстановкой двусосного растяжения в вертикальном и горизонтальном северо-восточном направлениях, сформировались альбит-кварцевые жилы и прожилки (см. рис. 3, Б). В позднюю фазу в условиях возобновившегося субширотного стресса образовались прожилково-вкрапленная, в основном пиритовая, минерализация и самородное золото (см. рис. 3, В).

Таким образом, золото-альбититовое оруденение месторождения Малый Каран контролируется сдвиговыми нарушениями, наложенными на разломы взбросо-надвигового типа и сдвиги, вмещающие интрузивные тела Балбукского комплекса, и имеет, по-видимому, пермский возраст. Оруденение сформировано в обстановке пульсирующего латерального сжатия.

Золото-кварцевая жильная зона Идрис расположена в зоне регионального Агыро-Буйдинского разлома, в западном экзоконтакте Ахуновского гранитного массива (C_2), в пределах Буйдинского участка. Участок уникален тем, что здесь среди девонских осадочно-вулканогенных формаций на поверхность выведен фрагмент океанической коры предположительно раннепалеозойского возраста, включающий два комплекса: нижний — полосчатый пироксенит-габбровый и верхний — кремнисто-диабаз-габбро-диабазовый, пронизанный силлами габбро-диабазов. В современной структуре древние породы образуют веерообразную антиформу субмеридионального простирания, ограниченную с запада и востока взбросо-надвиговыми встречного падения. Антиформа нарушена крупными сдвиговыми нарушениями северо-восточного, северо-западного, субмеридионального (северо-северо-западного) и близширотного (восточно-северо-

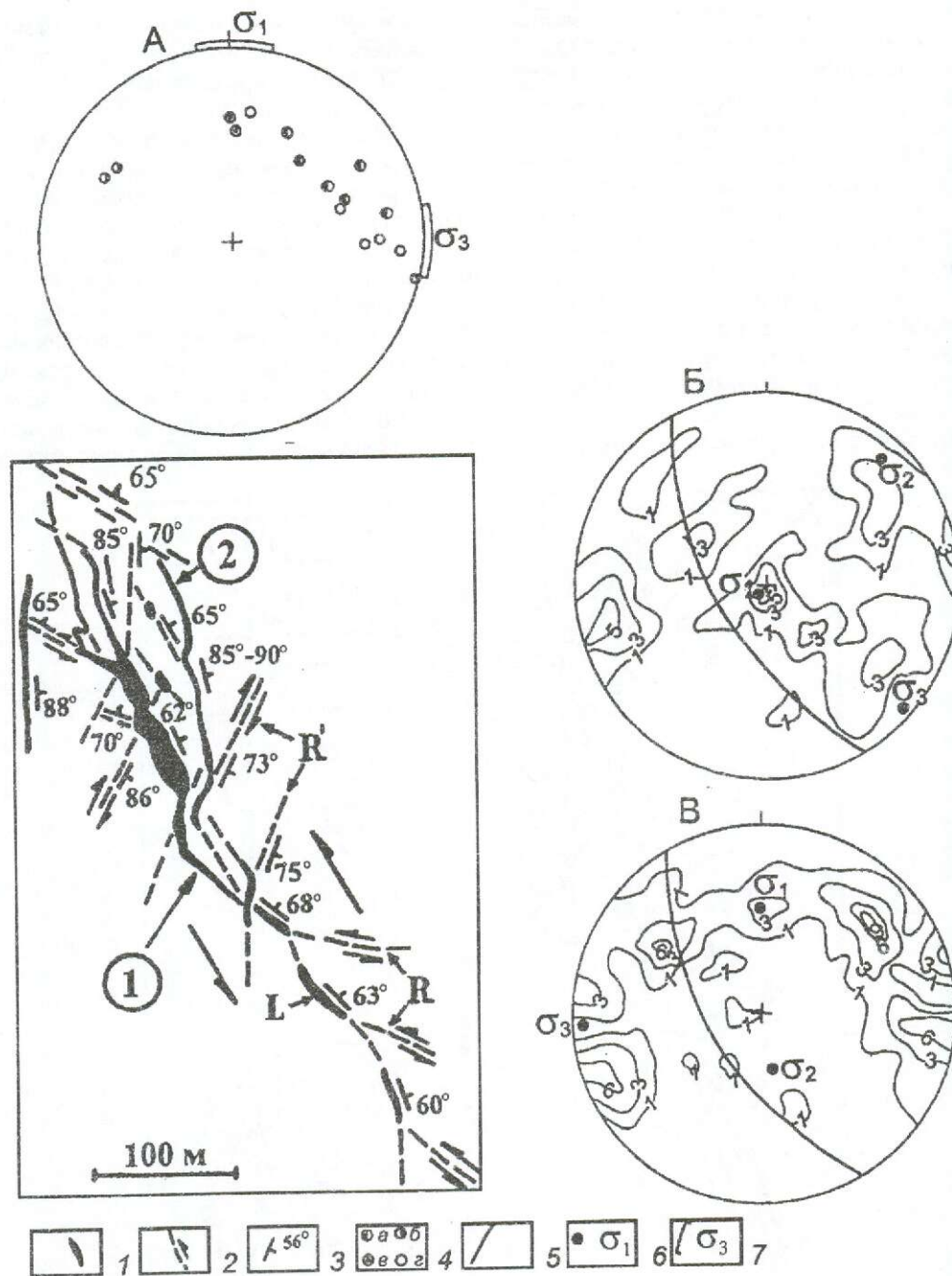


Рис. 3. Структурная схема месторождения Малый Каран, по данным треста «Башзолото» с дополнениями и уточнениями авторов:

1 — зоны альбититов; 2 — разрывы и направления смещений по ним; 3 — элементы залегания разрывов; диаграммы (сетка Вульфа, верхняя полусфера): А — полюсов разрывов, вмещающих альбититы, Б — плотностей полюсов альбит-кварцевых прожилков (97 замеров), В — плотностей полюсов пиритовых прожилков (90 замеров); на диаграммах — проекции на верхнюю полусферу: 4 — полюсов разрывов (а — левосдвиговых, б — правосдвиговых, в — сбросовых, г — неопределенного кинематического типа), 5 — плоскости Малокаранского разлома, б — осей главных нормальных напряжений (σ_1 — максимальных, σ_2 — промежуточных, σ_3 — минимальных); 7 — секторы возможной ориентировки осей главных нормальных напряжений; на структурной схеме зоны альбититов: 1 — Центральная жила, 2 — Гоголевская жила; L — сколы, параллельные главному разлому; трещины Риделя: R — синтетические, R' — антитетические сдвиги

восточного) простирания, секущими граничные взбросо-надвиги. Субмеридиональные и близширотные сдвиги вмещают дайки биотит-рогообманковых диоритов (возможно, сиенит-диоритов) и гранит-порфиров, которые относятся нами, вслед за И.С.Анисимовым (1978), к Балбукскому комплексу (C_3-P_1). Среди древних пород широко распространены также небольшие массивы диоритов, кварцевых диоритов и габбро неясного возраста.

На Буйдинском участке известно более 30 золото-кварцевых жил и жильных зон, из которых к числу наиболее крупных относится северо-восточная зона Идрис длиной по простиранию около 750 м. Специальные структурные исследования зоны, как, впрочем, и дру-

гих жил участка, насколько нам известно, не проводились. В ее пределах отрабатывались до глубины 90 м продольные и диагональные жилы — Александровская, Ураган, Идрис, Новотимофеевская и некоторые другие.

На северном хорошо обнаженном фланге зона представлена полосой интенсивно расланцованных пород пироксенит-габбрового комплекса и позднепалеозойских диоритов (рис. 4, А) мощностью до 30 м. Зона расланцевания резко выклинивается в северном направлении на контакте с толщей кремнистых сланцев предположительно силурийского возраста. Контакт осложнен северо-западным разломом. Среди расланцованных пород сформирована серия продольных эшелонированных рудоносных

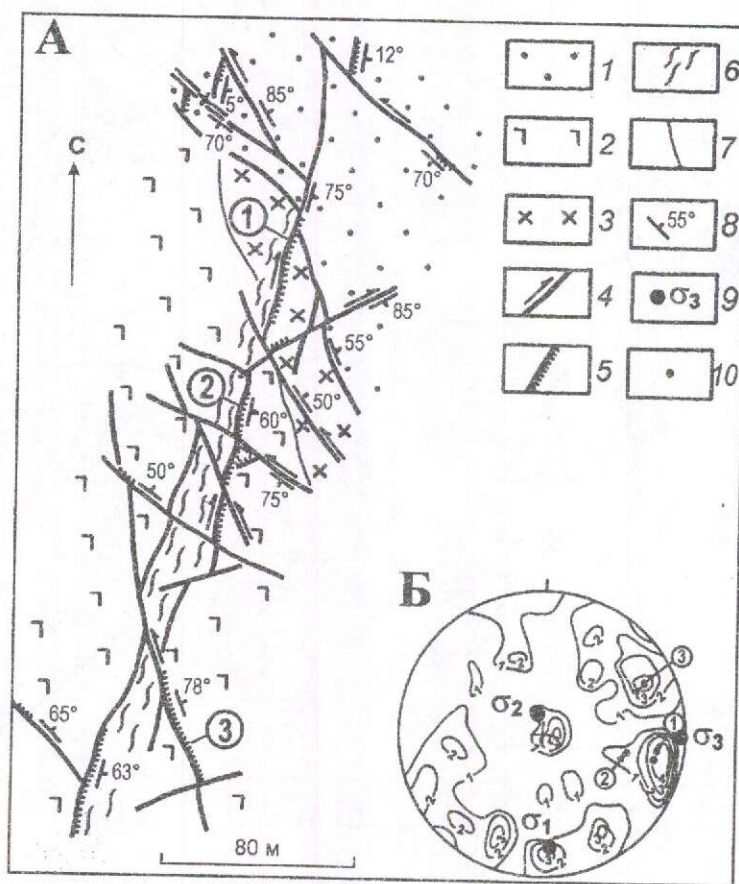


Рис. 4. Структурная схема северного фланга жильной зоны Идрис (А) и диаграмма плотностей полюсов золото-кварцевых жил (Б):

1 — кремнистые сланцы ($S?$); 2 — полосчатый габбро-пироксенитовый комплекс; 3 — диориты и габбро-диориты Балбукского комплекса (C_3-P_1); 4 — разрывные нарушения (стрелками показаны направления смещений крыльев); 5 — кварцевые жилы; 6 — зоны расланцевания; 7 — геологические границы; 8 — элементы залегания разрывов и кварцевых жил; на диаграмме (сетка Вульфа, верхняя полусфера, 65 замедров) — выходы: 9 — осей главных нормальных напряжений (σ_1 — максимальных, σ_2 — промежуточных, σ_3 — минимальных), 10 — полюсов крупных кварцевых жил (по данным греста «Башзолото»); кварцевые жилы: 1 — Новотимофеевская, 2 — Идрис, 3 — Радько-Рожнова

разломов с милонитовым материалом или с глиной трения, локальных зон смятия и зеркал скольжения, сопровождающихся складками волочения с крутыми шарнирами, а также оперяющими крутопадающими сколовыми нарушениями и трещинами северо-западного и северо-восточного простирания. Широко проявлены субгоризонтальные разрывы.

Оруденение в разломной зоне формировалось в условиях субширотного стресса (см. рис. 4, Б) и малоамплитудных взбросо-сдвиговых смещений по ней. В сохранившихся фрагментах наблюдаются следующие морфологические типы продольных жил: 1) четковидные с раздувами, вытянутыми по падению разрывов и приуроченными к изгибам с большим, чем рудовмещающий разлом в целом, азимутом простирания; 2) седловидные, локализованные в замках складок волочения; 3) сложной формы, образованные в узлах пересечения разрывов. Основные жилы сопровождаются сульфидно-кварцевым штокверком, выполняющим оперяющие трещины и мелкие разрывы.

Отдельные крупные жилы и зоны прожилков развиты в диагональных разломах северо-северо-западного и близширотного (восточно-северо-восточного) простирания, которые, по-видимому, заложились раньше основной рудоносной зоны и были ремобилизованы на рудной стадии как малоамплитудные левосторонние и правосторонние сдвиги и взбросо-сдвиги соответственно. Субмеридиональные разломы по морфологии близки к продольным рудолокализирующим разрывам. Близширотные нарушения в обнажениях представлены в основном полосами мелких сколов и зеркал скольжения. Эти разломы создают блоковое строение рудоносной зоны.

Из приведенных данных следует, что жильная зона Идрис контролируется системой сдвиговых нарушений упруго-пластического типа, пересекающих граничные взбросо-надвиговые регионального Агыро-Буйдинского разлома, по которому В.В.Бабкиным (1982) при геолого-съёмочных работах в северной части Учалинского района установлены смещения известняков серпуховского яруса. Рудная стадия характеризовалась режимом субширотного латерального сжатия.

Структуры рассмотренных месторождений относятся к полигенным и полихронным образованиям и сочетают в себе ранние взбросо-надвиговые разломы и поздние сдвиговые нарушения. Ведущим механизмом образования синрудных разрывных структур являлось горизонтальное сдвигание в обстановке латерального сжатия. Рудоносные парагенезисы сдвигового класса изучены нами на многих жи-

льных золото-кварцевых месторождениях и проявлениях в Учалинском рудном районе и в Худолазовской синклинали, где они пространственно ассоциируют с позднепалеозойскими комплексами малых интрузий [15]. Синрудные условия латерального сжатия и сдвиговые поля напряжений реконструированы на одном из крупнейших в мегасинклинории месторождения Муртыкты, золото-полиметаллические руды которого имеют абсолютный Rb-Sr-возраст 294 млн. лет [9]. Существенную роль в локализации золотого оруденения изученных формационных типов играют разномасштабные сдвиговые дуплексы растяжения. Судя по опубликованным материалам [1], золото-редкометалльная штокверковая минерализация, развитая в позднепалеозойских субщелочных дайках в восточном борту мегасинклинория, в Гумбейском рудном поле, также контролируется сдвиговыми полями напряжений. Сходство механизмов образования рудоносных структур позднепалеозойских месторождений золота, имеющих разную формационную принадлежность и расположенных в различных зонах мегасинклинория, по нашим данным, обусловлено общим геодинамическим режимом, существовавшим в Магнитогорском прогибе на заключительных фазах позднеколлизионной стадии его развития. Этот режим характеризовался региональными полями напряжений сдвигового типа и условиями латерального (раннего — северо-западного и позднего — субширотного) сжатия [15].

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белов С.В., Фролов А.А. Штокверковый тип вольфрамового оруденения в дайках Буранного месторождения // Геология рудных месторождений. 1984. № 2. С. 12—19.
2. Берзон Р.О., Бородаевский Н.И. Месторождение Золотая гора // Золоторудные месторождения СССР. М., 1984. Т. I. С. 187—195.
3. Бобохов А.С., Бобохова Р.Б., Мичурин С.В. Стадийность гидротермального процесса на золото-сульфидных месторождениях Муртыкты и Красная жила // Ежегодник ИГ УНЦ РАН. Уфа, 1995. С. 90—92.
4. Бородаевская М.Б. Некоторые вопросы геологии, петрогенезиса, металлогении малых интрузий поздних этапов развития тектоно-магматического цикла // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М., 1955. С. 107—121.
5. Бородаевская М.Б., Великова А.Г. Золоторудное месторождение Миндяк // Геология главных золоторудных месторождений Урала. М., 1952. С. 108—138.
6. Бородаевская М.Б., Рожков И.С. Месторождения золота // Рудные месторождения СССР. М., 1978. Т. 3. С. 5—76.
7. Бородаевский Н.И. Золотоносные альбититы рудника Малый Каран в Учалинском районе БАССР

- на Южном Урале. — М., 1938. (Тр. Нигризолото. Вып. 10).
8. *Бородаевский Н.И., Бородаевская М.Б.* Березовское рудное поле (геологическое строение) / Под ред. Д.С.Белянкина — М.: Металлургиздат, 1947.
 9. *Вулканогенная металлогения Южного Урала / И.Б.Серавкин, С.Е. Знаменский, А.М.Косарев и др.* — М.: Наука, 1994.
 10. *Гаррис М.А.* Этапы магматизма и метаморфизма в доюрской истории Урала и Приуралья. — М.: Наука, 1997.
 11. *Месторождения золота Урала / В.Н.Сазонов, В.Н.Огородников, В.А.Коротеев и др.* — Екатеринбург: УТГГА, 1999.
 12. *Николаев Н.П.* Методика статистического анализа трещин и реконструкции полей напряжений // Изв. вузов. Геология и разведка. 1977. № 12. С. 103—115.
 13. *Новожилов Ю.И.* Особенности структуры и локализации оруденения в лиственитизированных породах месторождения Благодатного на Южном Урале // Тр. ЦНИГРИ. 1964. Вып. 62. С. 3—18.
 14. *Салихов Д.Н., Бердников П.Г.* Магматизм и оруденение позднего палеозоя Магнитогорского мега-синклинория. — Уфа: БФАН СССР, 1985.
 15. *Серавкин И.Б., Знаменский С.Е., Косарев А.М.* Разрывная тектоника и рудоносность Башкирского Зауралья. — Уфа: Полиграфкомбинат, 2001.
 16. *Спиридонов Э.М., Плетнев П.А., Перельгина Е.В.* Геология и минералогия месторождения медистого золота Золотая гора (Карабашское), Средний Урал. — М.: МГУ, 1997.

УДК 553.44 (470.5)

© Е.С.Контарь, 2001

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ ОБРАЗОВАНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ И СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Е.С.Контарь (ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция»)

Рассмотрены палеотектонические типы колчеданосных и стратиформных свинцово-цинковых районов Урала, продуктивные ассоциации, состав руд и запасы месторождений, отражающие определенную консервативность металлогенических процессов в геологической истории Земли.

Месторождения колчеданных и стратиформных свинцово-цинковых руд, являющиеся важными в промышленном отношении объектами, формировались на протяжении длительных периодов развития Земли. Независимо от возраста эти месторождения, существенно отличающиеся друг от друга палеотектоническими обстановками образования, характером продуктивных ассоциаций и составом руд, имеют в то же время своеобразные типоморфные особенности.

Колчеданные месторождения. Выделенные В.И.Смирновым в самостоятельную генетическую группу эндогенных месторождений колчеданные месторождения независимо от их возраста обладают отчетливыми связями с вулканизмом ранних стадий развития эвгеосинклиналей.

Анализируя условия размещения колчеданных месторождений, М.Б.Бородаевская и Д.И.Горжевский показали, что при наличии главных типоморфных черт, свойственных всей группе, они различаются по геологическим условиям размещения и вещественному

составу руд [2, 3, 7]. Это обусловлено различными палеотектоническими особенностями колчеданосных провинций, отражающими многообразие форм и характера проявления эвгеосинклинального вулканизма и сопряженного с ним осадконакопления. Поэтому для целей регионального металлогенического анализа и прогнозирования проведена типизация колчеданосных провинций на палеотектонической основе. По составу вещественного выполнения эвгеосинклинальных структур выделены две группы колчеданосных провинций: вулканогенные; терригенные и терригенно-карбонатные. Каждой из провинций отвечают специфические рудно-формационные типы колчеданных месторождений. Провинции первой группы по вещественному составу продуктивных вулканогенных формаций разделены на базальтоидные (месторождения кипрского и уральского типов), андезитоидные (месторождения малокавказского типа) и липаритоидные (месторождения рудноалтайского и хандизинского типов). Провинции второй группы содержат колчеданные месторожде-

ния филизчайского, Маунт-Айза и атасуйского типов*. В обобщенном виде эти типы колчеданоносных провинций соответствуют офиолитовым (месторождения кипрского типа), первичным (месторождения уральского типа), вторичным (месторождения рудноалтайского или куроко типов), сланцевым или терригенным (месторождения филизчайского типа) геосинклиналям по классификации Г.А.Твалчрелидзе.

Несмотря на кажущуюся однородность, колчеданные месторождения Урала, как показало их многолетнее изучение, разнообразны. В этой провинции выделены колчеданоносные районы и месторождения всех известных рудно-формационных типов [2, 8, 10]. Они различаются по своей палеотектонической позиции, условиям формирования, вещественному составу руд, соотношениям основных компонентов, а также по их роли в запасах и прогнозных ресурсах (табл. 1).

Вулканические формации, обусловившие образование колчеданных руд, в палеозойской истории Урала возникали неоднократно, что определено автономным развитием раннегеосинклинальных палеовулканических поясов Урала [6]. Соответственно в регионе выявлено несколько стратиграфических уровней колчеданообразования (табл. 2). Ранне-среднеордовикское рудообразование проявлено в Присакмарской зоне Западно-Магнитогорского палеовулканического пояса и Талота-Пайпудынской зоне полярноуральской части Тагильско-Сакмарского палеовулканического пояса. Последний рассматривается в объеме Тагильско-Медногорской геосинклинали, выделенной М.Б.Бородаевской и А.И.Кривцовым [1]. В Присакмарской зоне мелкие колчеданные месторождения (Ишкининское, Ивановское, Дергамышское и др.) связываются с нижнепалеозойскими офиолитами и относятся к кипрскому типу. В Талота-Пайпудынской зоне расположены небольшое Нижне-Талотинское колчеданно-полиметаллическое месторождение и ряд проявлений, руды которых согласно залегают в терригенно-флишоидной толще, сложенной углерод- и гематитсодержащими

сланцами, песчаниками, алевролитами с линзообразными потоками толеитовых базальтов.

Все промышленные скопления колчеданных руд Урала сосредоточены на трех стратиграфических уровнях. Позднеордовикско-раннесилурийское колчеданообразование (шемурско-медногорский уровень) проявлено только в Тагильско-Сакмарском палеовулканическом поясе. Доля месторождений этого возрастного уровня в общеуральских запасах колчеданных руд оценивается в 13—14%. Месторождения верхнесилурийско-нижнедевонского (баймак-бурибаевского) уровня размещаются лишь в Западно-Магнитогорском палеовулканическом поясе и в них сосредоточено около 9—10% запасов колчеданных руд Урала.

Наиболее продуктивный уровень колчеданообразования на Урале — карамальташский (средний девон), в месторождениях которого сосредоточено 76—78% запасов. Объекты этого уровня размещены в Западно-, Восточно-Магнитогорском, Каменском палеовулканических поясах, а также в некоторых восточных вулканических зонах (Буруктаьско-Кундыбаевская, Айдырлинская).

Наиболее высокий — нижнекаменноугольный — уровень относится к Иргизскому палеовулканическому поясу, представляющему собой вторичную геосинклираль, сформированную на Мугоджарском срединном массиве.

В структурах Урала колчеданоносные уровни распределены неравномерно. В Западно-Магнитогорском палеовулканическом поясе проявлены три уровня — ниже-среднеордовикский, верхнесилурийско-нижнедевонский (баймак-бурибаевский) и среднедевонский (карамальташский); в Тагильско-Сакмарском поясе — два, ниже-среднеордовикский и верхнеордовикско-нижнесилурийский (шемурско-медногорский); в Восточно-Магнитогорском, Каменском поясах и в некоторых восточных вулканических зонах — один, среднедевонский (карамальташский), в Иргизском поясе — только нижнекаменноугольный.

Все эти уровни различаются не только объемами накопленных сульфидных масс, но и модальными параметрами месторождений. Проведенный автором статистический анализ распределения колчеданных месторождений Урала двух наиболее важных в промышленном отношении уровней — шемурско-медногорского и карамальташского — по запасам руды показал следующее (рисунок).

Модальные размеры месторождения уральского типа шемурско-медногорского уровня (56 объектов) составляют 3,4 млн. т руды. Если эти 56 объектов свести к 25 (за счет объединения всех мелких месторождений Среднего

*Принадлежность месторождений атасуйского типа к группе колчеданных неоднозначна и даже маловероятна вследствие специфики геотектонической обстановки, при которой образованы квазиэпиформенные мульды, наложенные на стабилизированные геосинклинальные структуры. С точки зрения автора, эти объекты относятся к группе стратиформных свинцово-цинковых месторождений в терригенно-карбонатных отложениях.

1. Палеотектонические типы колчеданосных районов Урала

Типы районов	Кипрский	Уральский	Рудноалтайский (куроко)	Филизчайский
Палеотектоническая позиция	Внутриконтинентальные и окраинно-континентальные рифтовые зоны	Первичногеосинклинальные палеовулканические пояса и зоны	Вторичногеосинклинальные палеовулканические пояса и зоны	Флишевые прогибы во фронтальных и фланговых частях палеовулканических поясов
Продуктивные формации вулканогенных (вулканогенно-осадочных) пород	Базальтовая (входящая в состав офиолитовой ассоциации)	Базальт-риолитовая, базальт-андезит-дацит-риолитовая	Базальт-риолитовая, базальт-андезит-дацит-риолитовая	Терригенно-флишеидная (терригенно-вулканомиктовая)
Преобладающий состав руд	Медные, серно-медные	Медные, медно-цинковые, цинковые	Медно-свинцово-цинковые, золото-барит-полиметаллические	Цинковые, барит-свинцово-цинковые
Средние содержания Cu, Zn, Pb (%), Au, Ag (г/т)	Cu 1,06, Zn 0,28, (Co 0,04, Ni 0,1-0,4, присутствует Pt до 1-2 г/т), Au 1,3, Ag 11,3	Cu 1,6, Zn 1,45, Pb 0,07, Au 1,2, Ag 16,7	Cu 1,55, Zn 2,36, Pb 0,6, Au 2,26, Ag 30,2	Cu 0,05, Zn 3,7-5,6, Pb 0,31-1,63, Au 0,1-0,5, Ag 16-28
Соотношение содержаний Cu, Zn, Pb, Au и Ag	Zn:Cu=0,26, Ag:Au=11,3	Zn:Cu=0,9, Pb:Cu=0,04, Ag:Au=14	Zn:Cu=1,5, Pb:Cu=0,4, Ag:Au=13,4	Zn:Cu=13-75, Pb:Cu=4,6, Ag:Au=56-160
Доля (%) в общих запасах Cu+Zn+Pb	0,5	93	4,7	1,8
Доля (%) в прогнозных ресурсах Cu+Zn+Pb	1,4	86,5	6,1	6
Рудные районы, месторождения и рудопроявления	Ишкининское, Ивановское, Дергамышское, Медногорское, Колюшинское, Арамилское, Пышминско-Ключевское	Гайское, Подольское, Сибайское, Учалинское, Ново-Учалинское, Верхнеуральский, Дегтярское, Карабашский, Сафьяновское, Среднеорско-Домбаровский, Блявинское, Комсомольское	Баймакский, Павдинский, Ащебутакский, Джусинский, Александринский, Колпаковское, Северо- и Южно-Кузнецихинское, Валенторское	Амурское, Нижне-Талотинское, Ново-Оренбургское, Халатальбей, Усваты

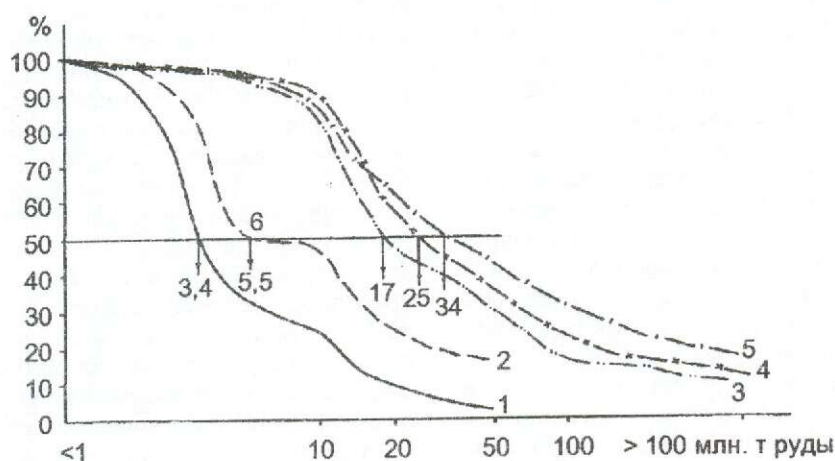
Урала — Левихинское, Красноуральское, Кабанское, Ломовское рудные поля и т.д.), то параметры модального месторождения составят 5,5 млн. т руды. Модальный среднедевонский объект содержит 17 млн. т руды, среднедевонский объект уральского типа — 25 млн. т руды, а среднедевонский объект уральского типа Западно-Магнитогорского палеовулканического пояса — 34 млн. т руды. Эти данные свидетельствуют о необходимости достоверного определения возраста колчеданосных формаций при региональных геолого-съёмочных работах. Их также следует учитывать при оценках про-

гнозных ресурсов колчеданных руд различных возрастных уровней.

Месторождения кипрского типа залегают, как правило, в области контактов серпентинизированных ультрамафитов и вмещающих их толеитовых афировых базальтов и углесто-кремнистых сланцев. Рудные тела располагаются согласно с вмещающими породами и их контактами, отходя от них на небольшие расстояния. Они сопровождаются хлоритовыми, тальк-хлоритовыми или тальк-хлорит-карбонатными метасоматитами. Некоторые месторождения этого типа (Пышмин-

2. Распределение колчеданных месторождений Урала по рудно-формационным типам и возрасту

Возраст (уровень)	Типы			
	Кипрский	Уральский	Рудноалтайский (куроко)	Филизчайский
C ₁			Каракум, Кналыкколь, Килемжайган I	
D ₂ (карамалы- ташский)		Гайское, Подольское, Учалинское, Ново-Уча- линское, Узельгинское, Молодежное, им. XIX партсъезда, Лиманное, Детгирское, Карабаш- ская группа, Весенне- Аралчинское, Осеннее, Летнее и др.	Александринское, Джусинское, Барсу- чий Лог, Западно- Ащевутакское, Иссиргужинское, Саба- новское и др.	Амурское
S ₂ —D ₁ (бай- мак-бурибаев- ский)		Юбилейное, Бурибаев- ское, Зюзельское, Кала- тинская группа	Баймакская и Красно- борско-Горельская группы, Мелентьев- ское	
O ₃ —S ₁ (шемур- ско-медногор- ский)		Шемурское, Ново-Ше- мурское, Тарньерское, Левихинская и Красно- уральская группы, им. III Интернационала, Блявинское, Комсомоль- ское, Яман-Касы и др.	Валенторское, Севе- ро-Калугинское, Пав- динская группа	
O ₁₋₂	Ишкининское, Ива- новское, Дергамыш- ское, Пышминско- Ключевское, Арами- льское и др.			Нижне-Талотинское



Распределение колчеданных месторождений Урала по запасам руды:

месторождения: 1 — ордовик-раннесилурийские уральского типа (56 месторождений); 2 — то же (сведенные к 25 объектам); 3 — среднедевонские (49 месторождений); 4 — среднедевонские уральского типа Западно-Магнитогорского палеовулканического пояса (25 месторождений); 5 — среднедевонские уральского типа Западно-Магнитогорского палеовулканического пояса (25 месторождений); 6 — модальное значение

ско-Ключеское, Медногорское, Колочинское) характеризуются высокой степенью пострудной преобразованности, вплоть до тектонической передислоцированности рудных тел.

Месторождения уральского и рудноалтайского (куроко) типов, в которых заключены основные промышленные скопления колчеданных руд Урала, залегают в дифференцированных (базальт-риолитовых или базальт-андезит-дацит-риолитовых) формациях. Последние занимают определенное место в формационном ряду геосинклинальных вулканитов, а именно между базальтовой (кремнисто-базальтовой) формацией офиолитовой ассоциации и порфирировой базальт-андезитобазальтовой. В ряде работ М.Б.Бородаевской [2, 15 и др.] показано, что в дифференцированных формациях колчеданные залежи располагаются на разных уровнях их разреза. Роль таких локальных рудоносных уровней играют преимущественно прикровельные и приподошвенные части экстрезивных тел кислого и умеренно кислого состава, реже их средние части. Эти рудоносные уровни маркируются, как правило, горизонтами вулканогенно-осадочных пород, являющимися латеральными фациями рудных тел, что свидетельствует о рудоотложении в периоды затухания активной вулканической деятельности. При многоэтажном расположении рудных залежей обычно четко обособляются три уровня, два из которых содержат большую часть запасов месторождения или рудного района. Так, в Тарньерско-Шемурском рудном районе на среднем и верхнем уровнях сосредоточено 84,5% запасов руды, 83% Cu, 99% Zn. В Левихинском рудном поле на нижнем и верхнем уровнях локализовано 87% запасов руды, 86% Cu, 89% Zn. В Тагило-Красноуральском рудном районе наиболее значимыми являются средний и верхний уровни, содержащие 97% запасов руды, 98% Cu и все запасы Zn и Pb. В Верхнеуральском рудном районе наиболее выражены нижний и верхний уровни, сосредоточившие 78,6% запасов руды, по 76,8% Cu и Pb и 73,5% Zn [8]. Размещение рудоносных уровней в различных частях разреза продуктивных формаций предопределяет необходимость изучения их на всю мощность, выявление и локализацию этих уровней и дальнейшее ведение поисков в их пределах.

Колчеданные месторождения — одни из наиболее ранних в тектономагматическом процессе. Раньше них образованы лишь скопления хромитов альпинотипных ультрамафитов офиолитовых ассоциаций. В ходе дальнейшего геологического развития они вовлекались в более поздние преобразования. По степени преобразования выделены две группы колчеданноносных районов — с изометричными сла-

бо деформированными и с линейными интенсивно деформированными рудоконтролирующими синвулканическими структурами.

Слабо деформированные колчеданноносные районы расположены в изначально расширенных частях палеовулканических поясов и зон, где вулканизм происходил на больших пространствах. Районы этой группы приурочены к северной (Валенторский, Тарньерско-Шемурский, Саум-Яхтельинский) и южной (Сакмарской) частям Тагильско-Сакмарского палеовулканического пояса, к средней и южной частям Западно-Магнитогорского пояса (Сибайский, Подольский, Гайский, Юбилейный, Верхнеуральский), а также к ряду блоков Восточно-Магнитогорского пояса (Домбаровский, Ащebutакский, частично Среднеорский). Пострудные деформации в этих районах не привели к существенным искажениям первичных вулканических форм, оказавших непосредственное влияние на размещение рудных залежей. Рудовмещающими в этих районах являются вулканотектонические депрессии, образованные в период продуктивного вулканизма, заложенные на базальтовом основании, а также мелкие телескопированные депрессии высоких порядков, на склонах и вершинах экстрезивных куполов и в межкупольных понижениях. Для месторождений этой группы характерны пологие или субгоризонтальные залежи, в большинстве случаев единичные или состоящие из небольшого количества рудных тел при ведущем значении главных, в которых сосредоточены основные запасы. Так, на Гайском месторождении 98% запасов сосредоточено в восьми рудных телах из выявленных 49; 94% запасов Узельгинского месторождения связано с тремя рудными телами из 65; 98% запасов Подольского месторождения заключено в основном рудном теле из пяти разведанных; 94% запасов Сибайского месторождения находится в Новосибирской залежи, почти все запасы Александринского месторождения — в одном рудном теле из 23 известных; 95% балансовых запасов Сафьяновского месторождения представлено в основном рудном теле из 10 выявленных; из единичных, в принципе, залежей состоят Шемурское, Ново-Шемурское, Западно-Озерное, Озерное и другие месторождения. Гипогенная зональность рудных тел ориентирована по нормали к их мощности; хорошо проявлены рудоподводящие каналы, маркированные кварц-серицитовыми метасоматитами с зонами прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, ориентированными, как правило, субперпендикулярно рудным телам.

Колчеданноносные районы с линейными интенсивно деформированными рудовмещаю-

щими формами расположены в изначально наиболее узких частях палеовулканических поясов (зон), находящихся между сближенными кратонизированными выступами допалеозойского субстрата. Последующие деформации еще больше усилили и подчеркнули их линейность. Рудные районы этого типа размещены в средней и южной частях Тагильского сегмента Тагильско-Сакмарского пояса (Левихинско-Карпушихинский, Тагило-Красноуральский), северной части Западно-Магнитогорского пояса (Дегтярский, Карабашский, Учалинский) и в отдельных структурах Восточно-Магнитогорского (Джусинский) и Каменского (Султановское, Касаргинское) поясов. Рудоносные синвулканические формы представлены здесь как узкими троговидными структурами, вмещающими одиночные протяженные лентовидные залежи (Дегтярское месторождение), иногда осложненными мощными раздувами (Учалинское месторождение), так и мелкими линейно-цепочечно расположенными палеодепрессиями, образованными в результате мелкоареального вулканизма, что обусловило накопление большого количества мелких рудных тел. Так, в месторождениях Левихинско-Карпушихинской группы известно около 800 рудных тел; многие их десятки образуют месторождения Красноуральского рудного поля, им. III Интернационала, Карабашской группы и др. В районах этого типа рудовмещающие породы и руды имеют крутое, до вертикального, или даже запрокинутое залегание (месторождения Тагило-Красноуральского района, Дегтярское, Лиманное и др.). В современных структурах непосредственно рудовмещающими являются расланцованные кварц-серицитовые породы и сланцы, обычно залегающие согласно с напластованием вмещающих пород. Рудоподводящие каналы в месторождениях деформированных районов затушеваны наложенным пострудным метаморфизмом. Кроме того, они представлены серицитолитовыми метасоматитами, ориентированными по нормали к круто наклоненным рудным телам, и следовательно, имеющими в современном виде пологое залегание (месторождение Левиха).

Различия структурно-морфологических особенностей рудоконтролирующих структур следует учитывать при выработке методических подходов к поисковым работам в районах разных типов.

В ряде рудных районов месторождения вовлечены в надвиговые дислокации, где они перекрыты пластинами ультрамафитов (Сафьяновское, Султановское месторождения — Каменский пояс; вероятно, Светлинское место-

рождение — Буруктаьско-Кундыбаевская зона). При контактово-термальном воздействии более поздних гранитоидов (Тарньерское месторождение — Северный Урал, Тагильский сегмент Тагильско-Сакмарского пояса; месторождения Весенне-Аралчинское, им. 50-летия Октября, Авангард — Южный Урал и Мугоджары, Восточно-Магнитогорский пояс) происходит перекристаллизация руд, а околорудные кварц-серицитовые метасоматиты преобразованы в антофиллит-биотит-кордиеритовые роговиковоподобные породы [15].

Объекты филизчайского типа приурочены к терригенно-флишоидным (терригенно-вулканомиктовым) толщам, сложенным песчаниками, углеродисто-глинистыми, карбонатно-углеродисто-глинистыми сланцами. Рудные тела залегают согласно с вмещающими породами и претерпевают одинаковые с ними пострудные преобразования. Оруденение всегда связано с тонким флишем и не встречается в грубом.

Перспективы обнаружения новых колчеданных месторождений на Урале продолжают оставаться высокими. Об этом свидетельствуют относительно недавние открытия новых (в том числе средних и крупных) месторождений как залегающих вблизи поверхности (Сафьяновское, Западно-Озерное), так и находящихся на глубинах 200—600 м (Зимнее, Ново-Учалинское). Значительные перспективы связаны со слабо изученными территориями Северного, Приполярного Урала и Мугоджар, а также с некоторыми восточными зонами Среднего Урала, в частности к югу от рудного поля Сафьяновского месторождения. Имеются благоприятные предпосылки для выявления новых месторождений и в ряде районов Южного Урала.

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения. Среди известных рудно-формационных и геолого-промышленных типов полиметаллических месторождений стратиформные наиболее значительны. Вопросам их палеотектонической типизации для целей регионального металлогенического анализа посвящены многочисленные работы Д.И. Горжевского [4, 5 и др.]. Среди наиболее продуктивных геологических структур со стратиформными свинцово-цинковыми рудами выделены активизированные чехлы древних платформ, а также срединных массивов и молодой платформы.

Первая из этих групп геологических структур представлена Центрально-Уральским поднятием (включая Башкирский мегантиклинорий), относящимся к восточной окраине Восточно-Европейской платформы. Здесь стратиформные свинцово-цинковые (±барит, флюорит) месторождения расположены в широком возрастном диапазоне — от ран-

3. Палеотектонические типы стратиформных свинцово-цинковых месторождений Урала

Палеотектоническая обстановка	Активизированный чехол древней платформы	Активизированный чехол срединных массивов и молодой платформы	Мульды, наложенные на стабилизированный геосинклинальный субстрат
Литолого-фациальный состав и возраст рудовмещающих толщ	Верхние части крупных седиментационных ритмов, представленные терригенно-карбостромовыми и терригенно-карбонатными формациями (известняки, доломитизированные известняки, доломиты), R—S	Известняки, мраморизованные известняки, мраморы R, C	Известняки и доломиты, входящие в состав терригенно-карбонатно-трахибазальт-трахитовой формации туринской свиты, S ₂ —D ₁
Синхронный магматизм	Трахибазальты R ₁ , граниты-рапакиви, расслоенные габбро-гранитные интрузии R ₂ , трахиты O ₂₋₃	Не известен	Трахибазальт-трахит-габбро-сиенитовая ассоциация, S ₂ —D ₁
Состав руд и соотношение в них Pb и Zn	Согласные и согласно секущие пластовые, гнездовые вкрапленные и сплошные свинцово-цинковые (±барит); Pb:Zn=(1:2)—(12:1)	Пластообразные, вкрапленные, гнездовые свинцово-цинковые; Pb:Zn=(1:1,3)—(1:7), до существенно свинцовых	Пласто- и линзовидные железо-марганец-барит-свинцово-цинковые; Pb:Zn=(1:1)—(1:1,5)
Месторождения и рудопроявления	Кужинское, Верхне-Аршинское, Амдерма, Саурейское, Илычская и Вайгачская группы, Кожимское, Бойцовское	Андреевское, Каменно-Павловское, Крестовоздвиженское, Гаврило-Архангельское, Ермаковское, Николаевское	Сапальское, Липовское, Казанское
Районы с типовыми обстановками размещения свинцово-цинковых месторождений и их характеристика	Районы Северо-Американской платформы (месторождения типа долины Миссисипи) — внутренняя часть платформы, пологие залегания, слабая деформированность, сопряженность с нефтегазонасыщенными бассейнами	Районы Верхней Силезии, Алжира, хребет Кугитанг (Туркмения) — песчаноглинистые и эвапоритовые породы над рудовмещающими толщами, отсутствие синхронного магматизма, сопряженность с нефтегазонасыщенными бассейнами	Атасуйский район Центрального Казахстана — слабая деформированность, синхронный магматизм редуцирован
Отличия от типовых обстановок	Краевая часть платформы, интенсивная деформированность, синхронный магматизм	Отсутствие эвапоритов, интенсивная перекристаллизация рудовмещающих пород	Интенсивный синхронный магматизм, скарнообразование, деформированность, обильное железнакопление

него рифея до раннего карбона включительно. Большинство месторождений и проявлений свинцово-цинковых руд локализовано в известково-доломитовых толщах, реже в филлитовидных углеродистых сланцах. В раннерифейских отложениях расположены месторождения Медведевской группы, рудопроявления Куващинское I и II, Южно-Злоказовское, Бакальские. Среднерифейские толщи вмещают Кужинское и Верхне-Аршинское месторожде-

ния, Злоказовское, Имойвинское и ряд других рудопроявлений. Наиболее значительным объектом верхнерифейского уровня является месторождение Амдерма. В терригенно-карбонатных отложениях среднего — позднего ордовика локализованы Саурейское месторождение, рудопроявления Орангское, Хадатинское на Полярном Урале, Кожимское и Качамыльское рудопроявления на Приполярном Урале, Бойцовское рудопроявление на Среднем Урале, а

также некоторые объекты на о-ве Вайгач. К нижнесилурийским (лландоверийским) известняково-доломитовым толщам приурочены месторождения и рудопроявления Ильичской группы и месторождения о-ва Вайгач. Свинцово-цинковые проявления известны также в отложениях венда, позднего силура — раннего девона, позднего девона и раннего карбона. На всех допалеозойских и палеозойских объектах распространены руды двух морфологических типов. Один из них представлен вкрапленной, струйчато-вкрапленной, линзовидно-вкрапленной минерализацией, согласной со слоистостью вмещающих отложений и низкими, как правило, содержаниями свинца и цинка, не превышающими первых процентов. К другому морфологическому типу относятся регенерированные руды, приуроченные к тектоническим зонам, осложняющим согласные залежи. В этих зонах формируются, по существу, рудные столбы, в которых содержания свинца и цинка резко возрастают, достигая на ряде объектов соответственно 4—11 и 6—17%. Такая многоуровневая позиция проявлений свинцово-цинкового оруденения на окраине Восточно-Европейской платформы в значительной мере сходна, как показано в ряде работ Д.И.Горжевского, с размещением месторождений в чехле Северо-Американской платформы.

В последние годы Д.И.Горжевским с коллегами [12—14] активно разрабатывалась концепция о парагенетической сопряженности стратиформных месторождений ряда черных и цветных металлов с нефтегазоносными и солеродными отложениями. Основные положения концепции применительно к восточной окраине Восточно-Европейской платформы нашли подтверждение при анализе условий размещения стратиформных свинцово-цинковых руд, медистых песчаников, а также марганцевых месторождений [8—11].

Геологические структуры второй группы прослежены на восточном склоне Урала. В рифейском карбонатном чехле Челябинско-Сундукского срединного массива расположены стратиформные месторождения и рудопроявления Андрее-Юльевской группы (Крестовоздвиженское, Каменно-Павловское, Гаврило-Архангельское и др.), изучавшиеся С.С.Смирновым (1921), П.Н.Лебедевым (1955). Проявления свинцово-цинковых руд (Ермаковское, Николаевское и др.) известны также в висте-серпуховских карбонатных отложениях стабилизированного Каменского палеовулканического пояса. Условия локализации, состав и морфологические особенности руд этих объектов принципиально идентичны месторожде-

ниям окраины Восточно-Европейской платформы.

Помимо охарактеризованных, на Урале известны также стратиформные свинцово-цинковые месторождения, сопоставимые с объектами атасуйского типа [8, 10]. Они находятся в Тагило-Кушвинском районе на Среднем Урале и приурочены к карбонатным и терригенно-карбонатным отложениям, входящим в состав терригенно-карбонатно-трахибазальт-трахитовой формации позднего силура — раннего девона. Эта формация слагает деформированные мульды, наложенные на стабилизированный геосинклинальный субстрат, и отражает платформенный этап развития Тагильско-Сакмарского палеовулканического пояса. К этим объектам относятся мелкие месторождения (Сапальское, Липовское, Казанское) железо-марганец-свинцово-цинковых (с баритом) руд (Fe до 20%, Mn до 35%, Pb до 3%, Zn до 3%, Ba до 6%).

Обобщенная характеристика стратиформных свинцово-цинковых месторождений Урала дана в табл. 3.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И. О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития // Докл. АН СССР. 1974. Т. 217. № 1. С. 161—164.
2. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. — М.: Недра, 1977.
3. Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Ширай Е.П. Соотношения рудоформирующих процессов в колчеданосных провинциях различных типов // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. Доорогенная металлогения эвгеосинклиналей. М., 1978. С. 80—89.
4. Горжевский Д.И. Промышленно-генетические типы свинцово-цинковых месторождений // Геологические методы поисков и разведки месторождений металлических полезных ископаемых. М., 1981.
5. Горжевский Д.И., Макеева И.Т. Стратиформные месторождения цветных металлов (Условия локализации и происхождение стратиформных месторождений свинца, цинка и меди) // ИНТ. Сер. Рудные месторождения. М., 1982. Т. 12.
6. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале / М.Б.Бородаевская, А.И.Кривцов, Е.П.Ширай и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1969. № 10. С. 109—118.
7. Колчеданные месторождения мира / М.Б.Бородаевская, Д.И.Горжевский, А.И.Кривцов и др. — М.: Недра, 1979.
8. Контарь Е.С., Либарова Л.Е. Металлогения меди, цинка, свинца на Урале. — Екатеринбург: Уралгеолком, 1997.
9. Контарь Е.С. Минерагенная чехла восточной окраины Восточно-Европейской платформы // Руды и металлы. 1999. № 2. С. 5—12.

10. Контарь Е.С. Условия размещения и история формирования месторождений меди, цинка, свинца на Урале (Объяснительная записка к Карте размещения месторождений меди, цинка, свинца на Урале масштаба 1:1 000 000). — Екатеринбург: ДПР по Уральскому региону, 2001.
11. Марганцевые месторождения Урала / Е.С.Контарь, К.П.Савельева, А.В.Сурганов и др. — Екатеринбург: КПР по Свердловской области, 1999.
12. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов / Под ред. Д.И.Горжевского и Д.И.Павлова. — М.: Недра, 1990.
13. Связь стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах с нефтепродуцирующими и галогенными толщами / Д.И.Павлов, Д.И.Горжевский, Л.Г.Богашова и др. // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1988. № 8. С. 93—106.
14. Сопряженность рудо- и нефтеобразующих систем в осадочных бассейнах и прогноз рудных месторождений / Д.И.Павлов, Д.И.Горжевский, Г.А.Голева и др. // Геология рудных месторождений. 1991. № 5. С. 39—45.
15. Типы рудных районов колчеданосных провинций Южного Урала и Западного Казахстана / Под ред. М.Б.Бородаевской. — М.: ЦНИГРИ, 1973. Вып. 105.

УДК [553.43+553.41] (571.15)

© Н.Г.Кудрявцева, 2001

РЯДЫ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОДИНАМИЧЕСКИХ ОБСТАНОВКАХ ЮГО-ЗАПАДНОГО АЛТАЯ

Н.Г.Кудрявцева (ЦНИГРИ МПР России)

Геологические и рудные формации складчатой системы Юго-Западного Алтая сформированы в три этапа: рифтогенный, островодужный и коллизионный. В рифтогенный этап (D_1 — D_{3f}) образованы две разновозрастные базальт-риолитовые формации с сопутствующими колчеданно-полиметаллическими месторождениями. В островодужный (D_{3ft} — C_1) и коллизионный (C_2 — P) этапы андезит-базальтовые формации сопровождаются золото-серебро-полиметаллическим оруденением, а гранитоидные — золото-порфировым, золото-кварцевым и редкометальным.

Многочисленные научные труды Д.И.Горжевского по геологии, тектонике и металлогении Рудного Алтая, а также публикации сотрудников ЦНИГРИ, МГРИ, работавших под его руководством, последовательно подводили к новому пониманию обстановок формирования колчеданно-полиметаллических месторождений. Предлагаемое исследование было начато по инициативе Давида Иосифовича. На протяжении всего периода исследования автор пользовался доброжелательными советами и старался учесть критические замечания Д.И.Горжевского.

Складчатая система Юго-Западного Алтая входит в состав Зайсанской герцинской складчатой области и расположена между каледонскими Алтае-Саянской областью на востоке и Чингиз-Тарбогатайской — на западе. По особенностям тектонического строения, истории развития и металлогении Зайсанская складчатая область подразделяется на две части [3, 4, 10]: краевая северо-восточная часть относится

к складчатой системе Юго-Западного Алтая, внутренняя и краевая юго-западная части — к Иртыш-Зайсанской. Граница между этими системами проводится по зоне Иртышского глубинного разлома.

Западная краевая система Зайсанской складчатой области представляет собой активную континентальную окраину одноименного гипотетического океана. С позднего турне по серпуховское время на коре переходного и океанического типов сформировалась островодужная система (Сарсазанская и Жарма-Саурейская структурно-формационные зоны) с сопровождающими ее морскими междууговыми и задуговыми бассейнами. Островодужный этап завершился внедрением гранитоидов, с которыми ассоциирует медно-порфировое оруденение. Осевой структурой Зайсанской области является Чарская зона, в пределах которой развит офиолитовый комплекс, сопоставляемый с корой океанического типа. Восточнее этой зоны распространены глубоковод-

ные морские и карбонатно-терригенные отложения, которые в Западно-Калбинской зоне отвечают флишовой формации, а в Калба-Нарымской — аспидной. По мнению ряда исследователей [13, 14], аспидная формация Калба-Нарымской зоны сформировалась в осевой части и вдоль внешнего приконтинентального склона глубоководного желоба. К ниже-среднекаменноугольным черносланцевым формациям Чарской и Западно-Калбинской зон приурочены месторождения золото-углеродистого семейства. В Калба-Нарымской зоне с пермскими гранитоидами связаны редкометальные месторождения с оловом, вольфрамом, танталом, ниобием.

Примыкающая с запада к Рудноалтайской структурно-формационной зоне Иртышская сложена карбонатно-терригенными отложениями силура — позднего девона и более древними метаморфическими породами, с которыми ассоциируют протрузивные тела серпентинитов и метабазитов. В среднепалеозойских флишовой формациях Иртышской зоны развито медно-пирротинное оруденение, относящееся к колчеданно-полиметаллической формации в углеродисто-терригенных толщах. Консолидация Иртышской зоны произошла в конце девона, и с этого времени она развивалась в составе восточной краевой системы.

Восточная краевая система (или складчатая система Юго-Западного Алтая) относится (по Д.И. Горжевскому) к типу вторичных эвгеосинклиналей или риолитоидной геосинклинали [12], заложенных на древних срединных массивах. В ее рамках Е.И. Филатов и Е.П. Ширай [14, 15] выделяют систему девонских островных дуг, раннеостроводужную стадию развития которых фиксирует базальт-риолитовая формация (D_2-D_3), зрелую — фаменская андезит-дацитовая. Основная формация, вмещающая колчеданно-полиметаллические месторождения, — базальт-риолитовая (базальт-риолитовая кремнисто-терригенная), которая по соотношению щелочей делится на три субформации: натриевую с $K_2O/Na_2O < 1$, промежуточную — калиево-натриевую с $K_2O/Na_2O = 1-2$ и калиевую с $K_2O/Na_2O > 2$. При этом в зависимости от изменения петрохимической специализации рудоносной формации закономерно изменяется состав руд полиметаллических месторождений от медно-цинково-колчеданных до свинцово-цинково-колчеданных [11].

В составе рассматриваемой складчатой системы выделяются Рудноалтайская, Южно-Алтайская (или Белообинско-Маймырская), Холзунско-Сарымсактинская, Коргон-

ская (на востоке) и Иртышская (на западе) структурно-формационные зоны (рис. 1).

Система Юго-Западного Алтая развивалась на пассивной окраине Алтае-Саянского палеоконтинента [6], структурно-формационные комплексы которого представлены кремнисто-терригенными и карбонатно-терригенными шельфовыми формациями венд-раннепалеозойского — силурийского возраста, пронизанными позднекаледонскими (досреднедевонскими) гранитоидами, т.е. территория Рудноалтайской провинции уже в начале девона сформировалась на коре континентального типа [4]. В конце раннего — начале среднего девона в связи с расширением Зайсанской геосинклинальной области древнее поднятие подверглось процессам тектонической деструкции и геосинклинальной переработки. В позднеэмское — эйфельское время весь блок земной коры переходного и континентального типов между Иртышским и Локтево-Караиртышским глубинными разломами характеризовался преобладанием обстановки тектонического растяжения и был охвачен дифференцированным погружением. Анализ развития структур, а также латерально-вертикальных рядов геологических формаций позволил выделить два основных этапа формирования складчатой системы Юго-Западного Алтая, отвечающих различным геодинамическим режимам ее развития [9]. Первый этап охватывает промежуток времени от раннего девона до франского века и обусловлен процессами континентального рифтогенеза, второй — от фаменского века до раннего карбона (серпуховский ярус) и соответствует островодужным обстановкам. При этом латеральный ряд последовательно образующихся структур первого этапа развивается с востока на запад, а второго — с запада на восток.

Параллельно с нашими исследованиями казахстанские геологи опубликовали книгу «Геология и металлогения Юго-Западного Алтая» [2], в которой сделан аналогичный вывод о формировании рифтогенных структур и связанного с ними колчеданно-полиметаллического оруденения в дофаменское время.

Рифтогенный этап. Начинается с формирования Коргонского и Холзунско-Сарымсактинского прогибов, соответствующих одноименным структурно-формационным зонам (рис. 2, А). Заложение первого отмечается с раннего девона, второго — с эмского времени. Прогибы завершают свое развитие практически одновременно в раннем живете и характеризуются значительной мощностью (5000—7500 м) выполняющих их осадочно-вулканогенных толщ [1]. В основании раз-

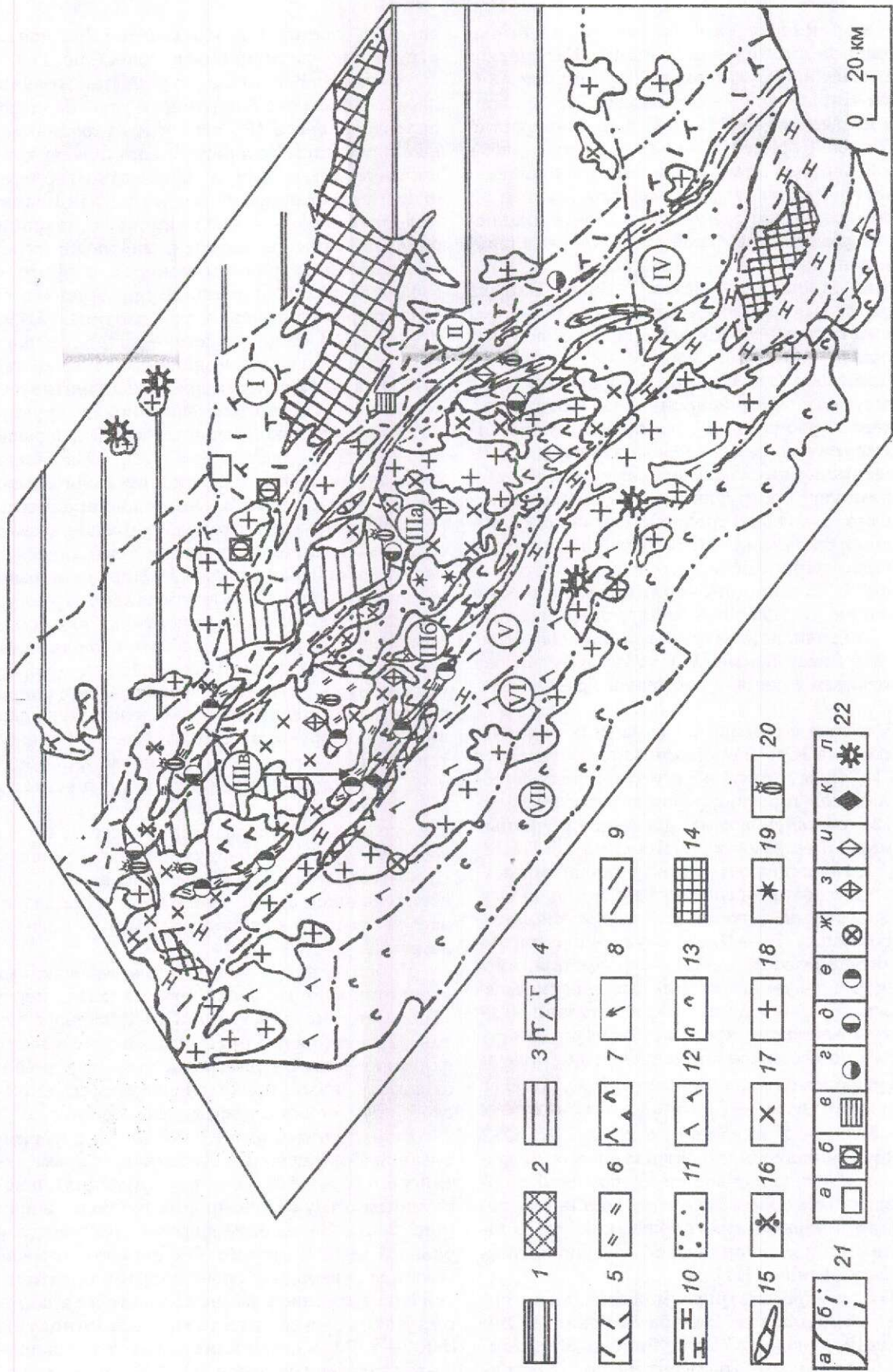


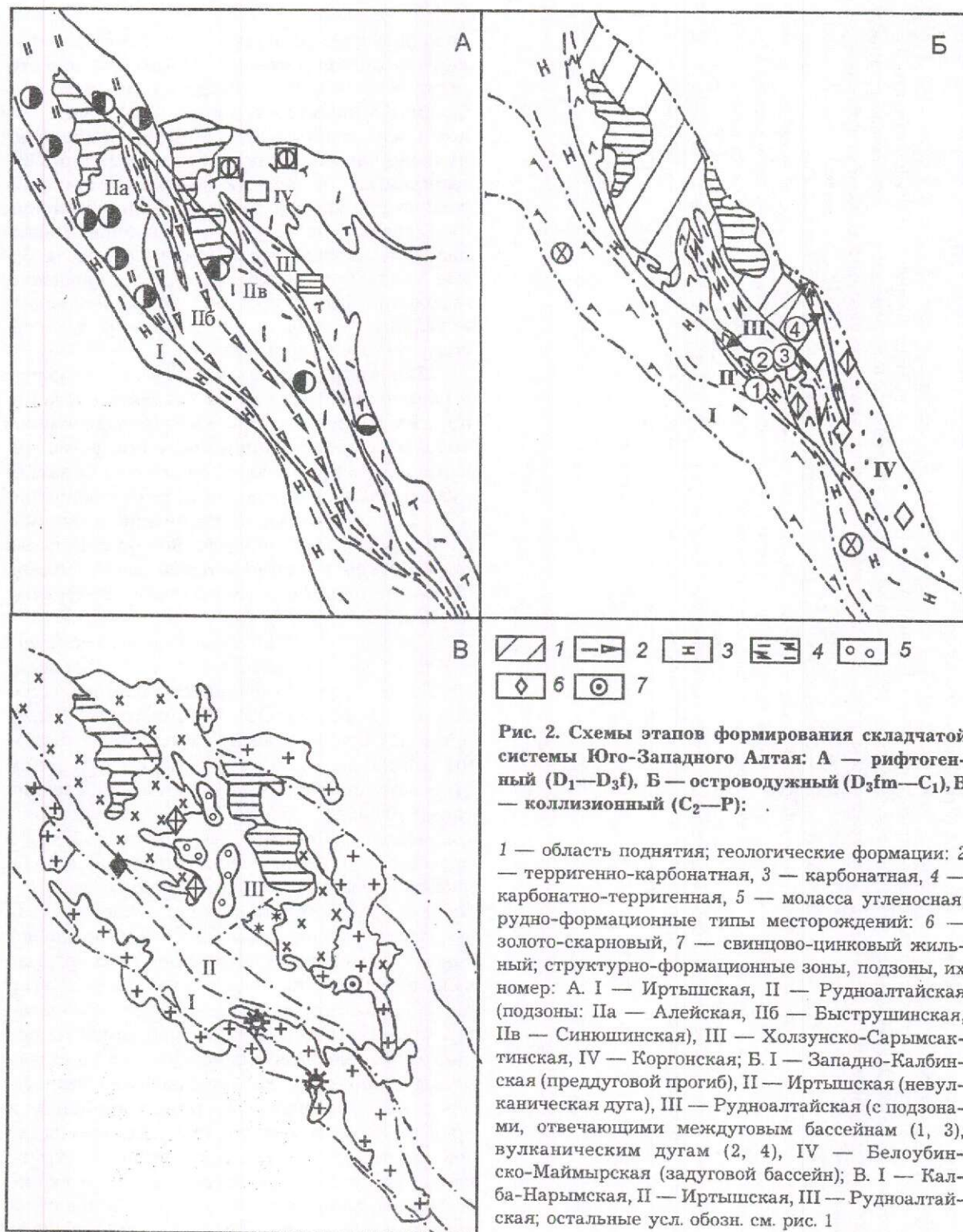
Рис. 1. Структурно-формационная схема складчатой системы Юго-Западного Алтая.

1 — нерасчлененные осадочные и гранитоидные формации комплекса основания Горного Алтая (PZ—PR); 2 — выходы докембрийского фундамента; 3 — нерасчлененные осадочные и гранитоидные формации комплекса основания Рудного Алтая (PZ₁); геологические формации: 4 — известково-кремнисто-терригенная трахидацит-трахириолитовая (D₁—D₂), 5 — кремнисто-карбонатно-терригенная базальтосодержащая риолитовая (калиевая) (D_{2e1}-gv₁), 6 — кремнисто-терригенная базальт-риолитовая (нагривая и калиево-нагривая) (D₂gv₂—D₃f), 7 — андезит-дацитовая (D₃fm), 8 — андезит-базальтовая (C₁v₂-s), 9 — аспидная (D₂—D₃), 10 — известково-терригенная (C₁), 11 — флишопидная (C₁t₁), 12 — аспидная (C₁), 13 — флишопидная (C₁v₂-s), 14 — нерасчлененные докембрийского метаморфического комплекса, 15 — габброидная (D₂—D₃), 16 — габбро-плагиогранит-гранитная (D₂—D₃), 17 — габбро-гранодиорит-гранитная (C₂—C₃), 18 — гранит-лейкогранитовая (C₃—P), 19 — дацит-риолитовая (C₃—P), 20 — центры вулканизма на время формирования базальт-риолитовой формации (D₂—D₃); 21 — границы (a — геологические, б — разрывные нарушения); 22 — рудно-формационные типы месторождений (a — железорудный, б — железо-марганцево-барит-свинцово-цинковый, в — железо-марганцевый, г — свинцово-цинковый стратиформный, д — свинцово-цинковый колчеданный, е — колчеданно-полиметаллический (медно-свинцово-цинковый и медно-цинковый колчеданный), ж — медно-цинковый колчеданный, з — золото-сульфидно-кварцевый, и — золото-кварцевый, к — золото-кварцевый, л — редкометалльный); структурно-формационные зоны: I — Коргонская, II — Холзунско-Сарымсактинская, III — Рудноалтайская (Ша — Синюшинская, ШБ — Быструшинская, ШВ — Алейская подзоны), IV — Белоубинско-Маймырская, V — Иртышская, VI — Калба-Нарьымская, VII — Калбинская

реза развиты красноцветные и пестроцветные карбонатно-терригенные отложения, с которыми ассоциируют субщелочные вулканы базальт-андезитовой формации. Выше эти континентальные осадки сменяются морскими вулканогенно-осадочными отложениями, объединяемыми в известково-кремнисто-терригенную риолит-трахидацит-трахириолитовую формацию (D_{2e}—D₂gv₁) со свинцово-цинковым и железо-марганцевым оруденением. Более молодые (верхнеживетские — франские) отложения обоих прогибов, сохранившиеся в локальных впадинах, представлены углеродсодержащими терригенными.

Линейная форма изучаемых структур, ограниченных разломами, характер слагающих их разрезов с последовательной сменой континентальных фаций морскими, повышенная щелочность вулкаников, имеющих калиевую специализацию [8], позволяют рассматривать Холзунско-Сарымсактинский и Коргонский прогибы в качестве континентальных рифтов. Между тем некоторые исследователи [6] сопоставляют их с вулканоплутоническими поясами.

К западу от Холзунско-Сарымсактинской и Коргонской зон располагается Рудноалтайская зона, подразделяющаяся с востока на запад на Синюшинскую (Лениногорско-Зыряновскую), Быструшинскую и Алейскую подзоны. Синюшинской и Алейской подзонам отвечают одноименные прогибы. Последние также следует отнести к рифтогенным. Каждый из прогибов имеет во внутренней части крупное продольное поднятие, сложенное нижнепалеозойскими породами. В бортах прогибов развита вулканогенно-осадочная базальт-риолитовая формация ранне-позднедевонского возраста. Ряд рифтогенных формаций в Рудноалтайской зоне начинается широко распространенной базальт-риолит-кремнисто-терригенной формацией, определяющей металлогеническую специализацию Рудного Алтая на колчеданно-полиметаллическое оруденение. Формация развита в пределах Синюшинского и Алейского прогибов, соответствующих одноименным структурно-формационным подзонам Рудноалтайской зоны. Если проанализировать возрастной диапазон отложений этой формации в разных подзонах в направлении с юго-востока на северо-запад [11], то видно, что в Синюшинской подзоне он соответствует эмсу — раннему живету, а в Алейской — позднему живету — франу. В этом же направлении увеличивается мощность отложений формации от 1000—1500 м (на востоке) до 2500—3500 м (на западе).



В Синюшинском прогибе формация (возрастной интервал эмс — ранний живет) представлена следующим разрезом. В основании развиты вулканогенные и вулканогенно-осадочные породы кислого, смешанного и в подчиненном количестве основного составов, в верх-

них частях — преимущественно тонкообломочные терригенно-карбонатно-кремнистые породы с линзами вулканитов кислого состава. Среди продуктов кислого вулканизма калиевого профиля, определяющих облик формации, наиболее распространены экструзивные и

субвулканические тела риолитов, потоки риолитов, пирокластические разности (туфы, туффиты, тефроиды).

В Алейском прогибе отмечается наиболее полный разрез формации (поздний живет — фран). Нижняя часть разреза представлена главным образом осадочными породами (известковистыми, кремнистыми алевролитами), средняя — вулканитами кислого состава, верхняя — примерно равным соотношением вулканитов кислого и основного составов и осадочных пород. Петрохимически вулканиты отвечают натровому или калиево-натровому типу щелочности. Вулканизм носит антидромный характер.

Изучив распределение фаций в пространстве и их сочетание, большинство исследователей [11] пришли к мнению, что вулканогенные породы образованы в результате деятельности вулканов как центрального, так и трещинного типов в подводных прибрежно-морских условиях, при этом отдельные вулканы возвышались над уровнем моря в виде островов. Наличие вулканических островов позволило некоторым авторам [15] рассматривать этап формирования базальт-риолитовой формации как островодужный. Но по систематике геодинамических режимов В.Е.Хаина и М.Г.Ломизе [16] островодужная система должна состоять из ряда необходимых элементов: вулканическая дуга, задуговые и междуговые бассейны. Такого ряда латеральных структур на Рудном Алтае до фаменского века не отмечалось, что можно считать важным аргументом в пользу высказанной в данной работе гипотезы о формировании базальт-риолитовой формации в рифтогенный этап.

Таким образом, по составу, возрасту и соотношению вулканогенных и осадочных пород базальт-риолит-кремнисто-терригенная составляющая подразделяется на две формации. Первая, более ранняя (эмс — эйфель — ранний живет) — базальтсодержащая риолитовая кремнисто-карбонатно-терригенная калиевая, распространена в Зырянском, Лениногорском (Синюшинская подзона) и частично Змеиногорском (Алейская подзона) районах. С ней ассоциируют свинцово-цинково-колчеданные и барит-полиметаллические (с золотом) месторождения.

Вторая, более молодая (поздний живет — фран), подразделяется на две субформации: базальт-риолит-кремнисто-терригенную калиево-натриевую (натриево-калиевую), отмечающуюся в Змеиногорском, Верхубинском, Березовско-Белосовском районах, и базальт-риолитовую кремнисто-терригенную натриевую, развитую в Прииртышском и Амелихин-

ском районах (Алейская подзона). С одной из них связаны медно-свинцово-цинково-колчеданные месторождения, с другой — медно-цинково-колчеданные.

В позднем живете — фране синхронно с развитием в западной части Рудноалтайской зоны натриевой базальт-риолитовой формации усложнилось строение рифтогенных прогибов в восточной части: на их восточных бортах сформировались дополнительные прогибы, также северо-западного простирания, выполненные осадочными породами аспидной формации.

Этап формирования рифтов завершается внедрением гипабиссальных и гиповулканических образований габбро-диабазовой формации позднедевонского возраста, приуроченных к системе глубинных разломов. По составу это габбро-диабазы, диабазы, диабазовые порфириты, относящиеся к натриево-калиевой серии ($\text{Na}_2\text{O}/\text{K}_2\text{O}=4$). В Северо-Восточной зоне смятия с ними связано формирование железоскарновых и медно-скарновых проявлений.

Островодужный этап. Становление структур фамен-раннекаменноугольного этапа отвечает модели формирования активных окраин с островодужным режимом развития. В течение позднего девона (D_3fm) ареал проявления вулканизма в северо-западной части Рудноалтайской зоны заметно расширился. Развитие его происходит в антидромной последовательности (от андезит-дацитовой к андезит-базальтовой формации). Цепи вулканических островов разделяли прогибы, выполненные отложениями терригенно-карбонатных и флишоидных формаций.

От Иртышской зоны на восток к континенту (Горному Алтаю) устанавливается следующий латеральный ряд структур (см. рис. 2, Б): 1) невулканическая дуга (Иртышская структурно-формационная зона), сложенная отложениями терригенно-карбонатной формации; 2) междуговой бассейн, выполненный породами карбонатной формации; 3) ранняя вулканическая дуга, отвечающая территории развития андезит-дацитовой формации; 4) междуговой бассейн, сложенный толщами терригенно-карбонатной формации; 5) поздняя вулканическая дуга, отвечающая территории развития андезит-базальтовой формации; 6) задуговой бассейн, сложенный породами флишоидной формации, распространенными в Белоубинско-Маймырском прогибе (Белоубинско-Маймырская структурно-формационная зона). С андезит-дацитовой и базальт-андезитовой формациями островодужного этапа ассоциируют месторождения золото-серебро-полиметаллической рудной формации.

Коллизионный этап (C₂—P). В этот этап сформировались две формации: в раннюю стадию (C₂—C₃) — габбро-гранодиорит-гранитная, а в позднюю (C₃—P) — гранит-лейкогранитовая (см. рис. 2, В). К габбро-гранодиорит-гранитной формации относятся массивы, прорывающие нижнекаменноугольные отложения, состоящие из пестрых по составу пород от габбро до гранитов с широким развитием гибридных пород (гранодиоритов, диоритов, монцодиоритов, сиенитов, диоритов). С гранодиоритами данной формации связаны месторождения золото-порфировой формации, а также небольшие месторождения свинцово-цинковой скарновой и жильной формаций. В позднеколлизионную стадию проявлены преимущественно пермские гранитоиды гранит-лейкогранитовой формации. Металлогенная специализация этих гранитоидов характеризуется редкометальным (тантал-ниобиевым) оруденением.

Рудные формации. Систематика месторождений Рудного Алтая и сопредельных территорий приводилась в многочисленных исследованиях, главными из которых являются работы Д.И.Горжевского [4, 5]. Кроме того, она отражена в работах П.Ф.Иванкина, И.А.Калугина, В.В.Попова, Е.И.Филатова, Г.Н.Щербы, Г.Ф.Яковлева.

Общий перечень рудных формаций приведен в таблице.

Рудные формации рифтогенного этапа и связанные с ними группы рудных формаций образуют латеральный ряд, характеризующийся последовательным омоложением геологических формаций вкосте простирания основных структур Рудноалтайской провинции. Если в качестве «реперной точки» принять юго-восточные континентальные рифты Коргонской и Холзунско-Сарымсактинской структурно-формационных зон, то ряд геологических и рудных формаций начинают железомарганцевые [7] и свинцово-цинковые месторождения эмс-нижнеживетской вулканогенно-осадочной формации этих зон (см. рис. 2, А). В этом же возрастном интервале (эмс — ранний живет) в соседней Рудноалтайской зоне (Синюшинская подзона) формируются месторождения свинцово-цинковой колчеданной формации в связи с кремнисто-карбонатно-терригенной базальтсодержащей риолитовой формацией калиевого профиля. Характерными примерами месторождений являются Ридер-Сокольное и Ново-Ленинское в Ленинском районе, Зырянское, Греховское и Богатыревское в Зырянском, Среднее и Стрижковское в Змеиногорском. Определяющие особенности рудной формации — тесная связь руд с вулканотектоническими структурами, стратиформность рудных тел, этажный характер размещения оруденения в разрезе кислых вулканитов калиевого профиля, резкое преобладание свинца

Распределение рудовмещающих и рудных формаций в структурах Юго-Западного Алтая

Режим развития (этап)	Геодинамические обстановки	
Коллизионный	Плутоногенных поясов	
	ГЛГ+ГблпГГ+ГбГрДРГ+МсУгл	
	TR (Li, Be, Ta, Sr, Cs, Nb, Th, Zr, PЗЭ)+Au _{по} +AuQ+Au _{ск} +Fe _{ск} +PbZn _ж +PbZn _{ск}	
Островодужный	Невулканических дуг	Вулканических дуг, междуговых и задуговых бассейнов
	Ч	АД+АБ
	CuZn _ч +CuZn _ж	Au _в +PbZn _ж
Рифтогенный	Рифтовидных прогибов	
	РТдТрИКТ+БРИКТ (Ка)+БРКТ (На)	
	Fe+FeMn+FeMnPbZn+PbZn+PbZn _ж +КПМ	

П р и м е ч а н и е. Рудовмещающие формации: РТдТрИКТ — риолит-трахидацит-трахириолитовая известково-кремнисто-терригенная; БРИКТ (Ка) — базальт-риолитовая известково-кремнисто-терригенная (калиевая); БРКТ (На) — базальт-риолитовая кремнисто-терригенная (натриевая); Ч — черносланцевая; МсУгл — молассовая углеродсодержащая; АД — андезит-дацитовая; АБ — андезит-базальтовая; ГбГрДРГ — габбро-гранодиорит-гранитная; ГЛГ — гранит-лейкогранитовая; ГблпГГ — габбро-плагиогранит-гранитная; рудные формации: Fe — гематит-магнетитовая; FeMn — железо-марганцевая; FeMnPbZn — железо-марганцево-свинцово-цинковая; PbZn — свинцово-цинковая стратиформная; CuZn_ж — медно-цинковая колчеданная; PbZn_ж — свинцово-цинковая колчеданная; КПМ — колчеданно-полиметаллическая; CuZn_ч — медно-цинковая колчеданная черносланцевая; Au_в — золото-серебро-полиметаллическая; Au_{по} — золото-порфировая; Au_{ск} — золото-скарновая; AuQ — золото-кварцевая; Fe_{ск} — железо-скарновая; PbZn_{ск} — свинцово-цинковая скарновая; PbZn_ж — свинцово-цинковая жильная; TR — редкометальная (тантал-ниобиевая)

и цинка над медью. По вещественному составу руд свинцово-цинковая колчеданная формация подразделяется на две субформации: собственно полиметаллическую (Pb:Zn:Cu = 1:2:0,5) и барит-полиметаллическую (Pb:Zn:Cu = 1:1,5:0,2) с благородными металлами (Au/Ag от 1:15 до 1:70).

Западнее, в Алейской рифтогенной структуре, рудоносна верхняя живет-франская, с которой связаны месторождения колчеданно-полиметаллической формации. Рудоносная формация подразделяется на две субформации калиево-натриевого и натриевого профиля, с которыми ассоциируют соответственно месторождения медно-свинцово-цинковой колчеданной и медно-цинковой колчеданной рудных субформаций. Типичными месторождениями первой рудной субформации являются Корбалихинское, Иртышское и Березовское, а второй — Орловское, Золотушинское и Николаевское. Руды месторождений обладают высокой колчеданностью и преобладанием меди и цинка над свинцом. Соотношение Pb:Zn:Cu в медно-свинцово-цинковых колчеданных рудах составляет 1:5:8, а в медно-цинково-колчеданных — 1:1:3,8. Повышенная колчеданность и меденосность при резко подчиненной роли свинца хорошо коррелируются с более высокой и устойчивой натриевостью слагающих Алейскую подзону кислых вулканитов, а также с более широким проявлением в ее пределах эффузивных и субвулканических образований основного состава.

Таким образом, для группы колчеданно-полиметаллических формаций характерно полициклическое развитие, причем в зависимости от времени образования меняется и ее состав: эмс — нижний живет — свинцово-цинковый колчеданный, верхний живет — фран — медно-свинцово-цинковый колчеданный или медно-цинково-колчеданный.

В островодужный этап с углеродисто-терригенной толщей, слагающей невулканическую дугу (Иртышская зона), ассоциируют месторождения (Вавилонское, Коргачинское) медно-цинковой колчеданной формации в черносланцевых толщах; с вулканическими островными дугами, сложенными андезит-дацитовой и андезит-базальтовой формациями — мелкие золоторудные месторождения; с фанесной андезит-дацитовой формацией — месторождения и проявления золото-серебро-полиметаллической (см. рис. 2, Б) формации Заводинского района (Заводинское I, II, Бухтарминское), а с нижнекаменноугольной андезит-базальтовой — месторождения Зыряновского района (Мамонтовское).

В коллизионный этап в связи с габбро-гранодиорит-гранитной формацией сформированы месторождения золото-порфирирового и золото-кварцевого типов (Предгорненское, Авроринское, Полеваевское и др.), а также свинцово-цинковые жильные (Парыгинское), свинцово-цинково-скарновые, железо-скарновые и золото-скарновые (см. рис. 2, В).

В позднеколлизионную стадию в связи с гранит-лейкогранитовой формацией формируются редкометальные (тантал-ниобиевые) месторождения пегматитовой, альбитовой, грейзеновой, кварцево-жильной редкометальной формаций. Причем для интрузивного пояса, развитого в юго-западной части района, характерно редкометальное пегматитовое (Ta, Nb, Sn), альбит-грейзеновое (Sn-Ta) и кварцево-жильно-грейзеновое (Sn-W) оруденение, а в северо-восточной — редкометальное с вольфрамом и молибденом.

Анализ материалов, изложенных выше, позволяет объединить рудные формации складчатой системы Юго-Западного Алтая в два латеральных ряда, отражающих пространственно-временные закономерности распределения рудоносных геологических формаций рифтогенного и островодужного этапов развития провинции.

Нижний раннеживетско-франский латеральный ряд рудных формаций начинают гематит-магнетитовая, железо-марганцевая, железо-марганцево-барит-свинцово-цинковая рудные формации, а нарачивают и завершают свинцово-цинковая колчеданная и колчеданно-полиметаллическая. Ряд соответствует распределению осадочно-вулканогенных формаций, которые последовательно омолаживаются от юго-восточных прогибов (Коргонского, Холзунско-Сарымсактинского) к западному (Алейскому) и характеризуются общей сменой в этом направлении субцелочных вулканогенных составляющих формаций калиевого профиля нормальными калиево-натровыми и натровыми.

По вертикали ряд рудных формаций рифтогенных структур надстраивается рудно-формационными типами месторождений островодужного этапа (D_3fm-C_1). Для этого этапа также характерен латеральный ряд рудных формаций, отвечающий латеральному ряду структур, которые развиваются, в отличие от предыдущего этапа, с запада (от Иртышской зоны) на восток. Начинается этот ряд с медно-цинково-колчеданных месторождений внешней невулканической дуги, далее продолжается золото-серебро-полиметаллическими в связи с островными андезит-дацитовой (D_3fm) и андезит-базальтовой (C_1) формация-

ми и золото-кварцевыми месторождениями в связи с формациями задугового бассейна (C_1).

Рудные формации рифтогенного и островодужного этапов по вертикали сменяются рудными формациями коллизионного тектономагматического цикла (C_2 — P), связанными с плутоногенными формациями гранитоидов: золото-порфировая, золото-кварцевая, свинцово-цинково-жильная, свинцово-цинковая скарновая, железо-скарновая, золото-скарновая и редкометальная.

Полученные в результате исследования данные позволили дать иную, отличающуюся от существующих представлений, трактовку геодинамических режимов и обстановок формирования колчеданно-полиметаллических месторождений, выделить две разновозрастные рудовмещающие базальт-риолитовые формации с различным соотношением щелочей, уточнить металлогеническую зональность Рудноалтайской провинции, а также построить ряды рудных формаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Ажгирей Д.Г., Ажгирей Р.М. Особенности металлогении Белоубинско-Южноалтайской структурно-формационной зоны (Рудный Алтай) и направление поисково-разведочных работ // Новые данные по геологии медных и полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата, 1973. С. 19—27.
2. Геология и металлогения Юго-Западного Алтая / Х.А.Беспаяев, Н.В.Полянский, Г.Д.Ганженко и др. — Алматы: Гылым, 1997.
3. Горжевский Д.И., Комар В.А., Яковлев Г.Ф. Структурно-фациальные зоны Рудного Алтая // Советская геология. 1955. № 48. С. 118—133.
4. Горжевский Д.И., Караулов В.Б., Микунев М.Ф., Филатов Е.И. Структура Рудного Алтая и закономерности размещения полиметаллических месторождений // Геотектоника. 1977. № 3. С. 70—77.
5. Горжевский Д.И., Чекавидзе В.Б., Исакович И.З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. — М.: Недра, 1977.
6. Девонская активная континентальная окраина на юго-западе Алтая / И.А.Ротараш, С.Г.Самыгин, Е.А.Гредюшко и др. // Геотектоника. 1982. № 1. С. 44—59.
7. Калугин И.А. Метаморфизм вулканогенно-осадочных железных руд // Тр. ИГиГ. Новосибирск, 1985. Вып. 622.
8. Колосова Е.Ю. Геологические условия образования Раскатинского железо-марганец-барит-свинцово-цинкового месторождения (Рудный Алтай: Автореф. дис... канд. геол.-минер. наук. — М., 1993.
9. Кудрявцева Н.Г. Геодинамические обстановки формирования месторождений цветных металлов восточной части Зайсанской области // Тез. докл. III Международной конференции «Новые идеи в науках о земле». М., 1997.
10. Микунев М.Ф. Этапы тектонического развития Зайсанской складчатой области // Бюл. МОИП. Отд. геол. 1983. Т. 58. Вып. 2. С. 114.
11. Пугачева И.П., Филатов Е.И., Колдаева Т.Г. О девонской вулканоплутонической ассоциации Рудного Алтая (на примере Змеиногорского рудного района) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1981. № 11. С. 45—54.
12. Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд / Под ред. М.Б.Бородаевской, Д.И.Горжевского, Г.В.Ручкина. — М.: ЦНИГРИ, 1992.
13. Тектоника Казахстана / Под ред. А.В.Пейве, А.А.Моссаковского. — М.: Наука, 1982.
14. Филатов Е.И., Ширай Е.П. О палеосистеме островных дуг Зайсанской складчатой области // Докл. АН СССР. 1975. Т. 225. № 1. С. 172—175.
15. Филатов Е.И., Ширай Е.П. Формационный анализ как основа прогнозно-металлогенических исследований // Отечественная геология. 1995. № 5. С. 34—38.
16. Хаин В.Е., Ломизе М.Г. Геотектоника с основами геодинамики. — М.: Изд. МГУ, 1995.

УДК 553.3

© М.М.Константинов, 2001

О ГЛУБИНАХ ФОРМИРОВАНИЯ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

М.М.Константинов (ЦНИГРИ МПР России)

Рассмотрены региональные и локальные факторы, определяющие глубины формирования рудных месторождений, вертикальный интервал промышленного оруденения, возможность возникновения многоярусных месторождений.

М.Б.Бородаевская и Д.И.Горжевский в своих исследованиях большое внимание уделяли анализу глубин формирования рудных месторождений, отдавая при этом приоритет геологическим методам: реставрации геологического разреза на период рудоотложения, палеотектоническим и палеовулканическим реконструкциям [2]. Определение глубины формирования месторождений и соответственно оценка глубины эрозионного среза особенно актуальны для старых горно-рудных районов, где перспективы выявления новых объектов в силу детального и нередко многократного опосредования поверхности связаны с перспективами выявления скрытого, не выходящего на поверхность, оруденения.

На глубинность формирования месторождений, несомненно, влияет общий стиль тектонического развития региона: области сжатия интенсивных складчатых и разрывных дислокаций с плутоническим магматизмом характеризуются в целом более глубинным оруденением, чем области растяжения с широким проявлением субаэрального вулканизма; области со сложной полициклической историей, когда дислокации сжатия сменялись сводовыми поднятиями и рифтогенезом, заключают разноглубинное оруденение (например, Восточное Забайкалье).

Часто определяющее значение при установлении верхнего уровня минерализации придается региональной экранирующей поверхности — надвигу, горизонту плотных пород и т.п. Однако «не выход» рудной минерализации на поверхность обусловлен, скорее всего, более общими обстоятельствами. Так, при моделировании деформаций в аналоговых средах, в данном случае в каолиновой глине 30%-ной влажности, нам удалось установить, что при сжатии раскрытие систем сколов, которые можно рассматривать как потенциальные рудовмещающие, происходило волнообразно — от открытой к закрытой части модели, т.е. в природных условиях от поверхности на глубину, а самая верхняя часть, обозначенная как «мертвая зона», вообще не была затронута деформациями (рис. 1). Думается, что эф-

фект затухания деформаций в приповерхностной части модели позволяет объяснить некоторые не вполне понятные явления. Например, знатоки Балейского месторождения П.С.Бернштейн, Н.В.Петровская и др. определяли верхний уровень формирования руд в первые десятки метров, может быть, сотню метров. И это — во вмещающих конгломератах. Что же препятствовало гидротермальным флюидам, имевшим глубинный источник, пройти эти последние десятки метров и свободно излиться на поверхность? Возможно, именно наличие «мертвой зоны» деформаций. С другой стороны, внутреннее давление флюидов, явления гидроразрыва, эффект которых, возможно, недооценен в эндогенном рудообразовании, хотя еще Г.Н.Поспелов придавал ему большое значение [6]. Геологи-рудники, следившие за интракционными сообщениями о трагедии подводной лодки «Курск» и о том, что ее корпус разрезался с помощью водной струи под большим давлением, не могли мысленно «не примерить» эту технологию к природным глубинным системам и возможности транспортировки флюидов на большие расстояния при значительном литостатическом давлении. Но в малоглубинной зоне, где литостатическое давление резко падает, соответственно уменьшается и инъекционный потенциал рудоносных флюидов. Это еще один фактор затухания рудообразующих процессов на глубине от поверхности.

Третье, сравнительно малоизученное явление, — эффект смешения метеорных вод и глубинных флюидов, возникновение своеобразного термодинамического барьера, связанного с разбавлением флюидов и падением их температуры. Во всяком случае, современная геохимия изотопов свидетельствует о принципиальной возможности такого явления. При этом изменения морфологии рудных тел месторождений по восстанию в местах исчезновения оруденения весьма разнообразны. Это могут быть грибообразные тела, расщепления на пучки и ареалы прожилков, постепенные схождения на клин. В таком случае можно говорить о том, что закрытость эндогенных рудообразующих систем — явление общего поряд-

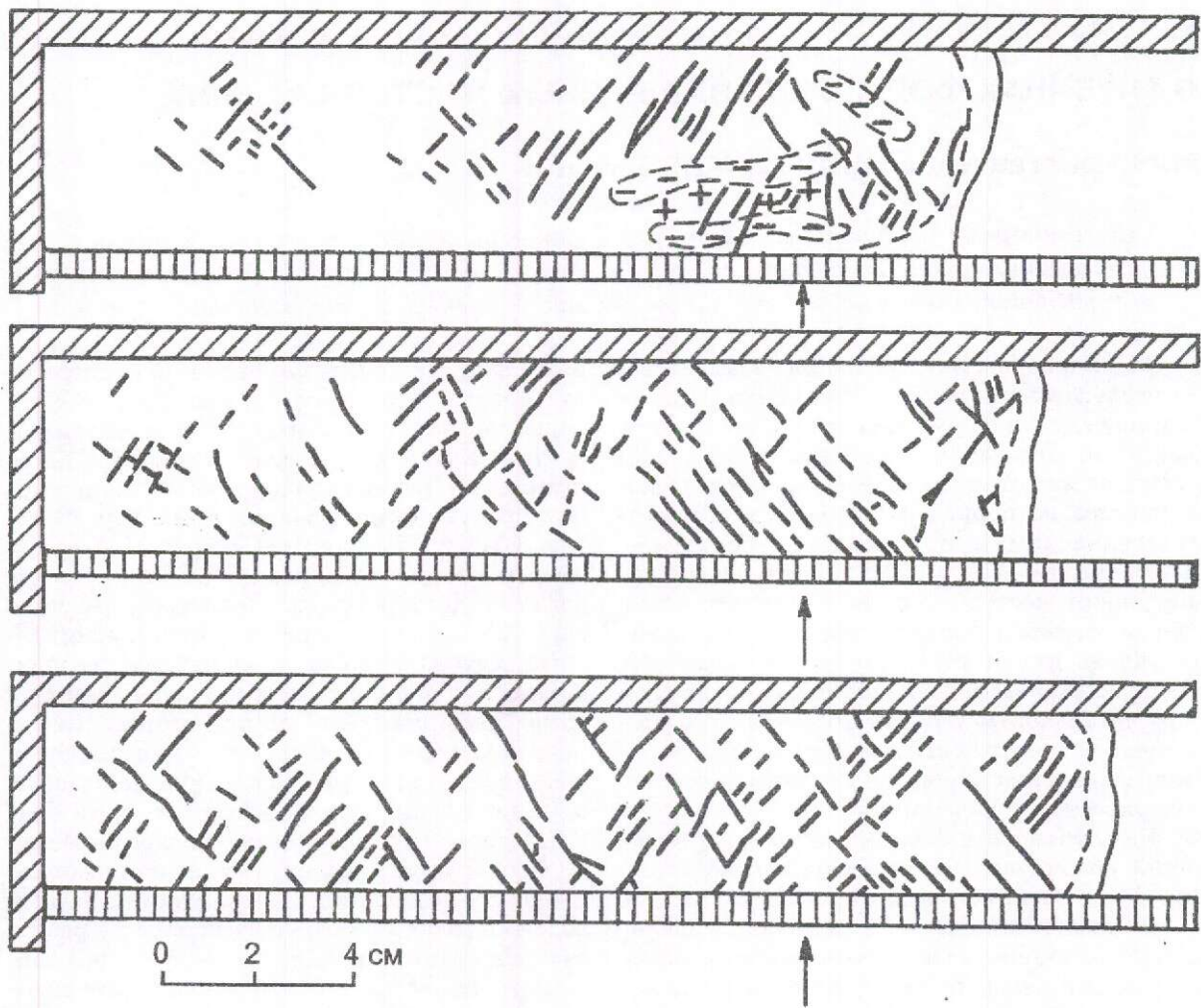


Рис. 1. Последовательное приоткрытие трещин скалывания при нарастающем сжатии бруска каолиновой глины, имеющего одно направление для объемного расширения:

пунктиром показана «мертвая зона», в которую не проникают сколовые дислокации независимо от интенсивности деформаций

ка и современные геотермальные системы в первом приближении являются как бы антагонистами рудообразующих. Но если рассматривать их как составляющую более крупных систем, то они вполне могут оказаться дренирующими для уже в основном «отработанных» флюидов, отложивших свои полезные компоненты на глубине. Сферу рудоотложения можно представить как серию кулисообразно расположенных разломов, последовательно уходящих на глубину от доминерализационной поверхности, из которых верхний выполняет роль отвода «отработанных» растворов, а нижний — канала, по которому поступают глубинные флюиды (рис. 2). На эти соображения наводят некоторые структурные аналогии гео-

термальных систем Новой Зеландии и кулисообразных жил герцинских золоторудных месторождений Кураминского региона (см. рис. 2). По данным японских геологов, золото-серебряные жилы с абсолютным возрастом от 6—8 до 1 млн. лет и менее по восстанию сменяются зоной интенсивной аргиллизации с линзами опалита. В районе действуют современные горячие минерализованные гидротермы, ареал которых совпадает с известной рудной минерализацией [4]. В целом все перечисленное можно рассматривать как единую, длительно функционирующую рудообразующую систему. Общий размах промышленного рудообразования, судя по материалам сверхглубокого бурения, может достигать 10 км. Изучение

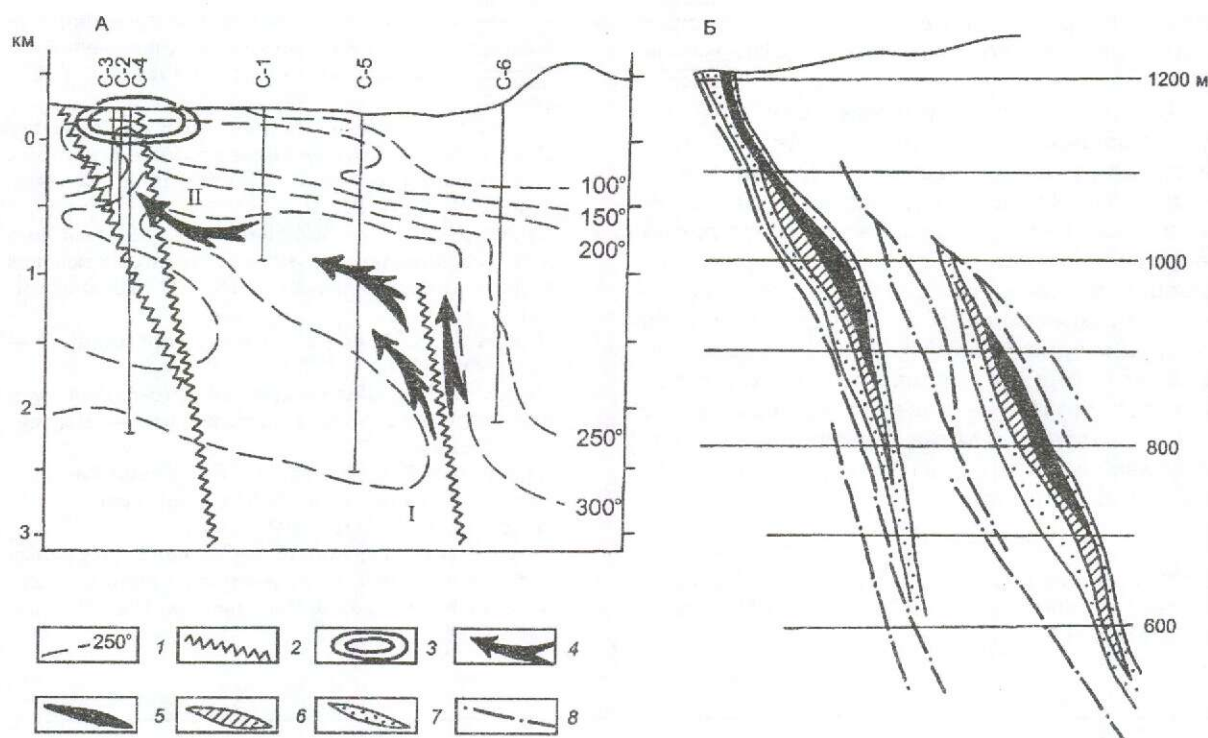


Рис. 2. Возможное соотношение древирующих и рудолокализирующих структур:

А — схема геотермальной системы Ротокава (R.E.Krupp, T.W.Seward, 1987); Б — кулисное размещение рудных тел в пределах Главной рудоносной зоны месторождения Кызыл-Алма, Узбекистан (по данным Н.Ф.Рафикова); 1 — современные изотермы; 2 — флюидопроводящие трещины; 3 — современное отложение минерализации (опалиты с повышенной золотоносностью); 4 — направление геотермального потока; руды: 5 — богатые, 6 — рядовые, 7 — бедные; 8 — разрывные нарушения

глубинного строения ряда золоторудных районов показывает, что этому отвечает максимальная плотностная дифференциация вещества земной коры — сочетание плотностных аномалий положительного и отрицательного знака, часть из которых не имеет продолжения на глубину [3]. Можно предполагать, что такая дифференциация в целом определяет активную сепарацию металлов на уровне до 10 км и возникновение исходных центров концентрирования рудного вещества, относимого по данным изотопной геохимии к типу коровых.

Реальная промышленная отработка месторождений на современном технологическом уровне не превышает 3,5—4 км. Для этого достаточно значительного интервала подробно разработаны геологические критерии, позволяющие оценивать рудоконтролирующие факторы месторождений. Среди них важнейшими представляются: (периодичное) формирование рудных концентраций по латерали «рудный шаг»; длительная история дорудного развития локальных центров деформации, фиксирующих разновозрастные магматиче-

ские и гидротермальные образования; многоярусное формирование руд вследствие наличия локальных структурных экранов в благоприятном для рудоотложения интервале и других факторов [8] (ярким примером такого многоярусного месторождения является Березовское на Урале, где этот эффект подмечен Н.И. и М.В.Бородаевскими [1] и убедительно обоснован И.Т.Самарцевым [7]); размещение в экзоконтактовом ареале плутона или субвулкана.

Простой эмпирический показатель устойчивого по вертикали оруденения — слабое проявление вертикальной минералогической зональности. Этот критерий в начале 20-х годов использовал В.А.Обручев, положительно оценивая перспективы отработки на глубину Садонского свинцово-цинкового месторождения на Северном Кавказе.

При оценке степени эродированности оруденения и выделении надрудного и верхнерудного уровней широко используются геохимические и минералогические показатели, обусловленные эндогенными геохимическими

ореолами, фациями метасоматитов, прожилковой вкрапленной надрудной минерализацией.

В заключение необходимо отметить, что традиционная модель эндогенного гидротермального рудообразования, имеющая свои истоки в классических построениях В.Линдгрена [5], не дает реальной возможности оценки потенциала «амагматических» территорий, сложенных терригенными и терригенно-карбонатными комплексами. В этой связи разработаны альтернативные — осадочно-метаморфогенные гидротермально-осадочные, гидрогенная и другие — модели рудообразования. Глубины формирования месторождений этих генетических классов заслуживают специального рассмотрения.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевский Н.И., М.Б.Бородаевская. Березовское рудное поле. — М.: Нигризолото, Металлургиздат, 1947.
2. Горжевский Д.И., Козеренко В.Н. О проблеме глубинности постмагматических месторождений // Геология рудных месторождений. 1966. Т. 8. Т. 6. С. 42—52.
3. Константинов М.М., Вишневская Е.А., Данковцев Р.Ф., Черкасов С.В. Глубинное строение некоторых золоторудных районов // Геология и разведка. 2000. Т. 6. С. 77—84.
4. Кривцов А.И., Константинов М.М., Мигачев И.Ф. и др. Геология, генезис, методы прогноза и поисков рудных месторождений. — М.: АО «Геоинформарк», 1993.
5. Линдгрен В. Минеральные месторождения. — М.-Л.: ОНТИ, 1935. Т. 3.
6. Поспелов Г.Н. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. — Новосибирск: Наука, 1973.
7. Самарцев И.Т. Новые данные о строении Березовского золоторудного поля (Средний Урал) // Тр. ЦНИГРИ. 1967. Вып. 68. С. 75—81.
8. Томсон И.Н. Глубинное строение оловорудных районов и ярусность оруденения // Металлогения Тихоокеанского пояса. Владивосток, 1982. С. 112—134.

ДК 553.435.001.57

© Е.Е.Абрамова, Д.В.Гричук, 2001

ОЦЕНКА ПРИЛОЖИМОСТИ РЕЦИКЛИНГОВОЙ МОДЕЛИ КОЛЧЕДАННОГО РУДОГЕНЕЗА К БУРИБАЙСКОМУ РУДНОМУ ПОЛЮ (НА ОСНОВЕ ТЕРМОДИНАМИЧЕСКОГО МОДЕЛИРОВАНИЯ)

Е.Е.Абрамова (ЦНИГРИ МПР России), Д.В.Гричук (МГУ)

Проведен анализ закономерностей размещения и условий формирования метасоматически измененных пород различного состава в пределах Бурибайского рудного поля на основе термодинамического расчета рециклинговой модели колчеданного рудогенеза. Моделирование формирования метасоматических ассоциаций в недрах колчеданно-рециклинговой системы (КРС) включало нисходящую ветвь конвекции (области поглощения растворов и глубинной циркуляции) и восходящую (подрудное пространство). Сопоставлены метасоматические ассоциации, полученные в расчетах, с описанными на месторождении в выделенных зонах преобразований. Определялись условия возникновения типоморфных минеральных ассоциаций, параметры модели, влияющие на их размещение, режим поведения рудных элементов, свойственный областям с различными минеральными ассоциациями. Показано, что состав новообразованных минеральных ассоциаций и их распределение в различных частях колчеданноносного Бурибайского рудного поля удовлетворительно объясняются их возникновением в субмаринной конвективно-рециклинговой системе, началу функционирования которой отвечает поступление магматогенных флюидов.

М.Б.Бородаевская еще в 60-х годах отмечала [2], насколько важное теоретическое и практическое значение имеет анализ гидротермальных преобразований эффузивов

основного состава в связи с формированием медноколчеданных руд. Она была инициатором создания карт метаморфических и метасоматических преобразований, отражающих

совокупность длительных и сложных преобразований пород, и одна из первых отметила, что различия вещественного состава руд колчеданных месторождений связаны с различными вулканогенными формациями [3]. В задачу данной работы входит реконструкция условий функционирования колчеданообразующей системы, выполненная на основе сопоставления природных метасоматических ассоциаций с расчетными.

Метод термодинамического моделирования, основанный на анализе взаимоотношений порода — вода в последние годы был успешно использован для исследования гидротермальных систем океана [1, 4, 5]. В настоящей работе данный метод впервые применен к медноколчеданным месторождениям уральского типа. Основным объектом для этого послужили метасоматические ассоциации Бурибайского рудного поля (Южный Урал, Башкирия).

А.И.Кривцов [9, 10] на основе сравнения метасоматических ассоциаций с полученными в работах М.Рида выделил Бурибайское рудное поле как типичный пример палео-КРС. Использование нами этого природного прототипа обусловлено тем, что рудные тела Бурибайского месторождения, в отличие от многих других месторождений Южного Урала, локализованы в однородной толще основных лав, и это упрощает построение термодинамической модели. Бурибайское рудное поле хорошо изучено, эрозионные срезы в нем вскрывают различные части субмаринной конвективно-рециклинговой системы (отождествляемые с зонами поглощения и разгрузки растворов).

Площадь рудного поля сложена базальтоидами контрастной формации; вулканиты кислого состава образуют маломощные интрузивные тела. Вскрытые в южной части поля тела габбро-диабазов отождествляются с магматической камерой — тепловым источником гидротермальной системы. Эффузивы и пирокласты относятся к нижней подсвите баймак-бурибайской свиты (S_{1w}). Подсвита расчленяется на три пачки. Средняя пачка характеризуется широким развитием спилитов и вариолитов с прослоями лавобрекчий и является рудовмещающей для Бурибайского месторождения (рис. 1). Эффузивы представлены пироксеновыми, андезитовыми и дацитовыми порфиритами, альбитофирами, кварцевыми альбитофирами. Также часты дайки, пластообразные залежи и крупные неправильные тела диабазов и габбро-диабазов послесредневекового возраста.

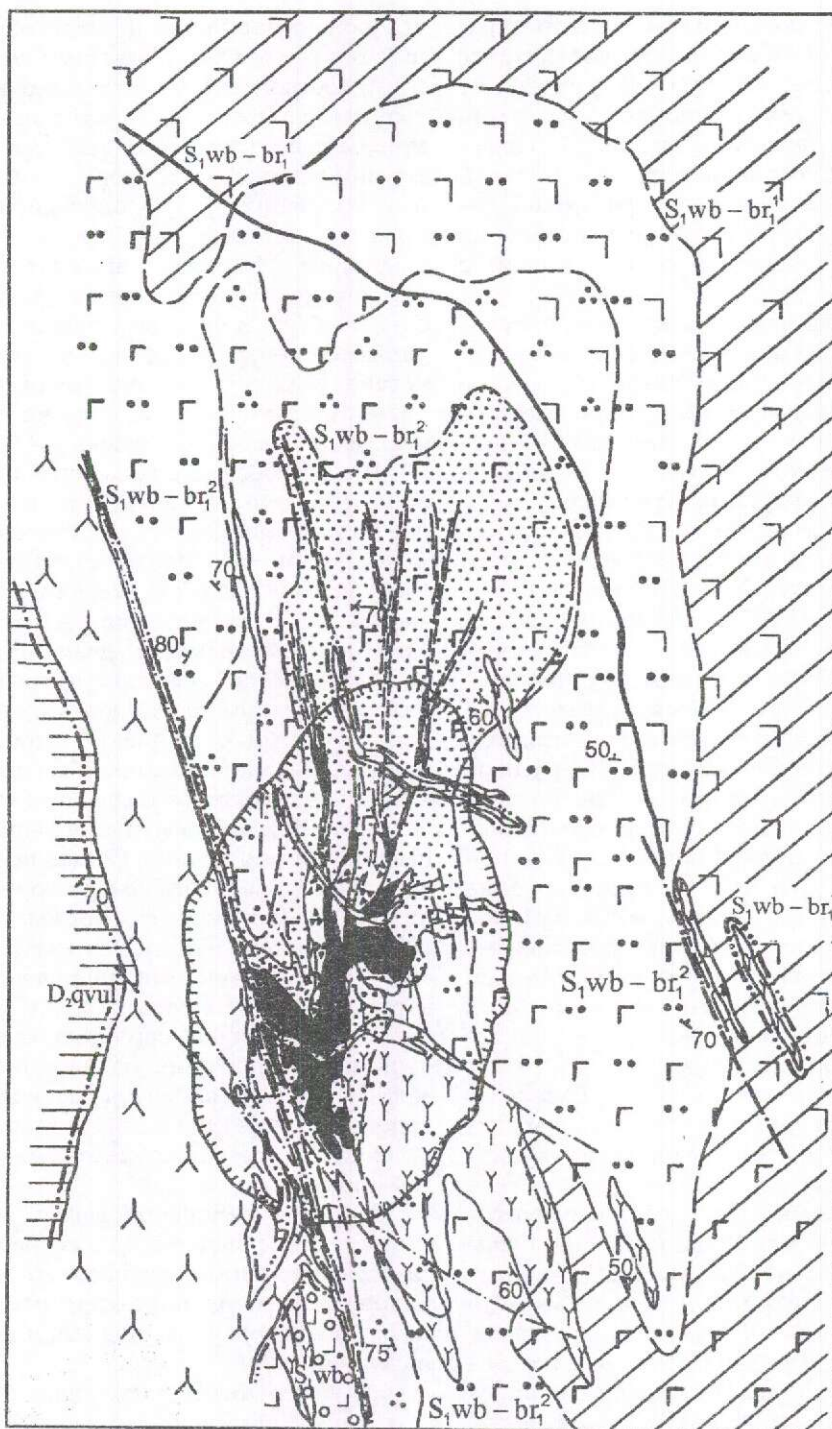
Основной рудный объект поля — Бурибайское медноколчеданное месторождение, кроме

которого обнаружено несколько рудопоявлений. Все эти объекты по вещественному составу руд и соотношениям в них полезных компонентов принадлежат к пирит-халькопиритовому минеральному типу и связаны с риолит-базальтовой вулканогенной формацией. Вещественный состав руд месторождения сравнительно прост: основные рудные минералы — пирит, халькопирит, сфалерит; редко встречается гематит, известны единичные находки галенита и блеклых руд. В строении рудных залежей выделяются центральная пиритовая и периферические пирит-халькопиритовая и халькопирит-сфалеритовая зоны, а также перекрывающая кварц-гематитовая зона.

Преобразования, связанные с гидротермально-метасоматическими процессами наиболее подробно описаны А.И.Кривцовым [2, 9, 10 и др.]. Дальнейшее описание приводится по результатам этих исследований. Подрудные и околорудные гидротермально-метасоматические преобразования рудовмещающих пород на Бурибайском месторождении выражаются в хлоритизации, окварцевании, серицитизации, развитии сульфидной вкрапленности и локальной гематитизации. Площадное распространение гидротермально измененных пород определяется планом размещения дорудных разрывных нарушений. Общая ширина ореола изменений, развитого вокруг колчеданных залежей, варьирует от первых метров до 100—150 м. При этом хлоритизация, окварцевание и серицитизация проявлены как вблизи нарушений, вмещающих залежи массивных руд, так и вблизи нарушений, содержащих рассеянную сульфидную вкрапленность, однако максимальная интенсивность изменений пространственно сопутствует главным рудным залежам и прослеживается на глубину до 400—500 м.

В ореоле изменений вокруг месторождения отчетливо выделяются две части — внешняя и внутренняя. Обобщенная минеральная зональность изменений основных вулканитов на Бурибайском месторождении имеет следующий вид.

Во внутренней, подрудной, зоне мощностью 100—200 м наиболее распространены ассоциации — хлорит, кварц-хлорит, ангидрит-кварц-хлорит, парагонит-хлорит, парагонит-кварц-хлорит, тальк-кварц-хлорит, кварц-гематитовые желваки; в промежуточной зоне мощностью 300—500 м — кварц-альбит-хлорит, карбонат-кварц-альбит-хлорит. Для внешней зоны, мощность которой составляет 0,5—1 км, характерны ассоциации кварц-эпидот-альбит-хлорит, карбонат-кварц-эпидот-альбит-хлорит, кварц-эпидот-альбит-



- | | | | | | | | | | | | | | |
|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|--|----|
| | 1 | | 2 | | 3 | | 4 | | 5 | | 6 | | 7 |
| | 8 | | 9 | | 10 | | 11 | | 12 | | 13 | | 14 |
| | 15 | | 16 | | 17 | | 18 | | 19 | | 20 | | 21 |

хлорит с гематитом. Самые удаленные от рудных залежей зеленокаменно измененные породы (фон) характеризуются кварц-уралит-пироксен-альбит-хлоритовой и эпидот-кварц-уралит-пироксен-альбит-хлоритовой с гематитом ассоциациями. Во всех зонах присутствует пирит, количество которого убывает от внутренних зон к внешним, где он сменяется гематитом. Кроме того, строение внутренних частей ореола осложняется развитием кварцево-гематитовых гнезд и прожилков в приконтактных частях рудных тел.

По реконструкции А.И.Кривцова [9], около- и подрудные метасоматические образования сопоставляются с зоной восходящей ветви конвективно-рециклинговой системы. Считавшиеся ранее метаморфическими площадные изменения пород рудного поля относятся к ее нисходящей ветви: участки с площадной гематитизацией — к зоне поглощения растворов или к зоне выноса рудных компонентов, а более распространенные эпидотсодержащие метасоматически измененные породы — к зоне глубинной циркуляции растворов.

А.Г.Волчковым и О.В.Мининой [11] методом градиентно-векторного анализа была проведена реконструкция палео-КРС Бурибайского района, основанная на данных геохимической съемки; определены ее размеры и выделены элементы внутренней структуры (рис. 2). Выявлены особенности распределения содержания меди в разрезах и по площади и установлено, что распределение векторов изменения концентраций меди обнаруживает тесную связь с элементами геологического строения района и размещением метасоматически измененных пород. В южной части эрозией вскрыты тела габбро-диабазов — тепловой источник системы — и окружающие их

метасоматиты зоны глубинной циркуляции. Вокруг них и более широко в северо-восточной части проявлены зоны заимствования металлов — зоны поглощения раствора. В северо-западной части палео-КРС сохранились обогащенные медью зоны разгрузки растворов, вмещающие месторождение и ряд рудопроявлений. В итоге была проведена реконструкция концентрационных потоков меди и оценены возможные размеры различных зон конвективно-рециклинговой системы в горизонтальных сечениях [11]. Авторы считают, что такие палеорекострукции с применением градиентно-векторных построений позволяют существенно сузить площади, подлежащие поиску, и сосредоточить геолого-поисковые работы в пределах выделенных зон разгрузки КРС. Отнесение метасоматически измененных зон к определенным элементам палео-КРС при этом было гипотетическим и нуждалось в подтверждении независимыми методами.

Методика термодинамического моделирования. Примененная в данной работе модель описывает процесс в КРС как формирование рудоносного раствора при взаимодействии экзогенных и эндогенных флюидов с вмещающими породами и отложение рудного вещества из этого раствора при излиянии его на дно морского бассейна [1, 4, 5]. Колчеданно-рециклинговая система в модели представлена как ступенчатый проточный реактор, на каждой ступени которого рассчитывается термодинамическое равновесие химической системы заданного состава. Эволюция рециклинговой системы во времени достигается за счет прохождения через реактор последовательных порций раствора.

В пределах КРС в модели выделяются три зоны: нисходящая и восходящая ветви конвек-

Рис. 1. Карта метаморфизма Бурибайского медноколчеданного месторождения, составлена А.И.Кривцовым под ред. М.Б.Бородицкой, 1968:

баймак-бурибаевская свита, нижняя подсвита: 1 — нижняя пачка, диабазы, 2 — средняя пачка, вариолиты, спилиты, 3 — верхняя пачка, пирокласты основного состава, вариолиты, спилиты; субвулканические образования: 4 — андезитовые порфириды, 5 — дацитовые порфириды, 6 — габбро-диабазы; участки проявления пропилитизации раннего этапа (площади развития минеральных ассоциаций): 7 — кварц+пироксен+хлорит+альбит и кварц+актинолит(уралит)+пироксен+хлорит+альбит; то же, позднего этапа: 8 — кварц+эпидот+хлорит+альбит и кварц+кальцит+эпидот+хлорит+альбит, 9 — кварц+кальцит+хлорит+альбит, 10 — кварц+хлорит+альбит, 11 — кварц+пумпеллиит+хлорит+альбит и кварц+пренит+пумпеллиит+хлорит+альбит; локальные гидротермально-метасоматические преобразования, внутренние части ореола: 12 — анхимономинеральные хлоритовые породы, 13 — серицитсодержащие кварцитовидные породы брекчиевого сложения, 14 — участки развития ассоциаций кварц+хлорит и кварц+серицит+хлорит; внешние части ореола, площади развития ассоциаций: 15 — кварц+пирит+хлорит+альбит, 16 — кварц+пирит+кальцит+хлорит+альбит; 17 — участки проявления равномерной площадной гематитизации; 18 — ореолы эпидотизации в экзоконтактах тел габбро-диабазов; 19 — разрывные нарушения (а) и зоны расланцевания (б); 20 — колчеданные залежи; 21 — контуры эксплуатационного карьера

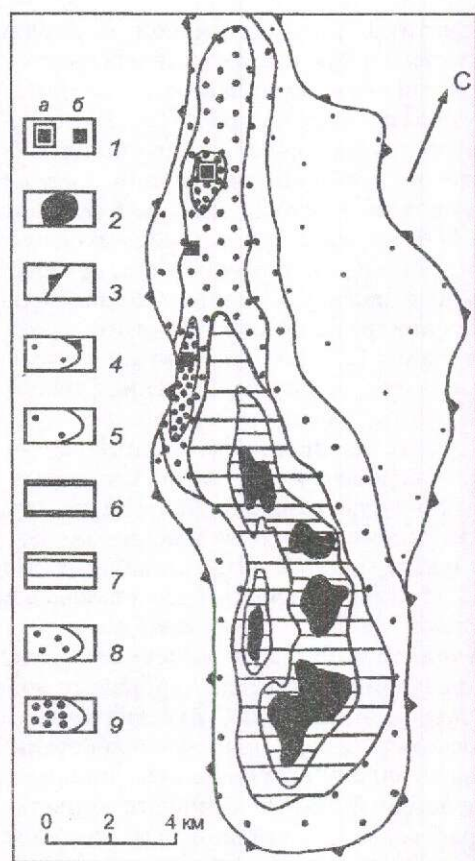


Рис. 2. Строение палео-КРС Бурибайского района по распределению концентрационных потоков меди в базальтоидах колчедановосной формации, по А.Г.Волчкову и О.В.Микиной, 1997:

1 — Бурибайское месторождение (а) и рудопроявления (б); 2 — интрузивные тела габбро-диабазов; 3 — границы перекрывающих отложений; зоны заимствования металлов: 4 — поглощения растворов, 5 — промежуточная, 6 — «дальняя околоинтрузивная», 7 — «ближняя околоинтрузивная»; зоны разгрузки растворов: 8 — внешняя, 9 — внутренняя

ции и зона рудоотложения. В каждой из них свой способ задания состава химической системы определяет существо моделируемого геологического процесса. В пределах нисходящей ветви исходная морская вода взаимодействует с породами, образуя метасоматические минеральные ассоциации внешних зон метасоматических изменений месторождения, и обогащается выщелоченными из пород компонентами. Методика моделирования этого процесса подробно описана нами ранее [1, 4]. В восходящей ветви в результате взаимодействия гидротермального раствора (поступившего из нисходящей ветви, или эндогенного) с породами

стенок питающего канала образуются подрудные метасоматические минеральные ассоциации. В зоне рудоотложения моделируется охлаждение гидротермального раствора при смешении с морской водой и рост рудного тела по методике, описанной в работе [5].

Особенностью модели в настоящей работе является учет поступления в восходящую ветвь и зону рудоотложения на начальном этапе действия КРС магматогенного флюида. Согласно предположению А.И.Кривцова [8], прорыв магматогенного флюида служил стартовым механизмом конвекции в гидротермальной системе. Аналогичные взгляды были изложены недавно в работе [6]. Однако до сих пор в термодинамических моделях КРС этот фактор не рассматривался.

Соответствующий этой схеме сценарий развития процесса в КРС состоит из двух этапов. На первом — эксгалиационном — в восходящую ветвь системы поступает магматогенный флюид, вызывающий метасоматическое изменение пород подрудного пространства, а затем в зоне рудоотложения отлагающий рудное вещество при смешении с придонной водой. На втором этапе — рециклинговом — через нисходящую ветвь конвекции поступает экзогенный флюид. Он наследует каналы движения в подрудном пространстве от первого этапа, воздействует на ранее образовавшиеся подрудные метасоматиты и рудное тело. Для упрощения модели промежуточный этап смешанного питания системы не рассматривался.

Соотношение масс магматического и рециклингового растворов оценено нами по балансу тепла в гидротермальной системе путем расчета количества морской воды, требуемой для охлаждения единицы массы магматического расплава, и сравнения с количеством воды, растворенной в этом расплаве. Выделение тепла при образовании магматических пород складывается из теплового эффекта кристаллизации и выделения теплоты при охлаждении закристаллизовавшейся породы. Первое слагаемое для пород основного и среднего состава равно $\approx 0,4$ кДж/г [13], второе — зависит от перепада температур. Если взять перепад от 1150°C (примерная температура солидуса) до 370°C (температура в очаге гидротермальной системы), то количество выделенного тепла рассчитывается по средней теплоемкости породы. Оно составит $0,69\text{--}0,82$ кДж/г (среднее $0,75$). Тогда количество морской воды, требуемое для охлаждения 1 г породы, вычисляется по количеству отбираемого тепла, изменению температуры воды (от 0 до 350°C) и средней теплоемкости воды в этом интервале температур. Оно составляет:

$$M_{H_2O} = \frac{0,4}{370 \cdot 0,0044} + \frac{0,75}{370 \cdot 0,0044} = 0,25 + 0,46 = 0,71 \text{ г воды / г породы.}$$

Содержание воды в исходных расплавах, по данным ряда авторов, может быть принято около 1%, т.е. 0,01 г воды на 1 г базальта. Если предположить, что эта вода полностью отделяется при кристаллизации (что заведомо является преувеличением) и не происходит эксплозивной потери летучих компонентов, то соотношение масс магматического и экзогенного компонентов составит $\approx 1:70$. Однако следует учесть, что это соотношение справедливо для времени полного остывания магматического очага. Расчеты Дж.Канна и др. [13] показывают, что гидротермальный процесс протекает активно, пока в магматическом очаге есть расплав, а после его исчезновения гидротермальная деятельность постепенно затухает. Вследствие этого реальное соотношение масс для активной фазы процесса будет менее контрастным (но не менее чем 1:25)*.

Состав исходных пород при расчетах принят соответствующим среднему составу известково-щелочных базальтов. Состав магматического газа взят по данным для вулкана Кудрявый (Курильские острова) [7] с поправкой на давление дегазации 500 бар. Диапазон температур в модели от 100 до 400°C, давления от 500 до 200 бар. Суммарный дебит системы был принят равным 10—40 кг/с, а длительность жизни — около 10 тыс. лет, что соответствует крупнейшим современным системам в океане. В расчет были включены 15 элементов (в том числе Fe, S, Cu, Zn и Pb), образующие 45 возможных минералов и 50 растворенных форм. Для расчетов использовались термодинамическая база данных UNITHERM и моделирующая программа GRDEP.

Результаты моделирования. Нисходящая ветвь системы. По результатам проведенного моделирования нисходящая ветвь разделяется на две зоны с разными по характеру метасоматическими минеральными ассоциациями, как и в предшествующих моделях [1, 3].

При низких температурах (T) и малых отношениях порода/вода (П/В) по базальтам образуется минеральная ассоциация I — кварц+гематит+Mg-хлорит+ангидрит. При этом из раствора связывается Mg, а Fe и S базальтов

*При расчете теплового баланса нами не учтено кондуктивное охлаждение магматического очага, однако, как показывают расчеты Л.М.Катлеса [14], эффективность кондуктивного охлаждения существенно уступает эффективности конвективного.

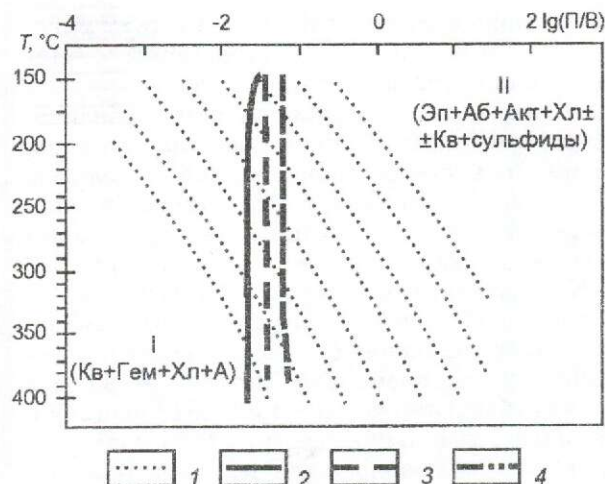


Рис. 3. Области устойчивости вторичных минеральных ассоциаций и сульфидных минералов при гидротермальной переработке пород разного состава в модели нисходящей ветви рециклинговой системы:

1 — точки вариантов расчетов; граница минеральных ассоциаций I и II для: 2 — базальтов, 3 — андезитов, 4 — риолитов; минералы: А — ангидрит, Гем — гематит, Хл — хлорит, Кв — кварц, Аб — альбит, Акт — актинолит, Эп — эпидот

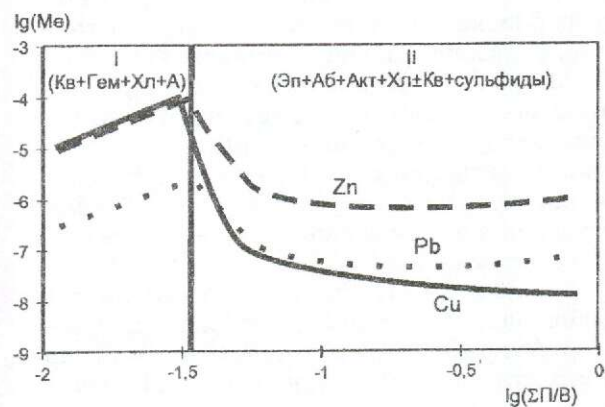


Рис. 4. Зависимость растворимости металлов от отношения порода/вода и минеральной ассоциации в нисходящей ветви системы, изотерма 250°C:

lg(Me) — содержание металла в растворе; остальные усл. обозн. см. рис. 3

окисляются растворенным кислородом морской воды. Большинство компонентов базальтов (кроме Al, Fe, Si, Mg) извлекается раствором. Интенсификация взаимодействия с породой (т.е. рост П/В) при повышении T приводит к возникновению минеральной ассоциации II — эпидот+альбит+актинолит+Fe-хло-

рит: кварц+сульфиды. Наиболее четким минералом, являющимся индикатором смены ассоциаций, оказался эпидот.

Ассоциации I и II принципиально различаются по наборам минералов, контролирующих окислительно-восстановительные условия и режим серы в системе. Первая является окисленной, а вторая — восстановленной, растворы в ней содержат существенные количества H_2S и H_2 . Формирование двух этих ассоциаций — устойчивая характеристика модели; смена их вызывает изменение состава раствора и поведения рудных элементов. Положение границы между областями устойчивости ассоциаций I и II почти полностью зависит от П/В и химического состава породы и для известково-щелочных базальтов составляет $\approx 0,029$ кг/кг (рис. 3). В вариантах модели для другого состава субстрата установлено, что смена ассоциаций для андезитов происходит при более высоких П/В — около 0,04 кг/кг, для риолитов — при 0,06 кг/кг. Ассоциация I характеризует флюидодоминированные условия, а ассоциация II — порододоминированные.

По данным моделирования поведение рудных элементов также контролируется величиной П/В. В области устойчивости ассоциации I рудные элементы полностью извлекаются из породы и их концентрация в растворе растет пропорционально П/В. При переходе к ассоциации II концентрации металлов в растворе резко падают из-за появления в нем H_2S . Максимальные концентрации достигаются на границе между ассоциациями I и II (рис. 4). Смена режима миграции в большей степени проявлена для меди, чем для цинка и свинца. Граница ассоциаций по отношению к меди оказывается барьером осаждения.

Расчеты термодинамической модели долгоживущей гидротермальной системы, через которую проходит последовательно много порций раствора, показали, что главный результат развития процесса во времени в нисходящей ветви состоит в разрастании области устойчивости ассоциации I под действием приноса окислителей (O_2 , SO_4^{2-}) и Mg и выноса восстановителей (H_2 , H_2S , CH_4) гидротермальным раствором. Граница между ассоциациями I и II, а также барьер осаждения Cu постепенно смещаются по линии тока в глубь системы, на ступени с более высокой температурой. На рис. 5 показана динамика распределения Cu и Zn в метасоматитах. Отчетливо видны пики концентраций Cu и Zn, которые появляются в области смены минеральных ассоциаций. В ходе эволюции системы эти пики сдвигаются в более высокотемпературную область, постепенно уменьшаясь, так как Cu и Zn выносятся

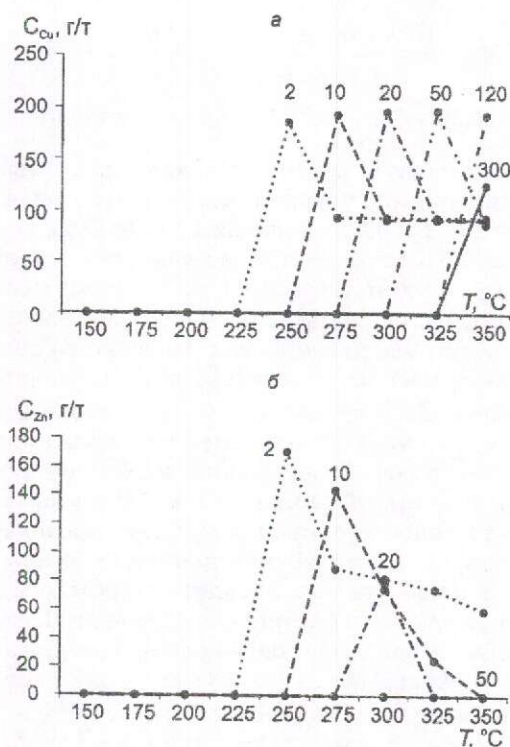


Рис. 5. Содержание Cu (а) и Zn (б) в метасоматитах нисходящей ветви системы:

цифрами обозначены номера волн

из нисходящей ветви системы в рудное тело. Таким образом, зоны поглощения на дальних флангах системы характеризуются выносом всех рудных компонентов из метасоматически измененных вмещающих пород. На границе распространения гематит-хлоритовой и эпидот-альбитовой метасоматических ассоциаций формируется подвижный геохимический барьер, благоприятный для избирательного осаждения меди.

Анализ совместного поведения рудных элементов при различных условиях показывает их отчетливую дифференциацию. Свинец быстро выносится раствором из породы, а цинк и медь частично фиксируются в виде сульфидов и медленнее и с разной скоростью удаляются из системы. По относительной подвижности (определяемой как отношение содержания в растворе к содержанию в свежем базальте) рудные элементы образуют ряд $Pb > S > Zn \approx Fe > Cu$. За счет более эффективной потери цинка, чем меди из недр рециклинговой системы, соотношение этих элементов в гидротермальном растворе, питающем растущее рудное тело, меняется с $S > Fe$ и $Zn >> Cu$ на начальном этапе жизни системы на $Fe > S$ и $Cu > Zn$ в долгоживущей системе.

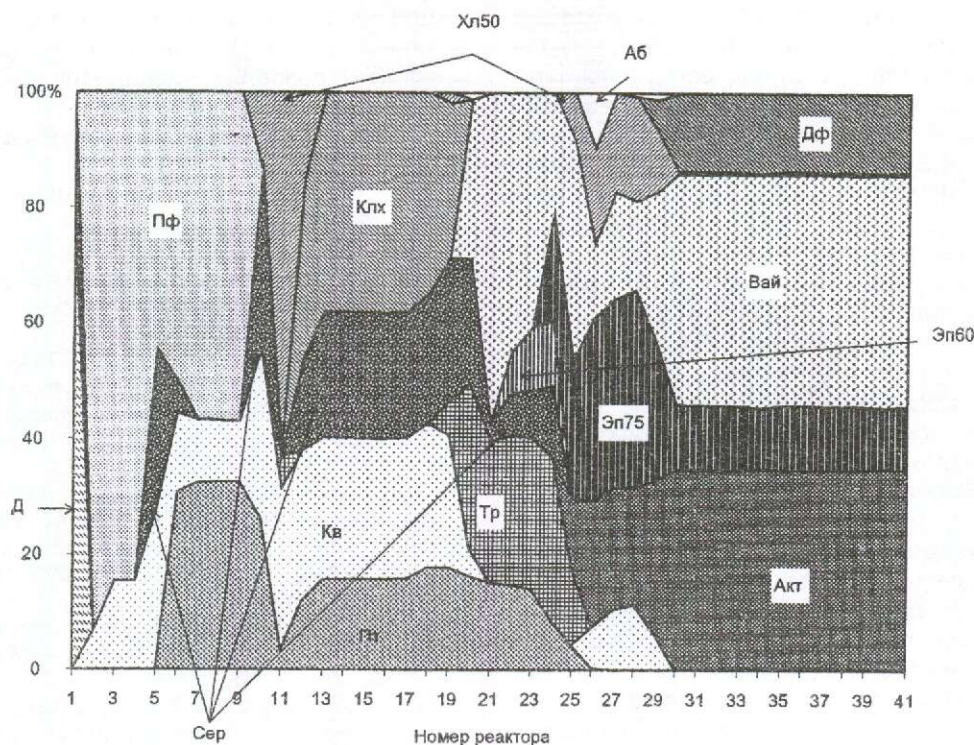


Рис. 6. Метасоматическая зональность вокруг рудоподводящего канала на конвективном этапе:

минералы: Пт — пирит, Д — диапор, Тр — тремолит, Сер — серицит, Пф — пирофиллит, Вай — вайра-
кит, Клх — клинохлор, Даф — дафнит; остальные усл. обозн. см. рис. 3

Восходящая ветвь КРС (подрудная зона). Моделирование метасоматических ассоциаций на восходящей ветви КРС в подрудной зоне показало, что первичное взаимодействие магматического флюида с породами стенок подрудного канала (стартовый прорыв) имеет характер кислотного выщелачивания. В составе тыловых зон, формирующихся при таком взаимодействии колонок, преобладает пирофиллит с кварцем и пиритом. По мере удаления от стенок канала в ассоциации появляется Mg-хлорит, затем актинолит, эпидот и альбит. Фронтальные зоны сложены типичными для пропилизированных пород ассоциациями Fe-хлорит, эпидот, актинолит, альбит+сульфиды (для T 350°C), при более низких температурах (300 и 250°C) вместо эпидота присутствуют карбонаты (кальцит и доломит). Медь фиксируется в виде халькопирита в тыловой части колонки в ассоциации с пиритом, цинк и свинец — в зоне с Mg-хлоритом. Важная особенность полученных колонок — интенсивный вынос оснований (Ca, Mg, Fe) из тыловых зон, подготавливающий метасоматическую породу для серицитизации, но этот типичный для колчеданов минерал при взаимодействии с магматогенным флюидом не образуется.

На рециклинговом этапе под воздействием гидротермального флюида, поступающего из нисходящей ветви, первоначальная метасоматическая колонка постепенно трансформируется в классическую для колчеданных месторождений последовательность кварц+пирофиллит — кварц+серицит+пирит — кварц+серицит+хлорит+пирит и далее — пропилиты (рис. 6).

Сопоставление расчетных метасоматических ассоциаций с наблюдаемыми на Бурбайском месторождении. Метасоматические ассоциации нисходящей ветви (I и II) характерны для внешней части ореола изменений вокруг месторождения. Ассоциация I отвечает области выноса рудных компонентов и в терминах реконструкции палео-КРС [9—11] соответствует зоне поглощения растворов. Обедненные рудными компонентами метасоматиты этой ассоциации соответствуют ореолам выноса основных рудообразующих металлов, выявленных Э.Н.Барановым на колчеданных месторождениях Урала, Кавказа и Алтая [12 и др.]. Ассоциация II может быть отождествлена с зоной глубинной циркуляции растворов (околоинтрузивной зоной на рис. 2).

Полученные в расчетах максимумы меди в метасоматитах нисходящей ветви на границе

ассоциаций (см. рис. 5) соответствуют участкам рассеянной минерализации. Напомним, что такая минерализация достаточно регулярно отмечается на дальних флангах месторождений. Так, подобный пример аномалии по меди описан в работе Г.А.Вострокнутова и А.И.Гавришина (1972) для района Чусовского медноколчеданного месторождения. Эти аномалии часто рассматриваются как возможный околорудный ореол нескрытых колчеданных тел, а после получения отрицательных результатов при заверке бракуются. В модельных расчетах они являются закономерным следствием массопереноса металлов в нисходящей ветви.

Характерные для колчеданных месторождений подрудные метасоматические изменения удается воспроизвести только в комбинированной модели, учитывающей два фактора — «стартовый прорыв» магматического флюида и последующее наложение рециклинга морской воды. При этом метасоматические ассоциации тыловой части колонки соответствуют наблюдаемым в подрудной зоне, а фронтальные — неотличимы от зоны глубинной циркуляции.

Полученное в модели распределение меди соответствует закономерностям, установленным в работе [11] для Бурибайской палео-КРС (см. рис. 2).

В результате проведенных исследований разработана методика термодинамического расчета комбинированной модели КРС, включающая два этапа функционирования — эксгалационный и рециклинговый.

Состав новообразованных минеральных ассоциаций и их распределение в различных частях колчеданосного Бурибайского рудного поля удовлетворительно объясняются их возникновением в субмаринной конвективно-рециклинговой системе. При этом подрудные метасоматические изменения удается воспроизвести в комбинированной модели, учитывающей два фактора — «стартовый прорыв» магматического флюида и последующее наложение рециклинга морской воды.

Цветные металлы интенсивно выносятся из зоны проявления гематитизации (зона поглощения растворов), а в зоне глубинной циркуляции подвижны только в долгоживущих системах. Граница зон является подвижным геохимическим барьером осаждения для меди. Полученное в модели распределение меди в системе соответствует установленному для Бурибайской палео-КРС.

Результаты термодинамических расчетов могут быть использованы при разработке поисковых критериев на колчеданное оруденение. В частности, аномальные концентрации меди на границах развития минеральных ассо-

циаций нисходящей ветви, располагающиеся на значительном удалении от зон разгрузки палео-КРС, позволяют локализовать перспективные площади.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 99-05-64.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Абрамова Е.Е., Гричук Д.В.* Расчетная термодинамическая модель рециклинговой гидротермальной системы // Руды и металлы. 1994. № 2. С. 36—44.
2. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И.* Основные принципы составления карт метаморфизма колчеданных полей // Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. — М.: МГУ, 1968. С. 231—241.
3. *Бородаевская М.Б., Кривцов А.И., Курбанов Н.К., Новгородова М.И.* и др. О металлогенической специализации колчеданосных вулканогенных формаций // Докл. АН СССР. 1969. Т. 187. № 2. С. 421—423.
4. *Гричук Д.В.* Термодинамические модели субмаринных гидротермальных систем. — М.: Научный мир, 2000.
5. *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.
6. *Динамика развития рудно-магматических систем зон спрединга / В.Н.Шарапов, В.А.Акимцев, В.Н.Доровский и др.* — Новосибирск: Изд-во СО РАН, НИЦ ОИГТМ, 1999.
7. *Коржинский М.А., Ткаченко С.И., Булгаков Р.Ф., Шмулов К.И.* Составы конденсатов и самородные металлы в сублиматах высокотемпературных газовых струй вулкана Кудрявый (остров Игуруп, Курильские острова) // Геохимия. 1996. № 12. С. 1175—1182.
8. *Кривцов А.И.* Прикладная металлогения. — М.: Недра, 1989.
9. *Кривцов А.И.* Обстановки и условия древнего и современного колчеданообразования // Геология рудных месторождений. 1987. № 3. С. 3—17.
10. *Кривцов А.И.* Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. — М.: Недра, 1979.
11. *Система моделей месторождений благородных и цветных металлов / А.И.Кривцов, М.М.Константинов, В.В.Кузнецов и др.* // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 11—31.
12. *Baranov E.N., Schteinberg A.D., Karpukhina V.S.* A genetic model and exploration criteria for buried massive sulphide deposits of the Verkhneural'sky area, southern Urals, USSR // Proc. 7th IAGOD Symp. 1988. P. 449—460.
13. *Cann J.R., Strens M.R., Rise A.* A simple magma-driven thermal model for formation of volcanogenic massive sulphides // Earth and Planetary Science Letters, 1985/86. Vol. 76. № 1/2. P. 123—134.
14. *Cathles L.M.* An analysis of the cooling of intrusives by ground-water convection which includes boiling // Econ. Geol. 1977. Vol. 72. № 5. P. 804—826.

УДК 553.444:552.54

© А.И.Донец, 2001

ГИДРОДИНАМИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В КАРБОНАТНЫХ ТОЛЩАХ

А.И.Донец (ЦНИГРИ МПР России)

Проведен анализ флюидных систем осадочных бассейнов инфильтрационного, элизионного и смешанного типов, а также влияния на эти системы тепловых потоков. Показана возможность возникновения в осадочных бассейнах гидродинамически сосредоточенных рудоносных флюидных потоков, которые мигрируют по пластам-коллекторам (латеральная фильтрация) и разломам (восходящая фильтрация). Построена математическая модель для количественной оценки масштабов и скорости фильтрации металлоносных флюидов в различных гидрогеологических системах.

Рудообразующие системы стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах в течение длительного периода изучались Д.И.Горжевским и рассматривались им в тесной ассоциации с рудоносными водами рассольного типа. В совместных исследованиях с другими авторами, в том числе автором настоящей статьи, анализировались парагенетические связи этих месторождений с нефтегазовыми проявлениями. Выявленные связи легли в основу построения гидродинамической модели указанных выше рудообразующих систем.

Основным агентом мобилизации и переноса металлов при образовании рассматриваемых месторождений, по мнению большинства исследователей, служат катагенные воды рассольного типа, которые формировались в осадочных, в том числе нефтегазоносных, бассейнах. Зарождаясь, металлоносные рассолы претерпевают эволюцию, отражающую эволюцию всего осадочного бассейна. Это выражается в их перемещении, связанном с рядом факторов. Первый, наиболее важный, — простое отжатие флюида при уплотнении пород. Опубликованные данные по современным осадочным бассейнам показывают, что при погружении песков на глубину 2 км их разновидности с первоначальной пористостью 50% теряют еще 30%, а на глубине 3 км пористость песков составляет всего 10%. Максимальные изменения наблюдаются в глинистых породах. Если их первоначальная пористость 80—90%, то наибольшее отжатие водного флюида приходится на первый километр погружения и уже на глубине 1 км она может составлять 10—20%, а при дальнейшем погружении до глубины 2—3 км — менее 10%. Повышенное количество воды в

уплотняющихся глинистых осадках связано также с дегидратацией глинистых минералов. Один из пиков водоотдачи приходится на глубину около 2 км, следующий приурочен к погружению пластов на глубину около 3 км. При одновременной дегидратации глинистых минералов объемы воды, переходящей в раствор, могут достигать больших величин. Дальнейшая эволюция бассейна приводит к миграции значительной доли отжатых флюидов по коллекторам к палеоподнятиям. Существенная роль в миграции принадлежит тектоническим нарушениям, ослабленным зонам, плоскостям несогласия и т.д. Сочетание палеоподнятий с тектонически нарушенными зонами и создает необходимые условия для разгрузки рассолов [7—9].

Осадочные бассейны, согласно В.Н.Холодову [6], подразделяются на три типа: инфильтрационные, элизионные и смешанные. Взаимодействие вод бассейна с минералами осадочных толщ относится к катагенетическим преобразованиям. Начинаясь в условиях близких к атмосферным, катагенез сменяется ранним метаморфизмом при температурах 350°C и давлении более 300 МПа [6]. Каждый тип бассейна связан с определенным типом катагенетических преобразований. Различают бассейны инфильтрационно-катагенетические, элизионно-катагенетические и т.д.

К инфильтрационным относятся бассейны с незначительными мощностями осадков; движение вод в них артезианского типа. Бассейны элизионного типа в отличие от инфильтрационных выполнены обычно достаточно мощными толщами осадков. Пластовое давление в них уменьшается от областей с максимальной мощностью осадков к участкам с минимальной

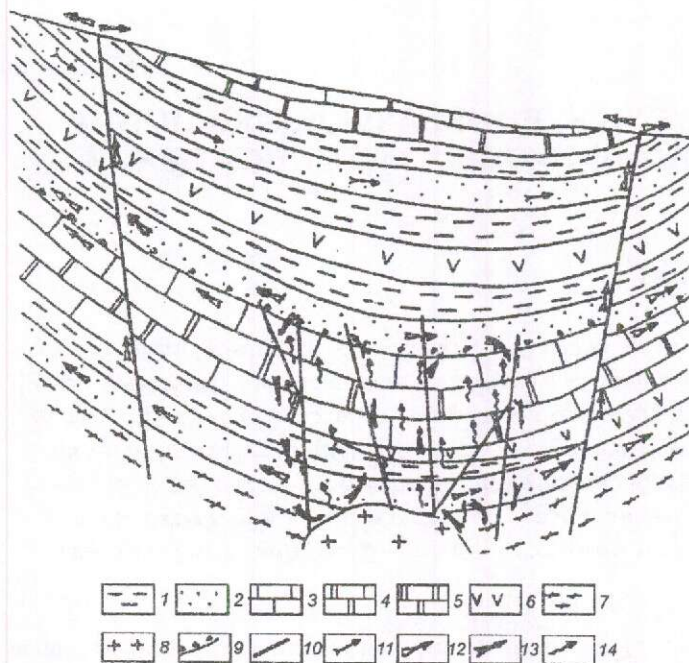


Рис. 1. Обобщенная схема движения подземных вод в различных флюидных системах осадочных бассейнов:

1 — глинистые сланцы, аргиллиты (водоупоры); 2 — песчаники (коллекторы); 3 — известняки; 4 — известковистые доломиты; 5 — доломиты; 6 — эвапориты; 7 — породы фундамента; 8 — интрузивные породы (порфиры); 9 — поверхность стратиграфического несогласия с карстовыми полостями; 10 — разломы; направления движения вод в системах: 11 — инфильтрационной флюидной, 12 — элизионной флюидной, 13 — термогидродинамической (конвективной); 14 — направление движения теплового потока

мощностью, что и определяет динамику движения вод (рис. 1).

Изучение природных бассейнов показывает, что в пределах одной и той же структуры возможно чередование различных режимов формирования вод, переход от инфильтрационных условий к элизионным в зависимости от скорости накопления осадков, скорости погружения и т.д. (см. рис. 1). В соответствии с этим большинство природных бассейнов относится к смешанному типу. Интенсивность катагенетических преобразований, обусловивших изменения физических свойств пород бассейна, связана с глубиной погружения осадков, геотермическим градиентом области, насыщенностью пород органическим веществом и другими факторами. Химический состав природных вод изменяется в большинстве случаев в ходе их погружения в результате взаимодействия с минералами и компонентами вмещающих пород.

Основные механизмы действия гидродинамических систем — инфильтрационный, элизионный и термоконвекционный. В инфильтрационных флюидных системах масса флюидов сформирована главным образом за счет атмосферных и поверхностных вод, профильтровавшихся в коллекторы. Движение флюидов обусловлено пластовым давлением, которое обычно равно гидростатическому (см. рис. 1). Преобладающая форма энергии — потенциальная энергия жидкости в поле силы тяжести; главная причина массопереноса — неравномерность в формировании гидростатического давления (напора), или возникновение градиентов гидростатического давления главным образом из-за раз-

ницы гипсометрического положения различных частей осадочного бассейна. Механизм передвижения флюидов сводится к проникновению их вниз по разрезу [4].

В элизионных флюидных системах преобладает эксфильтрационный тип водообмена. Напор создается при выжимании (элизии) вод из уплотняющихся пород в коллекторы и частично при уплотнении самих коллекторов с выжиманием вод из одних частей в другие, а также при термической дегидратации минералов и деструкции органического вещества (см. рис. 1). Основная форма энергии — потенциальная энергия упругой деформации жидкости, накапливающейся в коллекторах в результате уплотнения отложений и выжимания из них водных растворов [4]. Причина движения вод в элизионных флюидных системах — неравномерность (по скорости и объему) отжатия вод в различных участках нефтегазовых бассейнов, что, в свою очередь, контролирует разницу потенциальной энергии упругой деформации. В подобных системах флюиды, как правило, мигрируют из более погруженных частей бассейнов в приподнятые, т.е. вверх по восстанию пластов (см. рис. 1).

Инфильтрационные и элизионные флюидные системы иногда осложнялись в результате действия тепловых потоков, связанных с интрузивными телами. Такая комбинированная флюидная система рассматривается Д.М.Смитом [12] в модели движения рудоносных подземных вод при формировании стратиформных месторождений свинца и цинка в Колорадо (США). В период меловой — третичной

тектономагматической активизации вблизи резервуаров катагенных вод в глубоких осевых и боковых частях осадочных бассейнов внедрялись интрузивные тела кварцевых и монцититовых порфиров, которые создавали термоконвективную флюидную систему, осложнявшую движение обычных элизионных вод (см. рис. 1). Интенсивно мигрировавшие растворы обогащались металлами и перемещались по пластам пористых пород, разломам и плоскостям несогласия с карстовыми пустотами. Возраст оруденения по данным анализа калий-аргоновых отношений определен как третичный (40 млн. лет).

Изучение изотопного состава кислорода, водорода и углерода в рудах месторождений, ассоциирующихся с интрузивными образованиями, показало, что рудоносные растворы представляют собой смесь магматических и формационных флюидов. По изотопному составу серы сульфидов выявлен гомогенный магматический источник серы для месторождений Гилмен, Ледвилл и Бингхем [14]. В рудах главных свинцово-цинковых месторождений, приуроченных к карбонатным толщам района Колорадо (Ледвилл, Бингхем, Тинтик, Парк-Сити, Офир и др.), изотопный состав свинца галенита такой же, как у свинца в полевых шпатах интрузивов; реже встречается свинец, похожий по изотопному составу на свинец полевых шпатов пород докембрийского фундамента.

Близкая модель движения рудоносных рассолов предложена Ч.Спиракисом и А.Хейлом [13] для месторождений миссисипского типа Верхнемиссисипской долины (США). В этом районе в фундаменте плиты Мидконтинента развиты граниты с повышенным содержанием U ($45 \cdot 10^{-6}$) и Th ($118 \cdot 10^{-6}$), создававшие тепловой поток и связанную с ним конвективную систему движения катагенных рассолов.

Как уже отмечалось, при движении флюидных потоков важное значение имеет структурный фактор. А.А.Пэком [5], в частности, рассмотрена гидродинамика потенциально рудообразующих флюидных систем нефтегазовых бассейнов, включая структурный контроль гидротермальных потоков (разрывными нарушениями, складчатыми и складкоподобными структурами). Сосредоточение флюидного потока в зонах разломов свидетельствует о том, что на более глубоких уровнях они играли роль растворособирающих дренирующих структур. Моделирование процесса воздействия вертикального высокопроницаемого разлома на формирование восходящего дренирующего потока, проведенное А.А.Пэком [5], показало, что в зону разлома стягиваются

растворы из области глубинного питающего потока, по ширине равной примерно удвоенной глубине проникновения разлома. Результат такого стягивания в разломе — весьма значительная степень гидродинамического сосредоточения потока.

На равномерно восходящий гидротермальный поток оказывает воздействие также складкообразный контакт пород различной проницаемости [5]. При движении растворов из хорошо проницаемых пород в плохо проницаемые (отношение проницаемостей $K_1/K_2=300$, угол падения контактовой поверхности 45°) восходящий поток сосредоточивается в антиклинальной части структуры, а из плохо проницаемых пород в хорошо проницаемые (при тех же параметрах системы) — в синклиналильной части.

Одна из проблем, возникающая при построении модели генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах, связана с сохранением температуры рудоносных флюидов, которые охлаждаются при миграции к поверхности Земли. Гидрогеологическая модель данных месторождений должна содержать в качестве одного из элементов поток флюидов из осадочных бассейнов с большим объемом рассолов, которые оставались бы горячими, достигнув поверхности морского дна или небольших глубин рудообразования. Это условие может быть выполнено при движении потока металлоносных растворов по трещинам, которое детально рассмотрено Э.Делу и Д.Туркотом [9]. Ранее этому вопросу были посвящены исследования В.Филиппса, Н.Прайса, Ф.Билса, Ф.Фоглерини с соавторами, Г.Верраеса и др.

Э.Делу и Д.Туркот исследовали количественную сторону температурной эволюции горячих растворов, проходящих по трещинам в виде вертикальных турбулентных потоков. Главным параметром, влияющим на поток, является ширина трещины, которая определяет скорость, объем и температурную эволюцию транспортируемого флюида. Были рассчитаны локальные минеральные равновесия, показана химическая эволюция мигрирующих рассолов, отмечены минеральные отложения (сульфиды Pb, Zn, кремнезем), связанные с охлаждением этих рассолов, проанализирован процесс закупоривания трещин этими отложениями. Рассмотрены варианты движения флюидного потока по трещинам различной ширины (от 1 до 10 мм). Установлено, что в зависимости от ширины трещины и объема металлоносных рассолов формируются два типа месторождений: стратиформные свинцово-цинковые залежи и жильные тела. Для первого типа характерно

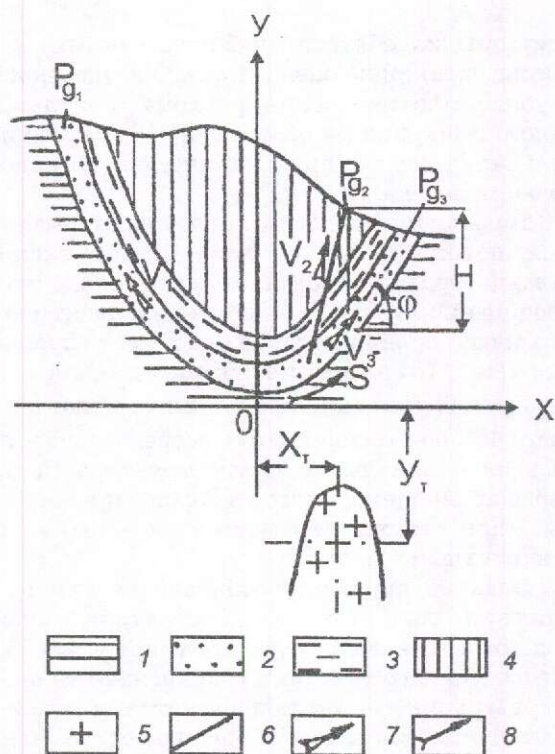


Рис. 2. Схема идеализированной гидродинамической системы движения потенциально рудоносных катагенных вод:

1 — резервуар жидкости; 2 — коллектор (пласт песчаника); 3 — водонепроницаемый экранирующий пласт; 4 — массив вмещающих пород; 5 — магматический тепловой очаг (интрузив); 6 — разлом (трещинная зона); 7 — направление движения и скорости (v) металлоносных, катагенных вод; 8 — направление отсчета координаты S

наличие большого объема горячих рассолов, значительно превышающего объем трещины. Рассол не успевает охладиться, и большая часть растворенных рудных компонентов изливается на поверхность морского дна. Во втором типе объем металлоносных растворов значительно меньше объема трещины, охлаждение флюидов в трещине более интенсивное, поэтому существенная часть растворенных рудных компонентов сосредотачивается вдоль трещины, формируя жильные рудные тела. Э.Делу и Д.Туркотом проведены расчеты, показавшие возможность формирования месторождений миссисипского типа в районе Вибурнум Тренд (Юго-Восточный Миссури, США) из растворов элизийной флюидной системы бассейна Иллинойс, которые мигрировали в виде флюидного потока по трещинным зонам.

Наличие таких зон было ранее обосновано в работах Р.Маклиманса [11].

Анализ приведенных выше основных механизмов действия гидродинамических систем рудоносных потоков, а также моделей процессов их движения (включая масштабы и скорости потоков, варианты «фокусирования» разгрузки) позволяет сделать вывод о возможности использования этих элементов при разработке генетической модели стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах.

Автором совместно с В.С.Тихоновым также сделана попытка количественной оценки масштабов и скорости фильтрации подземных металлоносных растворов в различных гидрогеологических системах (математическая модель).

Рассмотрим идеализированную гидродинамическую систему, состоящую из резервуара жидкости (слоя водонасыщенной глины), питающего вышележащий коллектор (слой песчаника), массива вмещающих пород, через который проходит трещина, соединенная с коллектором, и теплового очага (рис. 2). Коллектор и трещина экранированы водоупорными породами, что предотвращает утечку жидкости, за исключением точек разгрузки.

Фильтрация жидкости происходит под воздействием произвольной совокупности факторов: сила тяжести жидкости; выжимание (элизия) вод из уплотняющихся осадков в коллектор; тепловой поток, связанный с магматическим очагом (интрузивом); трещиноватость пород. Ввиду того что мощность коллектора и ширина трещины, по которым фильтруется жидкость, существенно меньше их протяженности, фильтрационный процесс можно считать одномерным. Ограничимся рассмотрением режимов стационарной фильтрации. Предположим также, что давление массива вмещающих пород при элизии передается на слой водонасыщенной глины всей массой вышележащих пород.

Введем прямоугольную систему координат OXY , начало которой O расположено на дне водонасыщенного резервуара (см. рис. 2). Ось OY направим вертикально вверх, а ось OX расположим в плоскости течения жидкости.

Скорость фильтрации жидкости v по коллектору связана с градиентом поля давления и силой тяжести законом Дарси [3]:

$$v = -\frac{k}{\mu_f} \left[\frac{d(P - \rho_f g H)}{ds} + \rho_f g \sin \phi \right], \quad (1)$$

где P — давление жидкости; $H=H(S)$ — толщина пород, лежащих под слоем водонасы-

ценной глины; k — проницаемость пород, слагающих коллектор; ρ_f — плотность жидкости; μ_f — динамическая вязкость жидкости; ρ_r — плотность вышележащих пород; $\varphi = \varphi(s)$ — угол между осью OX и осью коллектора; S — дуговая координата, отсчитываемая от точки O вдоль оси коллектора.

При условии $\rho_r = 0$ уравнение (1) справедливо и для трещины. Заметим, что для всех гидродинамических систем, кроме элизионной, ρ_r также равно нулю. При наличии температурного поля плотность жидкости ρ_f будет зависеть от перепада температуры ΔT , вносимого тепловым очагом. Для слабоконцентрированных растворов эту связь можно считать линейной [2].

Для определения распределения перепада температуры ΔT по длине коллектора или трещины предположим, что тепловой очаг создает в окружающем его массиве пород неравномерное температурное поле, в котором температура зависит только от расстояния между центром очага и точкой массива [2]. В этом случае распределение температуры по массиву пород можно представить в виде:

$$\Delta T = \frac{T_0 r}{[(x - x_T)^2 + (y + y_T)^2]^{1/2}}, \quad (2)$$

где T_0 — температура теплового очага; r — радиус; x и y — проекции произвольной точки массива на оси OX и OY ; x_T и y_T — проекции центра теплового очага на оси OX и OY .

Считая функцию изменения угла $\varphi(s)$ известной и используя геометрические соотношения, связывающие координаты x и y с дуговой координатой S , можно установить распределение температуры ΔT по длине коллектора и трещины.

Обозначим протяженность участков коллектора от точки O до левого и правого краев l_0 и l_3 соответственно, протяженность участка коллектора от точки O до точки его соединения с трещиной l_1 , а протяженность трещины l_2 .

Для определения констант интегрирования следует рассмотреть граничные условия. В точках $S = -l_0$, $S = l_1 + l_2$, $S = l_3$ давление можно считать известным. Это либо нулевое давление, когда система сообщается с земной поверхностью, либо некоторое заданное, когда миграция раствора происходит из одного бассейна в другой.

В этом случае

$$P(-l_0) = Pg_1, \quad P(l_1 + l_2) = Pg_2, \quad P(l_3) = Pg_3, \quad (3)$$

где Pg_i ($i = 1, 2, 3$) — заданные давления, соответствующие краевым точкам i -го участка системы.

В точке $S = l_1$ должно соблюдаться условие сохранения расхода жидкости, а также равномерное давление для всех участков системы:

$$P_1(l_1) = P_2(l_1) = P_3(l_1). \quad (4)$$

Используя граничные условия, построим линейную систему из шести алгебраических уравнений, при решении которых получим константы C_i и D_i . Зная их, можно определить распределение давления P_i по длине l и значения скорости фильтрации v_i .

Систему уравнений, подобную указанной выше, можно построить для произвольной сети взаимопересекающихся трещин, в том числе образующей замкнутые ячейки. При этом необходимо лишь дополнительно учитывать условия сохранения расхода и давления жидкости в точках пересечения трещин и коллектора. Решение линейной системы уравнений высокого порядка, образующейся при этом, принципиальных сложностей не вызывает.

Рассмотрим частные случаи фильтрации. В инфльтрационной системе движение жидкости по коллектору происходит под действием поля силы тяжести жидкости из приподнятых частей бассейна в более погруженные. Влияние температурного поля на движение жидкости выражено слабо, а утечки жидкости по трещинам отсутствуют [1]. В этом случае математическая модель гидродинамической системы существенно упрощается. Параметры ρ_r и ΔT в приведенных уравнениях можно считать равными нулю, а условия сохранения давления и расхода жидкости из-за отсутствия трещиноватости исключить. При рассмотрении инфльтрации метеогенных вод давление $Pg_1 = 0$.

В элизионной системе напор создается, как отмечалось выше, за счет выжимания жидкости из уплотняющихся осадков и пород в коллектор, а также за счет температурного поля. Миграция жидкости в этой системе, как правило, происходит из более погруженных частей бассейнов в приподнятые. Сообщение с земной поверхностью у коллектора в элизионной системе обычно отсутствует. Утечки жидкости по трещинам нет [1]. В этом случае из обсуждения можно исключить лишь условия сохранения давления и расхода жидкости. Влияние теплового режима в элизионной системе существенно для коллекторов, находящихся в зоне высоких геотермических градиентов (обычно это «средние» глубины залегания коллектора). С увеличением глубины, несмотря на рост абсолютных значений температуры, геотермические градиенты падают, и тогда тепловое поле можно не учитывать, полагая, что $\Delta T = 0$.

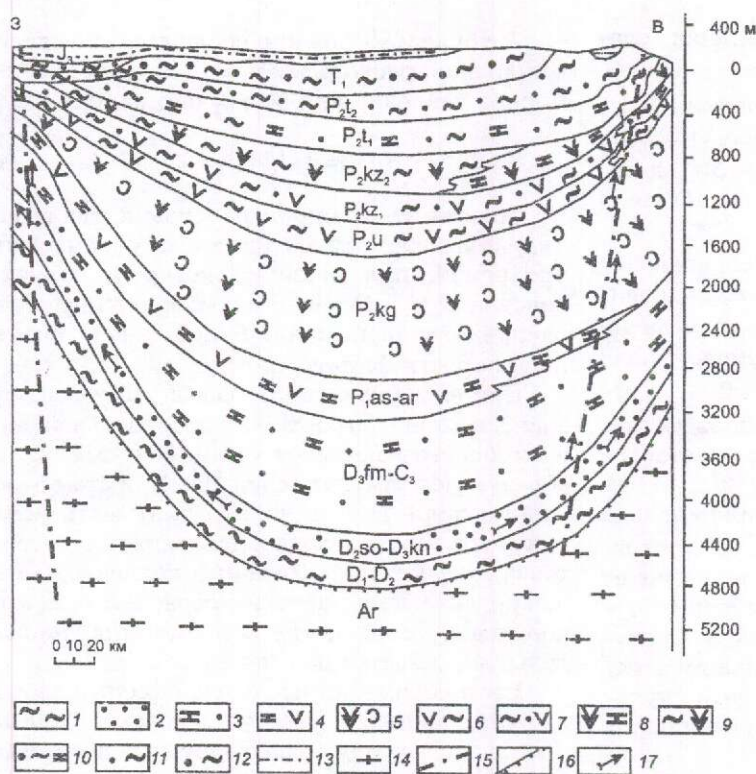


Рис. 3. Геологический разрез элизионной флюидной системы Бузулукской впадины:

геологические формации: 1 — глинисто-карбонатная, 2 — песчано-глинистая, 3 — морская терригенно-карбонатная, 4 — сульфатно-известняково-доломитовая, 5 — сульфатно-галогенная, 6 — глинистая гипсоносная, 7 — глинисто-карбонатная гипсоносная, 8 — сульфатно-доломитовая, 9 — сульфатно-глинистая, 10 — карбонатно-терригенная пестроцветная, 11 — морская песчано-глинистая, 12 — континентальная терригенная пестроцветная, 13 — терригенная сероцветная фосфоритоносная; 14 — гранито-гнейсы и гнейсы докембрийского фундамента; 15 — разломы; 16 — поверхность стратиграфического несогласия; 17 — направление движения подземных вод

Для термогидродинамической (термоконвекционной) системы характерна высокая трещиноватость пород, а эффекты гидростатического давления и элизии выражены слабо. Жидкость мигрирует по весьма сложному лабиринту трещин в основном под воздействием теплового поля. При определенных условиях пересечения и проницаемости коллектора и трещин в системе могут возникнуть замкнутые контуры тока жидкости, характерные для модели рециклинга. Для этой системы можно принять ρ_f равным 0, а при расчете модели рециклинга ограничиться рассмотрением замкнутого контура трещин, имеющих максимальную проницаемость.

Количественные модели гидродинамической системы (в том числе расчеты скоростей фильтрации) позволяют оценить направления и скорости движения металлоносных флюидов и определить наиболее благоприятные для их разгрузки зоны. В качестве примера для расчета скоростей фильтрации в водоносной сети автором (совместно с В.С.Тихоновым) использована элизионная гидродинамическая система Бузулукской впадины, в которой отвод жидкости из коллектора на поверхность Земли может происходить через зону трещиноватости. Впадина представляет собой палеозойскую структуру, выполненную глинисто-карбонатными, сульфатно-галогенными и карбонатно-терри-

генными отложениями (D_1 — J_3) мощностью более 4500 м, с размывом залегающими на архейском фундаменте (рис. 3).

Проницаемость пород, слагающих водоносный коллектор впадины, составляет 0,3—3 дарси, а проницаемость трещины почти на порядок больше — 15 дарси. Плотность вмещающих пород 2800 кг/м^3 , плотность жидкости 1300 кг/м^3 .

Расчеты показателей водоносной сети, геометрия которой отражена на рис. 3, проведенные путем решения уравнений фильтрации с учетом условий сохранения расхода жидкости, позволили определить скорости фильтрации во всех ветвях сети, мм/с: в восточной ветви коллектора — $1,515 \cdot 10^{-3}$, в западной — $0,202 \cdot 10^{-3}$, в трещине — $36,7 \cdot 10^{-3}$. При данных скоростях время прохождения порции жидкости по трещине составит 2,34 года, а по коллектору будет значительно больше — 55—425 лет. Таким образом, перемещение нагретых металлоносных растворов по разломам и трещинным зонам представляется наиболее благоприятным для транспортировки рудного вещества к месту отложения, поскольку более высокие скорости движения позволяют сохранить температуру, необходимую для переноса металлов.

Итак, результаты гидродинамического анализа типовых схем структурного контроля

Скорость движения жидкости по трещине в коллекторе $1,515 \cdot 10^{-3} \text{ м/с}$

фильтрационных потоков показывают, что структурно-формационная неоднородность геологической среды предопределяет закономерно неоднородный характер флюидной разгрузки глубоких раствороформирующих горизонтов осадочных бассейнов. Одно из проявлений такого неоднородного характера флюидной разгрузки — гидродинамически сосредоточенные гидротермальные потоки, обеспечивающие объем и температуру рудоносных флюидов, необходимые для формирования руд. Полученные результаты позволяют положительно ответить на вопрос о возможности возникновения в осадочных бассейнах компактных гидродинамически сосредоточенных рудоносных флюидных потоков. Такая возможность обусловлена наличием структурных элементов с контрастно повышенной фильтрационной проводимостью — проницаемых тел флюидопроводников, какими служат внутриформационные пласты-коллекторы (в основном прослойки высокопористых песчаников и известняков), и зон секущих разрывных нарушений. По пластам-коллекторам происходит латеральная фильтрация, по зонам секущих разрывных нарушений — восходящая.

Для образования сингенетических гидротермально-осадочных месторождений определяющее значение имеют процессы сосредоточенной разгрузки рудообразующих гидротерм по зонам разломов на дно бассейнов осадконакопления. Эпигенетические стратиформные месторождения возникают при определяющем значении сосредоточенной латеральной фильтрации растворов по высокопроницаемым пластам-коллекторам. В качестве типовых обстановок формирования таких потоков могут быть выделены условия, когда пласт-коллектор играет роль растворораспределяющей, растворособирающей или транзитной структуры.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Абукова Л.А., Карцев А.А. Флюидные системы осадочных нефтегазоносных бассейнов // Отечественная геология. 1999. № 2. С. 11—16.
2. Брюховецкий О.С., Лурье М.В. Фильтрационная термоконвекция как механизм гидротермального оруденения // Изв. вузов. Геология и разведка. 1994. № 1. С. 144—151.
3. Гавич И.К. Гидрогеодинамика. — М.: Недра, 1988.
4. Карцев А.А., Вагин С.Б., Шугрин В.П. Нефтегазовая гидрогеология. — М.: Недра, 1992.
5. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов / Д.И.Горжевский, А.А.Карцев, Д.И.Павлов и др. — М.: Недра, 1990.
6. Холодов В.Н. Роль регионального катагенеза в формировании термальных газоводных растворов (к теории стратиформного рудообразования) // Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. М., 1986. С. 6—28.
7. Arnold B.W., Bahr J.M., Fantucci R. Paleohydrology of the Upper Mississippi Valley zinc-lead district // Society of Economic Geologists Special Publication. 1996. № 4. P. 378—389.
8. Chi G., Savard M. Basinal fluid flow models related to Zn-Pb mineralisation in the southern margin of the Martimes basin, eastern Canada // Econ. Geol. 1998. Vol. 93. № 8. P. 896—910.
9. Deloule E., Turcotte D. The flow of hot brines in cracks and formation of ore deposits // Econ. Geol. 1989. Vol. 84. P. 2217—2225.
10. Goebel E.D. The pathway for MVT hydrothermal fluids within the Tri-State mining district from stratigraphic plotting of conodont alteration indices // Society of Economic Geologists Special Publication. 1996. № 4. P. 413—418.
11. McLimans R.K. Geological, fluid inclusion and stable isotope studies of the Upper Mississippi Valley zinc-lead district, southwest Wisconsin // College Station, Pennsylvania State University, unpub. PhD Thesis. 1977. P. 175.
12. Smith D.M. Sedimentary basins and the origin of intrusion-related carbonate-hosted Zn-Pb-Ag deposits // Society of Economic Geologists Special Publication. 1996. № 4. P. 255—263.
13. Spirakis C.S., Heyl A.V. Fracturing radioactive basement rocks as energy source to drive mineralisation in Upper Mississippi Valley zinc-lead district // Society of Economic Geologists Special Publication. 1996. № 4. P. 390—400.
14. Thompson T.B. and Beaty D.W. Geology and the origin of ore deposits in the Leadville district, Colorado: P. II. Oxygen, hydrogen, carbon, sulfur and lead isotope data and development of a genetic model // Econ. Geol. Monograph 7. 1990. P. 156—179.

ДК 553.3 (234.85)

© Г.В.Петров, 2001

ПОИСКОВЫЙ «КОД» РУДНЫХ ПОЛЕЙ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛА

Г.В.Петров (ОАО «Уральская геологосъемочная экспедиция»)

Предлагаются реперные признаки рудных полей колчеданных месторождений Урала, мало зависящие от представлений о возрасте, генетических особенностях и условиях «жизни» оруденения, сокращающие время выбора и освоения поисковых объектов и повышающие эффективность поиска.

Изучение уральских колчеданов напрямую связано с именем Марии Борисовны Бородаевской и школой ЦНИГРИ [1, 2]. Воспитанники, выпускники этой славной школы и их последователи всегда были заметны в передовых рядах колчеданщиков России. Надеюсь на принадлежность к последователям школы, стараясь не отставать от новых веяний в деле поиска колчеданов на Урале, осмелюсь предложить некоторые неординарные приемы поисков.

Исходя из современных представлений об образовании месторождений (в том числе колчеданных) связано с единой геотермальной гидрофлюидной системой, наиболее мобильные части которой представлены «рудогенными зонами», внутри которых закладываются рудные грабены — основа колчеданных узлов и полей.

В процессе «жизни» колчеданные месторождения меняются и иногда настолько, что в их рудных телах можно отыскать признаки многих генетических типов оруденения. Меняются морфология, минеральный и химический составы рудных тел, структуры и текстуры руд.

С течением времени обычно «меняются» и стратиграфия вмещающих пород, возраст их и оруденения. Может случиться, что месторождения, принадлежавшие ранее силурийскому времени, теперь датируются девоном (Учалинско-Узельгинская группа, Сафьяновское месторождение). Этот естественный процесс обусловлен архаичностью представлений об исключительности «основного универсального» — стратиграфического — принципа прогнозирования. Наличие «горизонтальной стратиграфии» в рифтовых зонах делает ordinарным выявление разновозрастной фауны в «едином» горизонте, тем более что видовой состав фауны во многом зависит от условий конкретного биогеоценоза. Стратиграфия должна базироваться на результатах изучения единовременных событий планетарного масштаба и объектов, фиксирующих эти события, прообразом которых в настоящем служат конодонты — маркирующие образования неопределенной

принадлежности. Наиболее консервативными при таких изменениях остаются общая структура рудного поля и литология вмещающих пород, в которых угадываются элементы первичного строения, хотя (Дегтярка) при определенных условиях и эти элементы могут измениться до неузнаваемости. Становление оруденения в подобной обстановке может представляться по-разному в зависимости от личной приверженности автора той или иной генетической гипотезе. Структурно-литологическая обстановка в этом случае слегка корректируется по форме, оставаясь практически неизменной по своей сути и представляя «кодовую» информацию о генезисе и перспективности известного (или прогнозируемого) рудного поля (важно эту информацию разглядеть).

Оруденение может развиваться по всей мощности (2—3 км) рудоносной толщи в периоды перерывов в осадконакоплении, когда формируются рудоносные уровни, составленные несколькими (многими) рудовмещающими горизонтами. В процессе нередко значительного во времени функционирования рудогенной системы, внутри (близ) рудного грабена, разновозрастных уровней может быть несколько. Уровни прослеживаются по латерали на сотни километров, на их положение не влияют изменения, происходящие в представлениях о генезисе и стратиграфии оруденения, они легко дешифрируются по структурно-литологическим особенностям.

Рудогенные системы (комплексы и фрагменты рудных полей) внутри уровня идентифицируются по «кодовой» информации. Модель рудообразования обосновывается на каждом участке по определенному комплексу поисковых признаков. При невозможности объяснения отсутствия даже одного элемента, слагающего модель, меняется модель или бракуется участок (презумпция безрудности).

Хорошей иллюстрацией применения «кодовой» информации является счастливая прогнозная судьба рудоносного уровня месторож-

дения им. XIX партсъезда. Уровень выделен в Учалинско-Узельгинском рудном районе в 50-е годы группой работников ЦНИГРИ (М.Б.Бородаевская, Н.К.Курбанов, А.И.Шмидт и др.), проводивших здесь геолого-съёмочные и поисковые работы. Рудовмещающая месторождения им. XIX партсъезда толща пород относилась тогда к улутауской свите среднего девона, а Учалинское — к верхнему силуру (в настоящее время вмещающие породы на этих месторождениях принадлежат карамалыташской свите среднего девона).

Н.П.Малахова в 1960 г. после посещения месторождений Сибайское и им. XIX партсъезда, изучив разрезы силурийских образований Сухоложского района Свердловской области, выявила там «кодую» структурно-литологическую обстановку. В результате она пришла к выводу о том, что данные, полученные при сопоставлении, позволяют серию пород, выходящую в окрестностях Сухого Лога, представленную вулканогенными и терригенно-осадочными образованиями, считать аналогичной зеленокаменной толще Урала. По стратиграфическому и возрастному положению эта серия пород наиболее близка месторождениям им. XIX партсъезда и Сибайское, что заставляет эту толщу не только выдвинуть в качестве новой площади (для поисков — *прим. автора*), но и расширить возможные перспективы обнаружения колчеданных руд за пределы окрестностей Сухого Лога.

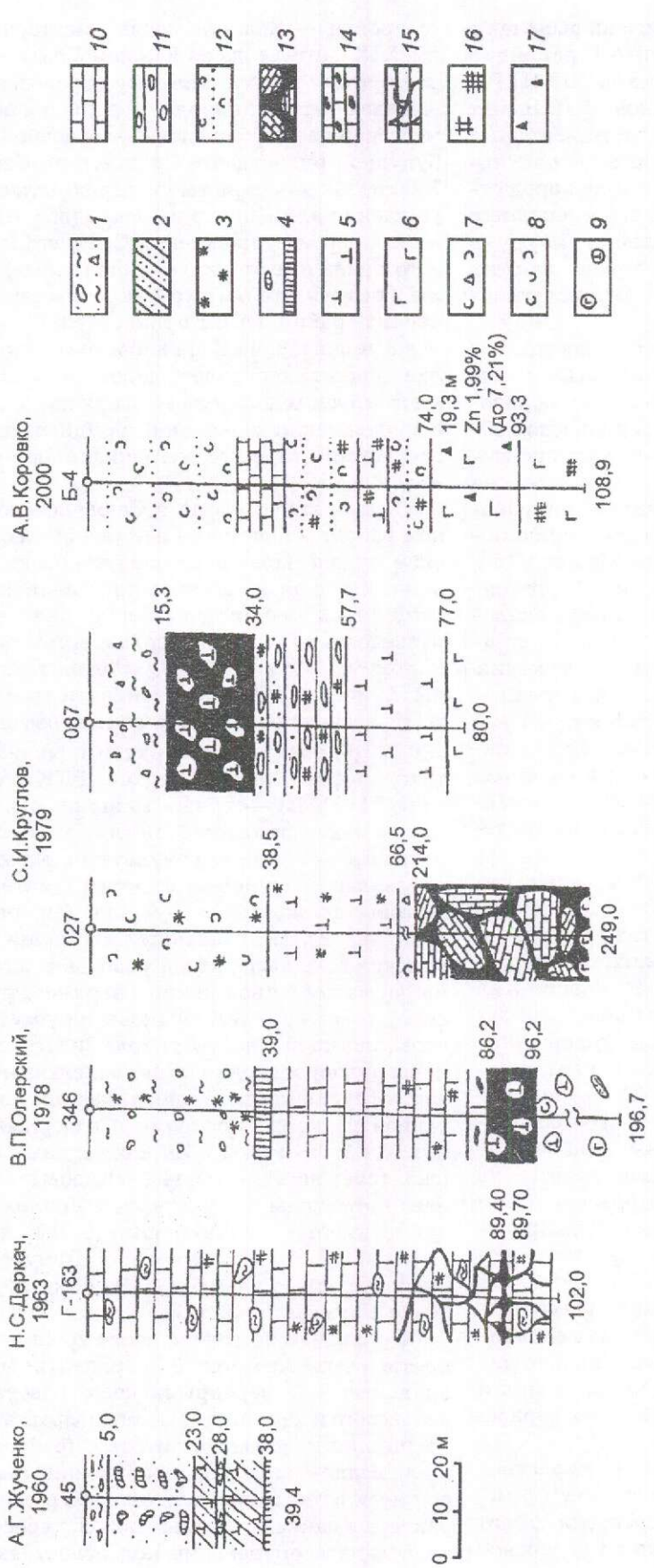
В этом новом для района потенциально рудоносном уровне известно большое количество медных рудопроявлений и мелких бурожелезняковых месторождений, служивших сырьевой базой для Режевского завода в конце XIX — начале XX вв. Некоторые из них были заброшены из-за «убогости» руды, содержание железа в которой понизилось, а «вредных» примесей (Cu до 0,93%, S до 2—3%) — повысилось. «За пределами окрестностей» проводились геолого-съёмочные, а также — на известняках — поисково-разведочные работы на бокситы, воду и уран, при которых в новом уровне было выявлено несколько рудопроявлений колчеданов (рисунок) и прямых поисковых признаков колчеданного оруденения, группирующихся в семь потенциальных рудных полей площадью 2—5 км². Никаких специальных «колчеданных» исследований (геофизика, аналитика, минералогия, петрография и т.д.) на этих проявлениях не проведено, керн не сохранился.

После открытия «за пределами окрестностей Сухого Лога» Сафьяновского месторождения и подтверждения присутствия в его рудном поле верхнесафьяновского рудоносно-

го уровня — аналога уровня месторождения им. XIX партсъезда на Южном Урале — интерес к этому перспективному образованию повысился. Геологи поняли, что поиски скрытых месторождений колчедана — основной резерв будущей рудоотдачи Среднего и Северного Урала, так как скрытые и перекрытые месторождения здесь никто не искал (все открытые до сих пор месторождения Среднего и Северного Урала имеют «железные шляпы»). К тому же в результате геолого-съёмочных и тематических работ (А.В.Коровко, 1999) возраст толщ, вмещающих Сафьяновское месторождение, поднят до среднего девона и, кроме того, многими исследователями обсуждается вопрос о продолжении колчеданных рудных комплексов Магнитогорского мегасинклинория в Каменский.

В настоящее время в Сафьяновском рудном районе в новом для него верхнесафьяновском рудоносном уровне ведут поиски колчеданных руд пять организаций: две геохимические, одна геофизическая и две геолого-разведочные. Геохимическими организациями (фирма «ГЭТИ» и НП ЗАО «Родонит») выявлены и исследуются протяженные и мощные комплексные аномальные зоны с высоким (до 120·10⁻⁶%) содержанием ртути и молибдена в твердой фазе, геофизической (ВТК «Аэропоиск» УО РАН) — обнаружены аэроаномалии методом незаземленной петли, геологоразведочными — с учетом результатов работ перечисленных партнеров и других материалов проводится поисковое бурение (см. рисунок, скв. Б-4). Кроме указанных аномалий, в Каменской зоне выделяется уровень с «кодовой» информацией (возможно, верхнесафьяновский), содержащий Колпаковский участок, где скважинами на площади около 30 км² установлены рудопроявление и многочисленные горизонты сульфидной минерализации, опробованной из керна штуфами с содержанием в них: Cu 1,56—9,36% и Zn в отдельных пробах (скв. 1504) до 22,1—27,44%. «Кодовые» обстановки отмечены и на Северном Урале в породах нижнего — верхнего силура. В Валенторском районе это Булдырский, в Шемурском — Тамшерский, в Саумском — Вижайский и Восточно-Саумский участки.

Признаком продуктивности уровня на конкретном участке может быть развитие медного оруденения в перекрывающих известняках девонского и каменноугольного возраста в виде кварц-эпидот-халькопиритовых (с борнитом) жил, медно-скарновых проявлений, самородной меди и геохимических ореолов рудного характера в дайках основных пород, пересекающих колчеданное оруденение под известняками в



Фрагменты строения уровня месторождения им. XIX партсъезда в Сафьяновском рудном районе:

1 — рыхлые отложения с обломками пород; 2 — дезинтегрированная кора выветривания; 3 — ожелезнение, лимонитизация; 4 — бурые железняки; 5 — рiolиты; 6 — базальты; 7 — туфобрекчи; 8 — туфы; 9 — эксплозивные брекчи; 10 — известняки; 11 — туфокогломераты; 12 — туфопесчаники; 13 — обломки известняков в сульфидном цементе (гидротермокарст); 14 — обломки массивных руд в карбонатном цементе; 15 — прожилки колчедана в известняке; 16 — вкрапленность сульфидов; 17 — вкрапленные (S < 35%) цинковые руды

рудоносном уровне месторождения им. XIX партсъезда на глубинах до 250 м.

При определенных условиях эти признаки могут развиваться до самостоятельных месторождений (Гумешки, Меднорудьянская, Турьинская группы и др.) и создать условия для возникновения особой группы медных месторождений — медистых глин в зоне карста. На Гумешевском месторождении в медистых глинах (интервал глубин 15—100 м) при содержании Cu 0,5—1% и Au 0,4 г/т по категории C₁ подсчитано около 300 тыс. т., по категории P₁ — около 500 тыс. т. меди. Перспективы выявления подобных месторождений и добычи меди из них на Урале значительны.

Урал — особая колчеданосная провинция, в которой поиски меди ведутся несколько сотен лет, а геологические съемки м-ба 1:200 000 выполнены полностью. Кроме того, для площадей, перспективных на различные полезные ископаемые, проведены геолого-съемочные и поисковые работы м-бов 1:50 000—1:10 000. При этом пробурено большое количество скважин различного назначения и получен огромный разрозненный материал — блок, содержащий несистематизированную информацию для многих отраслей исследований.

Для колчеданов на Урале практически невозможно найти площадь, где поиски можно было бы вести «по науке» — от общего к частному, к чему призывают существующие инструкции по стадийности проведения поисковых

работ. Нет и примера открытия колчеданных месторождений подобным образом — все они «полуслучайны». «Кодовая» информация, особенно сейчас — при «капитализации» геологических исследований, поможет разобраться в «мешанине» разнородного материала, позволит дисциплинировать и регламентировать нередко «отчаянные» усилия поисковых организаций.

Основной эффект выявления «кодовых» структурно-литологических обстановок «за пределами ближайших окрестностей» известных рудных полей и на новых площадях Среднего и Северного Урала — психологический: настал момент, когда «идеи начинают овладевать массами». А если учесть что на Южном Урале и в Башкирии в рудоносном уровне месторождения им. XIX партсъезда найдено около половины запасов, то становится ясным, что попытки выявления значительных ресурсов и запасов на Среднем и Северном Урале не безнадежны.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Система геологических наблюдений при прогнозе и поисках месторождений колчеданных руд / Под ред. М.Б.Бородаевской, Д.И.Горжевского, Г.В.Ручкина — М.: ЦНИГРИ, 1992.
2. Типы рудных районов колчеданосных провинций Южного Урала и Западного Казахстана // Тр. ЦНИГРИ. Вып. 105, 1973.

УДК 553.411:550.84.092

© В.Б.Чекваидзе, И.З.Исакович, 2001

МИНЕРАЛОГИЧЕСКИЕ ОРЕОЛЫ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И ИХ ПОИСКОВОЕ ЗНАЧЕНИЕ (НА ПРИМЕРАХ СЕВЕРО-ВОСТОКА РОССИИ И СЕВЕРНОГО КАЗАХСТАНА)

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

На примерах некоторых золоторудных месторождений ведущих формационных типов рассмотрены состав и строение ореолов нерудной прожилковой и рудной прожилково-вкрапленной минерализации в сочетании с околорудными метасоматическими изменениями вмещающих пород. Приведены разработанные комплексы поисково-оценочных критериев.

Будучи знатоком и непосредственным разработчиком методов поисков рудных месторождений, Д.И.Горжевский уделял большое внимание минералогическим критериям и методам их идентификации при прогнозно-поисковых работах. В частности, при составлении

прогнозных карт на Рудном Алтае в 1970—1974 гг. он стал инициатором изучения и практического использования ореолов нерудной прожилковой минерализации на полиметаллических рудных полях [1]. Разработка этого направления в дальнейшем углублялась кол-

лективом ЦНИГРИ по линии совмещения минералогических и околорудных метасоматических ореолов, а также путем вовлечения в круг изучаемых объектов золоторудных месторождений всех ведущих формационных типов.

Уже на первых этапах изучения прожилковых образований даже при простом визуальном сравнении их состава и интенсивности развития выявились заметные различия разных частей околорудного пространства. Эти различия еще явственнее выступали при систематическом картировании прожилковых систем с учетом их качественного и количественного разнообразия. В итоге были получены новые минералогические критерии, ориентированные на образование скрытых рудных тел, а также на освещение деталей внутренней структуры рудоносных зон.

Достоверность разработанных критериев существенно возросла с привлечением в общий комплекс ореолов рудной прожилково-вкрапленной минерализации (сульфидной, оксидной и т.д.) и отдельных минералов и их ассоциаций, связанных с околорудными метасоматическими изменениями вмещающих пород. В итоге стало возможным оформление (обычно в табличной форме) комплексов критериев приближения к скрытым рудным телам и месторождениям по латерали и вертикали, оценки типа, ранга и масштаба ожидаемого рудного объекта.

Рассмотрим результаты изучения минералогических ореолов на примерах некоторых золоторудных объектов, систематизированных в соответствии с работой [4].

Золото-кварцевая формация (золото-углеродистого семейства). Наталкинское месторождение. Расположено на юго-востоке Яно-Колымского складчатого пояса в разрезе туфо-терригенных толщ позднепермского возраста. Породы смяты в синклинальную складку, ограниченную продольными разломами (Наталкинская грабен-синклиналь) и инъецированную поясами даек спессартитов и альбитизированных риолитов. В размещении оруденения важная роль принадлежит продольным (северо-западного направления) разрывным нарушениям, локализирующим и ограничивающим основную массу рудных тел. Последние представлены кварцевыми жилами, системами параллельных жил и прожилков, а также штокверками [2, 3].

Околорудные метасоматические ореолы вписаны в контур регионально-метаморфических преобразований. Последние относятся к зеленосланцевой фации и характеризуются четкой зональностью по латерали, причем с приближением к участку месторождения зона

биотита сменяется зоной псевдоморфного (по биотиту) магнезиально-железистого хлорита и далее зоной равномерно рассеянного в породах мусковитовидного серицита. Ширина отдельных зон колеблется в пределах 1—3 км и более.

Собственно околорудные метасоматиты располагаются в контуре зоны мусковитовидного серицита. Измененные породы отчетливо обрамляют отдельные рудные тела и их группировки, а также сменяют последние по простиранию рудолокализирующих разрывных структур. Главная масса метасоматитов сформировалась в предрудную стадию гипогенного кислотного выщелачивания с выносом и последующим переотложением выщелоченных компонентов.

Участки выщелачивания представлены протяженными (до 2—3 км) линейными зонами серицитизации (березитоидного типа) терригенных и туфо-терригенных пород. Степень изменения широко варьирует, но в целом остается весьма умеренной и количество новообразованного серицита не превышает 30—40% от объема пород. В то же время устанавливается четкое нарастание интенсивности преобразований пород при движении от периферии к рудным зонам. Во внешней части ореола изменений проявлена малоинтенсивная пятнистая серицитизация, составляющая не более 5—10% от объема пород, причем блоки измененных пород часто перемежаются с «пустыми» участками. В центральной, непосредственно рудовмещающей, зоне метасоматических преобразований поля серицитизации характеризуются большей сплошностью и повышенной интенсивностью серицитового замещения (до 20—40%).

В непосредственном обрамлении рудных зон обычно фиксируются многочисленные тела анкерит-кварц-альбитовых метасоматитов, чередующиеся с блоками серицитизированных пород или полностью их вытесняющие. В составе метасоматитов господствуют альбит и кварц при подчиненной роли карбоната. В качестве примесей присутствуют сульфиды Fe, Pb, Zn, апатит, реликтовый серицит. Характерна резко неравномернозернистая структура пород с величиной зерна от 0,05 до 1—2 мм. По восстанию рудоносных структур мелко-среднезернистые разности метасоматитов сменяются тонкозернистыми, вплоть до скрытокристаллических (в надрудных интервалах). Мощность тел анкерит-кварц-альбитовых метасоматитов колеблется от первых сантиметров до 20—30 м. Устанавливается тенденция к сокращению с глубиной количества и мощности таких тел и вытеснению их серицитолитами. Ореол распространения последних с

приближением к корневым уровням месторождения также заметно сужается, хотя интенсивность замещения повышается. Такого рода соотношения разнотипных метасоматических образований находят объяснение в закономерном сопряжении продуктов кислотного выщелачивания и переотложения оснований в предрудном гидротермальном процессе. На уровне выщелачивания происходил вынос из пород натрия, кальция, магния и, возможно, части железа. Переотложение этих компонентов осуществлялось на уровнях развития анкерит-кварц-альбитовых метасоматитов, причем центр накопления последних сдвинут по вертикали вверх относительно максимума накопления серицитизированных пород.

Помимо предрудных метасоматитов, на месторождении выявлены синрудные и пострудные новообразования хлорита, калишпата и каолинита. Они образуют относительно редкие и маломощные до (1—2 м) тела и пятнистые скопления. В то же время, развитие синрудных и пострудных метасоматитов на фоне совмещения повышенно серицитизированных и альбитизированных разновидностей пород является благоприятным признаком концентрированного золотого оруденения на соответствующих участках.

Минералогические ореолы представлены нерудной прожилковой минерализацией и вкрапленностью сульфидов. Первая тесно привязана к рудным телам и распределена отчетливо зонально по отношению к ним. Условно можно выделить три зоны: внешнюю, промежуточную и центральную. Внешняя зона характеризуется незначительным (менее 10% от объема пород) развитием нитевидных прожилков анкерита вдоль слоистости вмещающих пород. В промежуточной зоне интенсивность прожилко-

вания повышается до 5—10%, а в составе прожилков господствуют кварц и карбонаты (анкерит, железистый кальцит и кальцит приблизительно в равных соотношениях). Наконец, в центральной зоне в непосредственном обрамлении рудных тел распространены прожилки состава кварц—альбит—калишпат—анкерит, причем интенсивность ореолов данного типа достигает 20—50% (рис. 1).

Сульфидная минерализация распространена значительно шире и выходит за пределы участка месторождения. Внешней границей последнего служит контур зоны хлорита (по биотиту), которому сопутствует появление дисульфидов железа (пирита и марказита) с многочисленными реликтами метаморфогенного пирротина, а затем и без реликтов этого минерала. Далее к центру развита рассеянная вкрапленность метакристаллов пирита с зональной структурой агрегатов, переполненных реликтовыми включениями вмещающих пород. Наблюдается также эпизодическая вкрапленность игольчатого арсенопирита и халькопирита. В непосредственном обрамлении рудных тел развиты ореолы арсенопирит-пиритовой вкрапленности неравномернозернистой структуры при соотношении арсенопирита к пириту около 5:1. Характерно разнообразие кристалломорфологических форм арсенопирита (ромбовидный, игольчатый, призматический, копьевидный, звездчатый), образующих тесные взаимные сростания. В арсенопирите постоянно присутствуют включения халькопирита, сфалерита, пирротина, блеклой руды, галенита. Отмечается высокая частота встречаемости самородного золота размером в десятки микрон. Результаты картирования минералогических ореолов в схематизированном виде представлены на рис. 2.

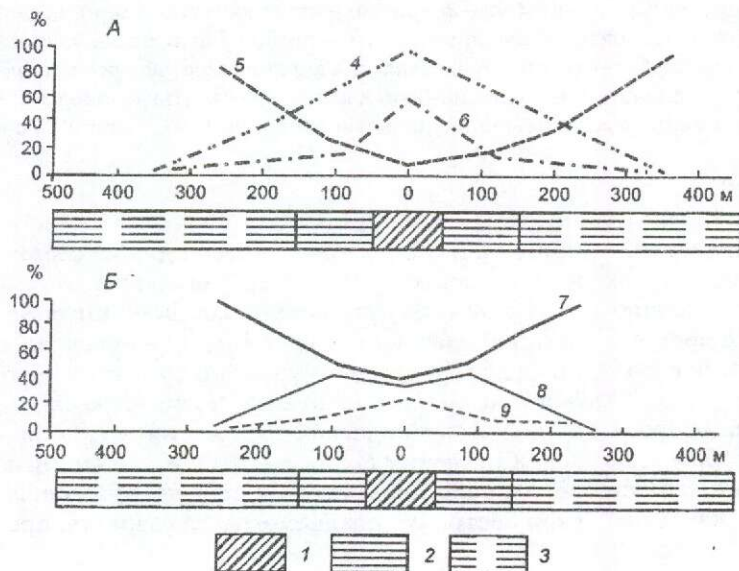


Рис. 1. Характеристики ореолов нерудной прожилковой минерализации на Наталкинском месторождении:

зоны минералогического ореола: 1 — центральная, 2 — промежуточная, 3 — внешняя; А — соотношения кварцевой и карбонатной минерализации: 4 — кварц; 5 — карбонат (суммарный); 6 — интенсивность прожилков кварца и карбоната (суммарного); Б — распределение карбонатов разного состава: 7 — анкерит; 8 — железистый кальцит; 9 — кальцит

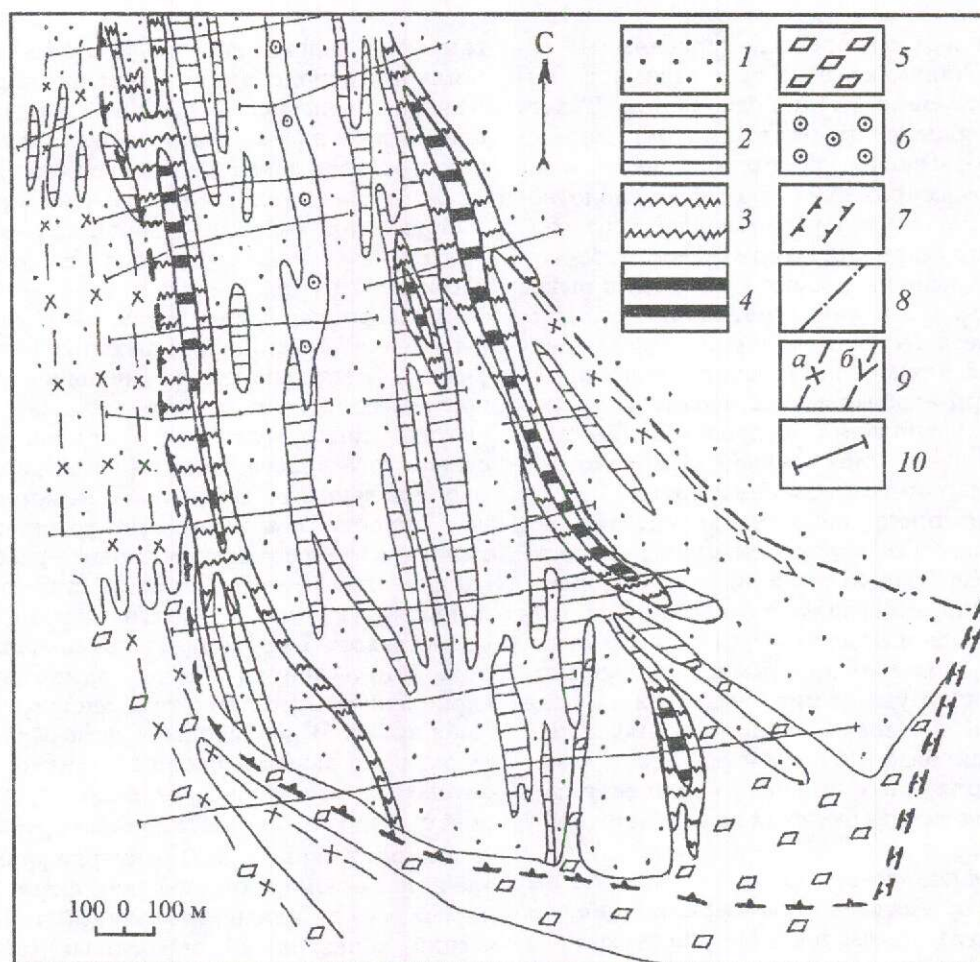


Рис. 2. Схема распределения минералогических ореолов в южной части Наталкинского месторождения (план поверхности):

минералогические ореолы: 1 — нитевидные прожилки анкерита с вкрапленностью пирит-марказита и реликтами пирротина, 2 — субпараллельные прожилки состава анкерит (Fe-кальцит)—кварц с вкрапленностью метакристаллического зонального пирита и игольчатого арсенопирита, 3 — сетчатые и субпараллельные прожилки состава анкерит (Fe-кальцит, кальцит)—альбит—кварц с вкрапленностью метакристаллического зонального пирита, арсенопирита, сфалерита, халькопирита, 4 — штокверки и жилы состава анкерит (Fe-кальцит, кальцит)—калишпат—альбит—кварц с прожилками и вкрапленностью арсенопирита, сфалерита, халькопирита, галенита, 5 — кальцит, 6 — молочно-белый кварц, 7 — крупные разломы; 8 — прочие тектонические нарушения; 9 — зоны рассланцевания с дайками кислого (а) и основного (б) составов; 10 — канавы

Вертикальная зональность в строении минералогических ореолов проявлена слабо. Можно говорить лишь о тенденции к сужению общего зонального ряда и вытеснению продуктов околорудной зоны периферическими образованиями с глубиной.

В итоге изучения минералогических ореолов Наталкинского месторождения был составлен ранее упомянутый комплект таблиц поисково-оценочных критериев. В качестве

примера в табл. 1 представлен один из составных элементов указанного комплекта.

Золото-адуляр кварцевая формация. Карамкенское месторождение. Расположено в пределах Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в зоне сочленения Верхне-Арманской вулканотектонической депрессии с Магаден-Хасынским поднятием. В локальном плане оруденение приурочено к древней вулканической постройке позднемелового возраста, при-

1. Критерии идентификации ранга рудного объекта

Виды ореолов	Критерии	
	месторождения	рудной зоны (группировки рудных тел)
Околорудные метасоматические	Широкие (2—5 км) ореолы мусковитовидного серицита, обрамленные зонами псевдоморфного (по биотиту) хлорита с реликтами биотита. Серия рассредоточенных тел анкерит-кварц-альбитовых метасоматитов и повышенно серицитизированных пород	Серия сближенных зон анкерит-кварц-альбитовых метасоматитов и серицитолитов, обрамленных ореолами пятнисто-рассеянной серицитизации
Минералогические	Широкие ореолы пирит-марказита в региональных полях метаморфогенного пирротина. Серия рассредоточенных ореолов сульфидной (пирит-арсенопиритовой, сфалеритовой, халькопиритовой, галенитовой) минерализации и ореолов прожилков анкерита, Fe-кальцита, кварца (с альбитом и калишпатом)	Локальный жильно-штокверковый ореол состава анкерит—альбит—калишпат—кварц с пирит-арсенопиритовой и полиметаллической минерализацией. На периферии — зона субпараллельных прожилков анкерита (Fe-кальцита, кальцита) и кварца с метакристаллическим пиритом и далее зона нитевидного анкерита с пиритом и марказитом

чем промышленные рудные тела жильного типа размещаются в верхних частях магматических аппаратов, сложенных субвулканическими риодацитами, риолитами и автомагматическими брекчиями субщелочных андезитов.

Околорудные метасоматиты относятся к формации гидротермальных аргиллизитов, которые по периферии и с глубиной сменяются пропилитами, рассматриваемыми как наиболее ранние гидротермальные образования в пределах рудного поля. В целом ореол метасоматитов имеет воронкообразную форму с расширением к поверхности и сужением в направлении корневых частей рудных тел. Приповерхностные уровни ореолов сложены каолинит-кварцевыми метасоматитами (сольфатаритами) нередко с алунитом и ярозитом. Ниже они сменяются слюдисто-кварцевыми образованиями (с адуляром и без него), прослеживающимися до максимальных глубин, достигнутых скважинами. При этом закономерно меняются состав слюд и их политипия (табл. 2), а также происходит смена фаций пропилитов от альбит-хлоритовой на верхних уровнях к эпидот-хлоритовой на глубине.

Ширина ореола аргиллизации в обрамлении рудных жил составляет десятки и первые сотни метров. К периферии устанавливается понижение степени изменений, выражающееся в последовательном снижении содержания светлых слюд и появлении, а затем нарастании разрывов в сплошности околорудного ореола. Оба указанных явления могут быть оценены

количественно и послужить важными поисково-оценочными показателями (табл. 2, 3). Эти показатели интенсивности преобразования пород синтезируются при вычислении средневзвешенного ореольного содержания слюд в отдельных зонах ореола, характеризующего усредненное содержание слюд в метасоматитах при неравномерном опробовании и с учетом разрывов (фоновых интервалов) в ореоле.

Минералогические ореолы центральных частей рудных зон представлены системами прожилков адуляр-кварцевого состава при резко подчиненной роли кальцита. Интенсивность развития прожилков от 20 до 50%, отношение адуляра к кварцу (1:1)—(2:1). Кварц-адулярным агрегатам свойственно разнообразие текстурного рисунка от крустификационно-полосчатого и кокардового до массивного с преобладанием тонкозернистых разновидностей кварца характерной серой окраски. По мере удаления от промышленного оруденения ореолы адуляр-кварцевой минерализации сменяются по латерали прожилками кальцит-кварцевого состава с эпизодическим адуляром. Интенсивность проявления данной минерализации 10—20%, отношение кварца к кальциту 2:1. Упрощается текстурный рисунок прожилков, преимущественно развиваются массивные текстуры, преобладает молочно-белая разновидность кварца. В лежачем и висячем боках рудной зоны кальцит-адуляр-кварцевая минерализация распространяется на расстояние до 200 м. Далее она последовательно сменяется ореолом прожилков в основном кварц-

2. Критерии оценки уровней эрозионного среза и рудного подсечения на глубине

Критерии	Подрудный	Нижнерудный	Верхнерудный	Надрудный
<i>Околорудные метасоматические ореолы</i>				
Ведущий тип метасоматитов	Серицит-кварцевый	Адуляр-гидрослюдисто-кварцевый	Адуляр-гидрослюдисто-кварцевый	Каолинит-кварцевый (с алунином, ярозитом)
Типоморфизм светлых слюд	$d_1=10,0-10,2 \text{ \AA}; 2M_1$	$d_1=10,05-10,5 \text{ \AA}; 2M_1+1M$	$d_1=10,3-10,8 \text{ \AA}; 1M$	$d_1=10,6-11 \text{ \AA}$
Обрамляющие образования	Эпидот-хлоритовые пропилиты	Альбит-хлоритовые и эпидот-хлоритовые пропилиты	Альбит-хлоритовые пропилиты	Альбит-хлоритовые пропилиты
<i>Минералогические ореолы</i>				
Размеры ореола прожилков кварц+адуляр в поперечных сечениях, м	<20	>200	<100	<100
Концентрация прожилков кварц+адуляр внутри ореола, %	20—50	50—80	>80	>80
Отношение кварца к адуляру в составе ореола	1:1	1:(1—2)	2:1	2:1
Отношение объемов ореолов кварц+адуляр и кварц+кальцит	1:2	1:1	1:2	1:2
Относительная роль ореолов пентагонального пирита в объеме ореольного пространства, %	<10	10—50	<10	<10

кальцитового и кальцитового составов при интенсивности развития около 5%. Данные ореолы удалены от промышленного оруденения более чем на 300 м. В самых внешних частях рудных зон (до 500 м) появляются локальные ореолы мономинеральных прожилков адуляра, опаловидного и аметистовидного кварца на фоне пятнистой неравномерной адуляризации вмещающих пород.

Вертикальная зональность проявлена менее отчетливо. С глубиной намечается тенденция к возрастанию адуляровой составляющей в ореоле прожилков, трассирующих центральные части рудных зон. В этом же направлении расширяются ореолы нерудной прожилковой минерализации, обрамляющие стволы части рудных зон. Так, на верхних горизонтах мощность суммарного ореола прожилков в лежачем и висячем боках составляет 100 м, на нижних — 200 м. Соответственно намечается и

падение продуктивности промышленного оруденения.

В контуре ореолов нерудной прожилковой минерализации постоянно присутствует пирит. Выделяются две разновидности пирита — пропилитовый и рудно-метасоматический. Пропилитовый пирит, представленный равномерной тонкой вкрапленностью кубических кристаллов (сотые доли миллиметра), наиболее широко распространен на флангах месторождения за пределами развития ореолов нерудной прожилковой минерализации и зон кислотного выщелачивания (гидрослюдизации, окварцевания и т.д.). Процессы выщелачивания вмещающих пород приводят к перекристаллизации пропилитового пирита. На фоне его тонкой и сравнительно равномерной вкрапленности появляются неравномерные скопления метакристаллических агрегатов кубического пирита (десятые доли мил-

3. Критерии идентификации зон минералого-геохимических ореолов по латерали

Критерии	Зоны минералого-геохимического ореола	
	Внешняя	Центральная
<i>Околорудные метасоматические ореолы</i>		
Показатель сплошности ореола светлых слюд, %	50—70	70—100
Интенсивность развития слюд в ореоле, % от объема пород	Преобладают значения менее 15	Преобладают значения более 30
Средневзвешенное ореольное содержание по профилю, % на 1 м	5—10	30—50
Метасоматические адуляр-кварцевые новообразования	Не характерны	Характерны
<i>Минералогически ореолы</i>		
Показатель сплошности ореола прожилковой минерализации, %	40—60	>70
Интенсивность развития прожилков внутри ореола, %	Около 10	40—50
Относительная роль ореола адуляр-кварцевых прожилков, % от суммарного ореола	Около 10	50—70
Отношение пропилютового пирита к синрудному	1:1	1:2

лиметра), часто переполненные реликтами вмещающих пород. Пространственно ореолы с перекристаллизованным пропилютовым пиритом совпадают с контурами ореолов кварц-кальцитовых прожилков и прослеживаются на расстояние до 400 м от центральных зон месторождения. С приближением к промышленному оруденению появляются пятнистые обособления и вкрапленность зональных агрегатов пирита пентагональной формы (рудно-метасоматический пирит), часто ассоциирующих с синрудной сульфидной минерализацией. Ореолы рудно-метасоматического пирита пространственно сочетаются с ореолами кальцит-кварцевых и адуляр-кварцевых прожилков. Интенсивность развития ореолов с преобладающей ролью пропилютового или рудно-метасоматического пирита, а также соотношение данных разновидностей пирита в пределах минералогических ореолов — один из надежных критериев, указывающих на степень приближения к оруденению по латерали и позволяющих оценивать масштаб прогнозируемого оруденения.

На основе изучения околорудных метасоматических и минералогических ореолов разработан комплекс поисково-оценочных критериев скрытого оруденения карамкенского типа. Некоторые составляющие элементы комплекса представлены в табл. 2 и 3.

Золото-полисульфидно-кварцевая формация. Васильковское месторождение. Расположено в Северном Казахстане на северном обрамлении Кокчетавской глыбы. Представляет собой золотоносный сульфидно-кварцевый штокверк, локализованный в зоне контакта па-

лингенных порфиробластовых гранодиоритов и габбро-диоритов силур-девонского возраста в зоне сочленения разноориентированных разломов [5]. Золото тяготеет к кварц-арсенопиритовым прожилкам, ассоциирует с висмутовой минерализацией и выделяется в большинстве своем в свободном виде.

Околорудные метасоматические ореолы выражены в листовито-березитовых образованиях рудовмещающих пород, распространяющихся в стороны от рудных залежей на расстояние до 2—3 км. В самой внешней зоне ореола наблюдается частичное или полное замещение темноцветных минералов (биотита, амфибола, пироксена) хлоритом и карбонатом при полном сохранении текстурно-структурных черт исходных сред. Плаггиоклаз слабо серицитизируется, калишпат полностью сохраняется. Изменение носит пятнисто-блоковый характер, причем количество преобразованных участков составляет 5—15% от общего объема пород.

В промежуточной зоне ореола количество новообразований возрастает до 40—60%. В породах кислого состава происходит замещение хлорита и плаггиоклаза кварцем, серицитом и карбонатом при сохранении калиевого полевого шпата. Возникают карбонат-серицит-кварцевые метасоматиты с реликтовым калишпатом. В средних и основных по составу породах хлорит оказывается более устойчивым, чем калишпат, и метасоматиты промежуточной зоны в этих средах имеют состав хлорит—карбонат—кварц.

В центральной зоне ореола, соответствующей зоне рудолокализации, метасоматиты за-

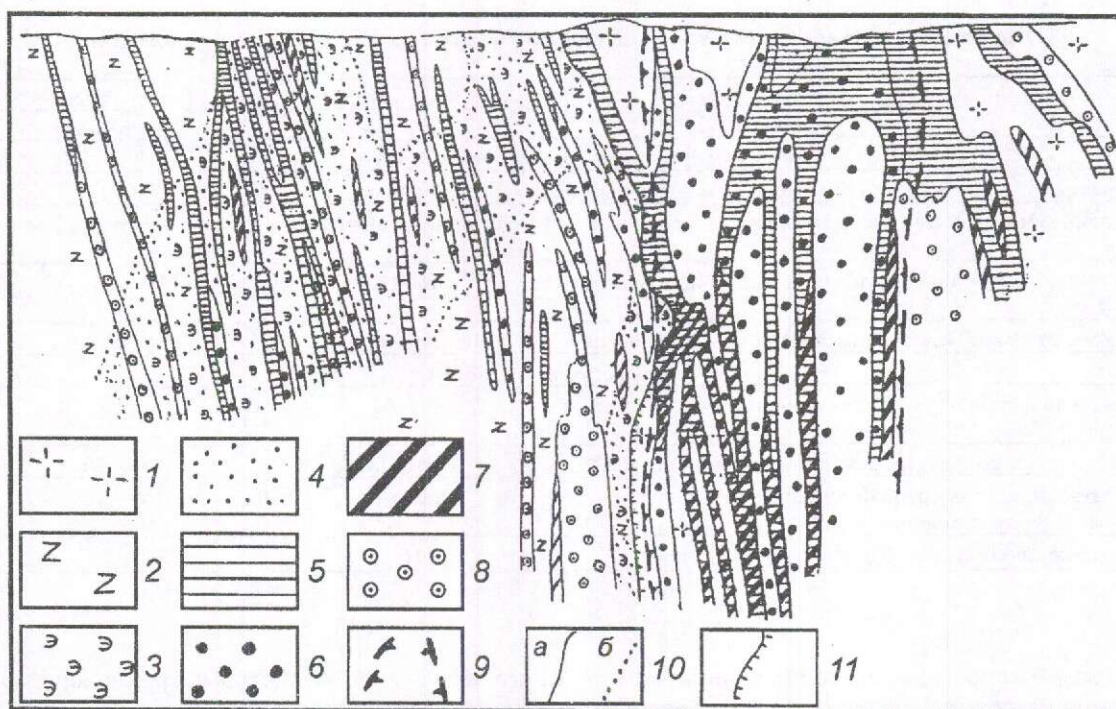


Рис. 3. Ореолы нерудной прожилковой минерализации в поперечном разрезе Васильковского месторождения:

рудовмещающие породы: 1 — гранодиориты, 2 — габбро-диориты; ореолы нерудных прожилков: 3 — эпидот, 4 — калиевый полевой шпат, 5 — турмалин, 6 — серый рудный кварц, 7 — флюорит, 8 — молочно-белый кварц; 9 — рудная зона; 10 — границы ореолов нерудной прожилковой минерализации (а — продуктивных, б — допродуктивных стадий); 11 — контакт гранодиоритов и габбро-диоритов

нимают уже 80—100% объема пород. В их составе преобладают образования, аналогичные промежуточной зоне, но 10—30% от их массы — это максимально березитизированные породы из карбоната, кварца и серицита или кварца с серицитом. Метасоматические образования данного состава обычно сопровождают также и локальные скопления богатых руд в контуре рудной залежи.

По вертикали зоны березитизации весьма устойчивы и прослеживаются без существенных изменений минерального состава на глубину 500—600 м и более. В корневых зонах месторождения ореол березитов сужается и выклинивается с переходом в калишпатиты.

Изучение химизма метасоматических преобразований свидетельствует о выносе из пород натрия, магния, железа и привносе калия и серы. Переотложение вынесенных компонентов на выклиниваниях рудоносных структур по вертикали определяет развитие в надрудном пространстве двух зон осаждения (снизу вверх) — хлоритовой и хлорит-альбитовой, распро-

страняющихся выше кромки рудных залежей на расстояние более 600—800 м.

Минералогические ореолы выражены в широком объемном рассеянии нерудной прожилковой минерализации и более узко локализованном в пространстве рудосопровождающем чехле сульфидной вкрапленности. В составе нерудной минерализации закономерные связи с оруденением обнаруживают системы прожилков турмалина, серого рудного кварца, флюорита и молочно-белого кварца. Они формируются стадийно в указанной последовательности и образуют линейные и неправильные по форме штокверковые зоны вдоль систем разрывных нарушений (рис. 3).

Прожилки турмалина и серого кварца сближены во времени и распределены зонально по отношению к участкам рудолокализации. В самой внешней зоне прожилкового ореола, распространяющейся до 500—600 м в стороны от рудных залежей по латерали, общий объем кварцевых и турмалиновых новообразований составляет менее 5% от массы пород. С при-

4. Критерии количественной оценки масштаба оруденения васильковского типа

Прогнозная оценка оруденения, т	Минералогические критерии			Околорудные метасоматические критерии
	Суммарная мощность ореолов серого рудного кварца, м	Заполнение ореолами пространства, %		Суммарная мощность метасоматитов промежуточной и центральной зон, м
		Серый рудный кварц	Арсенопирит тонкозернистый «порфиробластический»	
100	>250	>70	>60	>300
100—50	250—120	70—40	60—40	300—200
50—10	120—25	40—10	40—10	200—50
10—1	25—5	10—1	10—1	50—5

ближением к оруденелым участкам на расстояние 300—200 м от их ограничений (промежуточная зона ореола) это количество возрастает, а непосредственно внутри контура оруденения (центральная зона) достигает 50% и более. В этом же направлении увеличивается количество флюорита от единичных прожилков до штокверковых зон, составляющих до 20% от объема вмещающих пород. Высокая интенсивность флюоритовой минерализации характерна для участков развития рудных столбов. Противоположная тенденция характеризует распределение молочно-белого пострудного кварца. Его количество прогрессивно нарастает по мере удаления от рудных залежей и во внешней зоне достигает максимума.

В распределении прожилковой минерализации устанавливаются также отчетливые признаки вертикальной зональности. Последняя существенно отличается на флангах и в центральных частях рудоносных зон. В периферических частях ореолов от глубин к поверхности наблюдается последовательная смена прожилков серого рудного кварца флюоритом и далее молочно-белым кварцем, т.е. ранних образований более поздними (прямая полиасцедентная зональность). В центре рудоносных участков, напротив, по мере приближения к поверхности сменяют друг друга зоны повышенных концентраций флюорита, рудного кварца и турмалина (обратная полиасцедентная зональность). Турмалин при этом образует «шапки», перекрывающие рудные скопления. Данный тип зональности находит объяснение в последовательном залечивании растворопроводящих каналов в зонах интенсивного развития гидротермального процесса при экранирующем воздействии ранних продуктов по отношению к более поздним.

В морфологическом отношении рудоспровожающие прожилковые ореолы отличаются сложностью и неоднородностью, выражающи-

мися в частой смене линейных зон неправильными по форме штокверками резко варьирующей мощности. На периферии рудоносных структур, а также в обрамлении мелких рудопроявлений господствуют относительно выдержанные и простые по форме жилко- и линзообразные группировки прожилков кварца и турмалина, кулисно распределенные по простиранию и падению контролирующих их трещинных структур.

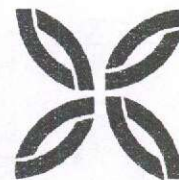
На основании закономерностей распределения разнотипных минералогических ореолов в околорудном пространстве разработан комплекс поисково-оценочных критериев васильковского типа золотого оруденения. В качестве иллюстрации в табл. 4 приведен один из фрагментов указанного комплекса.

Завершая рассмотрение некоторых типовых примеров развития минералогических ореолов на золоторудных месторождениях, следует отметить, что, помимо чисто практических целей, изучение этих образований позволяет существенно углубить имеющиеся представления о структурной позиции и генетических особенностях изучаемых объектов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

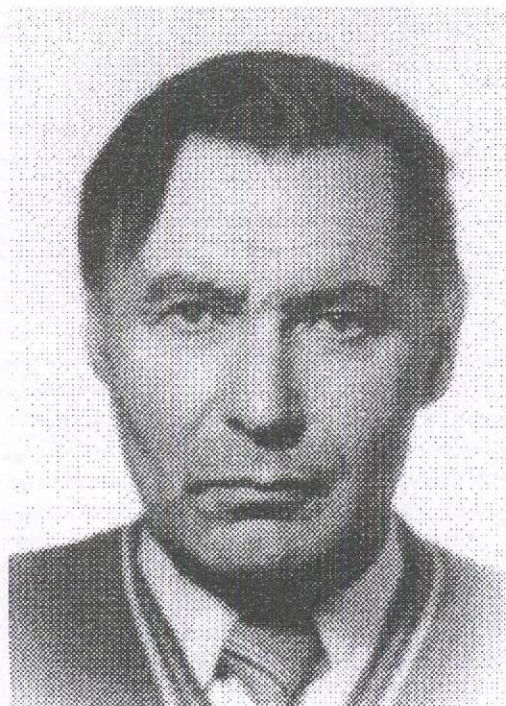
1. Горжевский Д.И., Чекавидзе В.Б., Исакович И.З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. — М.: Недра, 1977.
2. Плутешко В.П. Условия локализации золотого оруденения Наталкинского месторождения // Колыма. 1975. № 2. С. 18—20.
3. Фирсов А.В. Золото-кварцевая формация Яно-Колымского пояса. — Новосибирск: Наука, 1985.
4. Фогельман Н.А., Константинов М.М., Курбанов Н.К. Принципы систематики золоторудных месторождений для прогноза и поисков // Отечественная геология. 1995. № 3. С. 31—41.
5. Чекавидзе В.Б. Поисковая минералого-геохимическая модель золото-сульфидно-кварцевого оруденения // Советская геология. 1987. № 1. С. 121—126.

ПОЗДРАВЛЯЕМ С ЮБИЛЕЕМ



26 октября 2001 г. исполнилось 70 лет кандидату геолого-минералогических наук, старшему научному сотруднику отдела металлогении и прогноза месторождений цветных и благородных металлов **Ревякину Павлу Семеновичу**.

П.С.Ревякин, будучи высококвалифицированным специалистом-геофизиком, пришел в ЦНИГРИ в 1977 г. после многолетней и плодотворной работы в Казахском филиале ВИРГа. Являясь старшим научным сотрудником, заведующим лабораторией геофизических исследований, он разработал геофизические основы геотектонического и металлогенического районирования золоторудных и колчеданных провинций в ведущих минерально-сырьевых регионах СССР — на Урале, в Казахстане, Средней Азии, смоделировал глубинные обстановки и обосновал их влияние на локализацию рудных районов, полей и месторождений, создал физико-геологические модели ведущих типов месторождений цветных и благородных металлов, определил их геофизические поисково-оценочные критерии.



Отличительная особенность исследований П.С.Ревякина — комплексная обработка материалов грави-, сейсмо-, магнито- и электроразведки с использованием современных компьютерных технологий и широкое внедрение полученных результатов в практику.

В последние годы П.С.Ревякиным составлена и издана Карта градиентов гравитационного и магнитного полей России м-ба 1:5 000 000, а также, при его участии, структурно-формационная карта России. В соавторстве со специалистами ЦНИГРИ впервые на глубинной геолого-геофизической и структурно-формационной основе составлена прогнозно-металлогеническая карта коренной золотоносности Уральской мегапровинции м-ба 1:1 000 000.

Результаты исследований П.С.Ревякина отражены более чем в 150 публикациях, в том числе в шести монографиях и пяти методических рекомендациях. Он — первооткрыватель ряда колчеданно-полиметаллических месторождений в Казахстане. Награжден правительственными и отмечен отраслевыми наградами, в том числе знаком «Отличник разведки недр».

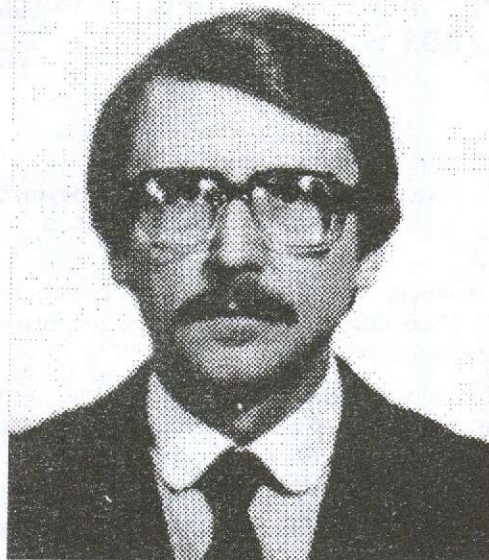
Павла Семеновича Ревякина отличают беззаветная преданность любимому делу, широкая образованность, трудолюбие, целеустремленность, упорство и высокий профессионализм.

Поздравляем Павла Семеновича Ревякина со славным юбилеем! Желаем ему крепкого здоровья, благополучия и дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Борису Дмитриевичу Углову — кандидату геолого-минералогических наук, заведующему лабораторией ЦНИГРИ — 10 ноября 2001 г. исполнилось 60 лет.

Свой трудовой путь он начал в 1958 г. матросом на научно-исследовательском судне, рабочим и чертежником в геолого-геофизических экспедициях. После окончания геологического факультета МГУ в 1965 г. работал в Научно-исследовательском и проектно-институте геофизических методов исследования океана (НИПИОкеангеофизика) объединения «Южморгеология», где прошел путь от техника-оператора до заведующего лабораторией. Под руководством или при непосредственном участии Б.Д.Углова выполнялись регулярные геофизические съемки на Черном, Каспийском, Аральском, Средиземном морях и в Мировом океане, создан ряд образцов высокоточной цифровой морской магнитометрической и градиентометрической аппаратуры, существенно повысившей точность и информативность морских магнитных наблюдений. Значительный вклад внесен Б.Д.Угловым в решение проблемы геологической интерпретации высокоточных магнитометрических данных и комплексной интерпретации морских геофизических исследований. Им велась активная работа в рамках сотрудничества стран-членов СЭВ по программе «Исследование морей и океанов с целью использования их минеральных ресурсов». Аппаратурные разработки, созданные под руководством Б.Д.Углова, экспонировались на международных выставках «Геоэкспо-84» (г. Москва), «Океанэкспо-80 и -83» (г. Бордо, Франция), на ВДНХ СССР и были отмечены медалями.



С 1989 г. Б.Д.Углов работает в ЦНИГРИ, возглавляя лабораторию геологии и минеральных ресурсов Мирового океана. Под его руководством был составлен Геолого-геофизический атлас Англо-Бразильского и Маскаренско-Австралийского трансокеанских геотраверзов в электронной и полиграфической версиях, обобщающий фундаментальные геолого-геофизические исследования советских и российских организаций в Мировом океане. В настоящее время проводятся планомерные работы по созданию электронного геолого-геофизического атласа Средиземноморского региона.

Высокая квалификация юбиляра и широта его научных интересов в области морской геофизики и геологии нашли отражение в многочисленных публикациях (более 100 научных работ, в том числе семь монографий). Он постоянно участвует в международных и всероссийских съездах, конференциях и совещаниях, совпадающих с областью его научных интересов. Его научные и производственные достижения отмечены грамотами и благодарностями Министерства геологии СССР, медалью в честь 300-летия Российского флота, памятным знаком в честь 300-летия Российской геологической службы и другими наградами. Б.Д.Углов заслуженно пользуется высоким авторитетом у коллег и сотрудников ЦНИГРИ.

Поздравляя Бориса Дмитриевича с юбилеем, желаем ему крепкого здоровья, долгих лет жизни и дальнейших творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Поздравляем с шестидесятилетием **Игоря Владимировича Морозова** — кандидата технических наук, старшего научного сотрудника отдела инженерно-технического и геофизического обеспечения ГРП. И.В.Морозов — один из ведущих специалистов ЦНИГРИ в области техники и технологии бурения скважин на золотоносных россыпях. Желаем Игорю Владимировичу долгого здоровья, большого личного счастья и творческих успехов.

*Ученый совет ЦНИГРИ
Редколлегия журнала*

Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 2001 году

На XXXI сессии* Международного геологического конгресса

Интервью Эд де Мулдера и П.Бобровски на XXXI сессии Международного геологического конгресса. № 1. С. 7.

Комаров М.А., Григорьев Н.П. Проблемы сбалансированного экономического развития и минеральных ресурсов на XXXI Международном геологическом конгрессе. № 1. С. 11.

Кривцов А.И., Мигачев И.Ф. Перспективы глобального минерально-сырьевого обеспечения и эффективность использования минеральных ресурсов. № 1. С. 16.

Машковцев Г.А., Наумов С.С. Запасы и производство урана: состояние и перспективы развития. № 1. С. 32.

Прикладная металлогения и недропользование

Денисов М.Н., Лазарев В.Н. Принципы геолого-экономического моделирования воспроизводства минерально-сырьевой базы. № 5. С. 5.

Жирнов А.М. Клиновидные тектонические структуры — локализаторы крупномасштабного оруденения Дальнего Востока. № 4. С. 31.

Зайцев А.В., Кравченко Л.И., Коляда А.А., Карпузов А.Ф., Литвинов А.Ф., Марковский Б.А. Вторичный источник минералов платиновой группы в россыпных месторождениях Сейнав-Гальмознанского рудного узла, Корякское нагорье. № 3. С. 23.

Зайченко В.Ю. Классификация объектов интеллектуальной собственности в сфере недропользования и их правовая охрана. № 2. С. 7.

Зайченко В.Ю. Юридическое оформление интеллектуальной собственности в сфере геологического изучения недр. № 4. С. 5.

Зеленчиков Г.В., Курбанов Н.К., Кучеревский П.Г., Радаева Т.П. Перспективы золотоносности Припятско-Днепровско-Донецкого авлакогена. № 2. С. 26.

Илупин И.П., Ботова М.М., Шавырина М.В. Новые данные о химическом составе ильменита из кимберлитов Якутии. № 2. С. 44.

Кирмасов А.Б. Структурная позиция «туффицитов» Колчинского поднятия, западный склон Урала. № 2. С. 35.

Коробейников А.Ф., Пшеничкин А.Я., Владимирова Е.В. Акцессорные минералы Балахчинского гранитоидного массива Кузнецкого Алатау как показатели условий формирования и потенциальной рудоносности. № 4. С. 17.

Нарсеев В.А. Геохимия золота на пороге XXI века: модель «Двуликий Янус». № 4. С. 12.

Рафаилович М.С., Федоренко О.А., Старова М.М. Крупные месторождения золота Казахстана: метасоматическая, минеральная и геохимическая зональности. № 3. С. 5.

Степнов Э.П. Золотоносность юго-западного плеча Красноморского рифта. № 5. С. 10.

Третьяков А.В. Эндогенные структурно-вещественные парагенезисы как факторы россыпеобразования. № 3. С. 27.

Труфанов В.Н., Гамов М.И., Майский Ю.Г., Рылов В.Г., Труфанов А.В. Перспективы развития минерально-сырьевой базы металлических полезных ископаемых на юге России. № 2. С. 19.

Фоменко А.Е. Геолого-промышленные типы вольфрамовых месторождений Монголии. № 3. С. 15.

Чайкин В.Г. Условия формирования и размещения свинцово-цинковых рудных формаций активизированных областей Восточно-Европейской платформы. № 4. С. 25.

Чекалин В.М. Вольфрам-редкометальное оруденение Северо-Западного Алтая и его перспективы. № 5. С. 19.

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Боярко Г.Ю. Погрешности подсчета запасов аллювиальных россыпей золота. № 3. С. 41.

Дубов В.А. Формационный анализ гравимагнитных карт в целях прогноза рудных месторождений. № 2. С. 60.

Игнатов П.А., Штейн Я.И., Черный С.Д., Яныгин Ю.Т. Новые приемы оценки локаль-

ных площадей на коренные алмазные месторождения. № 5. С. 32.

Куприянова И.И., Кукушкина О.А., Шпанов Е.П., Кувшинова К.А. Разнообразие свойств флюорита — индикатор масштабности оруденения. № 3. С. 32.

Маньков В.М., Рожкова Н.А., Попов А.И. Извлечение мелкого золота из проб песков россыпных месторождений при их оценке и разведке. № 4. С. 61.

Мотов А.П., Листков А.Г., Дешко Ю.Е., Шнейдер Г.В., Бенца М.И., Черепанов А.В. Петрографические критерии среднемасштабного прогнозирования золото-кварцевых руд в Таймырско-Североземельской складчатой зоне. № 5. С. 43.

Орлова Г.Ю., Варгунина Н.П. Минералого-геохимические критерии поисков золото-полисульфидно-кварцевого оруденения на примере Коммунарковского рудного района. № 4. С. 43.

Сторожук О.П. О повышении эффективности поисков и оценки золотого оруденения, связанного с очаговыми скрытоплутоническими структурами. № 2. С. 55.

Якушина О.А., Ожогина Е.Г., Броницкая Е.С., Козорезов Е.В., Хозяинов М.С. Рентгеномография карбонатных марганцевых руд Тынтинского месторождения. № 4. С. 53.

Строение рудных месторождений

Ворошилов В.Г., Боярко Г.Ю. О закономерностях размещения золотого оруденения в тектонических швах. № 5. С. 61.

Гирфанов М.М., Гагаев А.Н., Дмитриенко В.С., Рыбалкин М.Н., Соколова Н.С. Золото-молибден-медно-порфиновые проявления Боргуликанского рудного поля. № 5. С. 52.

Игнатов П.А., Малых Ю.Ф., Наумов С.С., Бастриков Ю.Л., Новиков Г.И., Мельников Е.К., Шариков П.И., Дундо Г.П. Потенциальные урановорудные районы гидрогенного типа на северо-западе Московской синеклизы. № 1. С. 37.

Макаров В.А., Шведов Г.И. Золото и металлы платиновой группы в месторождении песчано-гравийных смесей среднего течения р. Енисей — поисковые признаки и перспективы освоения. № 1. С. 61.

Соловьев Е.Б., Конкин В.Д., Ручкин Г.В. Механизм образования колчеданно-полиметаллических месторождений в углеродисто-терригенных толщах. № 1. С. 49.

Аппаратурно-технические средства и технологии геологоразведочных работ

Джобадзе В.А., Жарков В.В., Куторгин В.И., Романчук А.И. Опыт применения концентратора «Бегущая волна» (ПКЦ-300) при технологическом опробовании россыпи с мелким и тонким золотом. № 5. С. 66.

Крылова Г.С., Седельникова Г.В., Королев Н.И. Кучное выщелачивание золота из марганец-, ртуть- и мышьяксодержащих руд. № 5. С. 64.

Машурьян В.Н. Комплексная технология переработки упорных золотосодержащих концентратов. № 2. С. 76.

Минаков В.М., Бровкин В.И., Куторгин В.И., Новиков В.Н., Орьев В.А. О перспективности способа скважинной гидротехнологии для крупнообъемного опробования экзогенных месторождений золота. № 2. С. 66.

Романов С.В. Риск производственного травматизма для работников геологоразведочных организаций. № 3. С. 51.

Симакова Л.Г., Мандругин А.В. Фотометрическое определение сурьмы в сточных водах золотоизвлекательных фабрик. № 3. С. 47.

Памяти М.Б.Бородаевской и Д.И.Горжевского

Филатов Е.И. Безальтернативность картирования в геологии полезных ископаемых. № 6. С. 6.

Волчков А.Г., Конкин В.Д., Ручкин Г.В. Принципы составления серийных легенд к прогнозно-металлогеническим картам. № 6. С. 9.

Барышев А.Н. Тектонические и тектонофизические условия образования малых интрузий. № 6. С. 19.

Знаменский С.Е., Серавкин И.Б. Структурные условия локализации позднеколлизийных месторождений золота Магнитогорского мега-синклинария. № 6. С. 26.

Контарь Е.С. Палеотектонические обстановки образования колчеданных и свинцово-цинковых месторождений Урала. № 6. С. 36.

Кудрявцева Н.Г. Ряды рудных формаций месторождений цветных и благородных металлов в различных геодинамических обстановках Юго-Западного Алтая. № 6. С. 44.

Константинов М.М. О глубинах формирования рудных месторождений. № 6. С. 53.

Абрамова Е.Е. Оценка приложимости рециклинговой модели колчеданного рудогенеза к

Бурибайскому рудному полю (на основе термодинамического моделирования). № 6. С. 56.

Донец А.И. Гидродинамическая модель рудообразующих систем стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах. № 6. С. 65.

Петров Г.В. Поисковый «код» рудных полей колчеданных месторождений Урала. № 6. С. 72.

Чекваидзе В.Б., Исакович И.З. Минералогические ореолы золоторудных месторождений и их поисковое значение (на примерах Северо-Востока России и Северного Казахстана). № 6. С. 75.

Новости, информация

Новожилова И.М. Экономическая геология в современном обществе (обзор). № 1. С. 87.

Заири Н.М. Обзор докладов по геохимии стабильных и радиоактивных изотопов на МГК-XXXI. № 3. С. 56.

Федоренко Л.В. Фотоальбом «Таймыр». № 2. С. 88.

Хорев В.А. Малоизвестные страницы истории НИГРИзолото — ЦНИГРИ. № 4. С. 67.

Дискуссии

Воробьев А.Е. Концепция воспроизводства минеральных ресурсов в литосфере. № 2. С. 81.

Зубков В.С. Мантийная углеводородно-неорганическая модель образования золотых месторождений карлинского типа. № 1. С. 76.

Кузовков Г.Н. О геологической природе ураноносных бассейнов. № 1. С. 69.

Кузовков Г.Н. Импактная гипотеза и проблемы алмазности Урала. № 3. С. 58.

Тимофеева Т.С., Мирталипов Д.Я., Васильев Г.А., Мусаева М.М., Рахимджанов А.А., Уралов Б.Х. Криминальное движение драгоценных металлов в районах их добычи и возможности его существенного ограничения. № 1. С. 82.

Рецензии

Федорчук В.П. Динамика мирового минерально-сырьевого рынка. № 3. С. 63.

Поздравляем с юбилеем

Л.А.Николаеву. № 1. С. 91.

И.П.Илупина, А.А.Стороженко, И.А.Чижову. № 3. С. 67.

Н.Д.Клюеву, Ю.Г.Зорину. № 4. С. 74.

В.Е.Минорина, Ю.Т.Смирнова, В.Д.Конкина, В.П.Филиппова. № 5. С. 73.

П.С.Ревякина, Б.Д.Углова, И.В.Морозова. № 6. С. 84.

Памяти Ю.Г.Косовца. № 2. С. 89.

Список статей, опубликованных в журнале «Руды и металлы» в 2001 году. № 6. С. 86.

Издания серии «МОДЕЛИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ, БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ»

Вышли из печати в 2000–2001 гг.

Меднопорфировые месторождения / *А.И.Кривцов, В.С.Звездов, И.Ф.Мигачев* и др.

В монографии описаны модели меднопорфировых месторождений — прогнозно-поисковые, геолого-промышленные (статистические), параметрические, морфометрические и градиентно-векторные, основанные на систематизации обширной информации по отечественным и зарубежным объектам. Рассмотрены закономерности размещения меднопорфировых месторождений, их типизация и пространственно-временные связи с месторождениями, входящими в единые рудно-магматические системы. Проанализирована история создания геолого-генетических моделей меднопорфировых рудно-магматических систем, природа и условия формирования рудоносных штокверков и рудно-метасоматической зональности, физико-химические и термодинамические параметры рудообразования. Разработаны количественные модели гидротермальных конвективно-рециклинговых рудообразующих систем, базирующиеся на градиентно-векторном анализе их геометрии и структуры, гидродинамических характеристиках и расчетах тепломассопереноса с применением компьютерного моделирования. Монография предназначена для широкого круга специалистов в области металлогении, геологии, прогноза и поисков рудных месторождений, а также преподавателей и студентов высших учебных заведений геологического и горно-геологического профиля.

Cu-Ni-МПГ месторождения норильского типа / *А.И.Кривцов, В.И.Кочнев-Первухов, О.М.Конкина* и др.

В книге приведено систематическое описание Норильского экономического района (НЭР). С использованием карт глубинного строения и данных глубинного сейсмического зондирования выявлены отличия площади НЭР от других частей траппового поля Сибири, обобщены результаты геофизических исследований с оценкой характера и форм отражения вулкано-тектонических депрессий, показаны главные отличия рудоносных интрузивов от нерудоносных. На основе статистической обработки представительного массива данных опробования выявлены закономерности распределения рудного вещества в Талнахском интрузиве, показана прямая зависимость положения рудных скоплений от величин его поперечного сечения. Описание морфологии и строения рудных тел проведено с использованием статистических и градиентно-векторных методов. Показано, что в рудных телах сочетаются вертикальная и горизонтальная зональность; проанализировано распределение никеля, меди и металлов платиновой группы в рудах различных типов. Информация синтезирована в виде прогнозно-поисковых моделей различных металлогенических таксонов — от металлогенической зоны до рудного тела. Книга предназначена для широкого круга геологов, специализирующихся в области изучения и поисков рудных месторождений, преподавателей и студентов высших учебных заведений геологического и горно-геологического профиля.

Золото-серебряные месторождения / *М.М.Константинов, Н.П.Варгунина, Т.Н.Косовец* и др.

Для золото-серебряных месторождений вулканоплутонических поясов разработаны и поэлементно описаны прогнозно-поисковые, параметрические и геолого-генетические модели, основанные на систематизации информации по наиболее изученным месторождениям России и других стран. Дана комплексная характеристика элементов различных моделей с широким использованием количественных методов. Предложена геолого-генетическая группировка золото-серебряных месторождений с учетом специфики соответствующих рудообразующих систем и процессов. На основе описаний современных геотермальных систем и изотопно-геохимических характеристик руд и месторождений разработана комплексная модель золото-серебряной рудообразующей системы. Книга предназначена для широкого круга специалистов в области металлогении, геологии, прогноза и поисков рудных месторождений, а также преподавателей и студентов учебных заведений геологического и горно-геологического профиля.

Прогнозно-поисковые модели алмазоносных россыпей России / *В.Е. Минорин*.

Рассмотрены основные геолого-промышленные типы россыпных месторождений алмазов Якутии, Урала и ряда зарубежных стран. Приведены классификации россыпей, их группировка для целей прогноза, поисков и оценки.

На основании изучения россыпей по 40 признакам, влияющим на россыпеобразование, созданы обобщенные модели по группам факторов: питающие источники, геолого-структурная и морфоструктурная обстановка, морфология и размеры россыпей, палеогеографические, гидродинамические и литофациальные условия, петрографические и минералогические особенности россыпей, концентрационные, математико-статистические, геофизические и геохимические модели.

Разработанные прогнозно-поисковые модели, количественные и качественные прогнозные критерии россыпей алмазов способствуют их прогнозу, поискам, выбору известных аналогов, плотности поисковой сети, а также объема шлиховых и разведочных проб.

Для специалистов в области прогноза, поисков и оценки россыпных месторождений алмазов.

Готовятся к печати в 2002 г.

- Месторождения колчеданного семейства
- Золоторудные месторождения в вулканогенно-терригенных комплексах
- Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах
- Зональные платиноносные массивы
- Системы оценки и разведки коренных месторождений золота на основе многофакторных моделей
- Системы оценки и разведки россыпных месторождений золота и платиноидов на основе многофакторных моделей.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129«Б», ЦНИГРИ

Телефон: (095) 313-18-18, 315-43-47

Факс: (095) 313-18-18

E-mail: tsnigri@pol.ru

© Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 2001