

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3-6/1993

ВНИМАНИЮ АВТОРОВ

При оформлении статей необходимо руководствоваться следующими правилами:

1. Объем статьи не должен превышать 15 страниц машинописного текста, включая таблицы и список литературы. Текст печатается через два интервала, на одной стороне листа, поля (25мм) с левой стороны, все страницы рукописи нумеруются. В редакцию представляются два экземпляра статьи и аннотация (не более 0,3 с.), которая располагается после заголовка. Крайне желательно предоставление текста (двух экземпляров распечатки по правилам машинописного текста) и дискеты в стандарте какого-либо текстового редактора MS-DOS, предпочтительнее всего Norton Editor Lexicon Word или ASCII формате. Дискеты сразу будут возвращены автору.

2. Штриховые рисунки на ватмане или кальке и фотографии на глянцевой бумаге прилагаются в двух экземплярах в отдельном конверте. На обратной стороне каждого рисунка карандашом указывается его порядковый номер, фамилия автора и название статьи. Формат оригиналов рисунков не должен превышать формата полосы журнала (233 x 149мм). В связи с особенностями набора статей на компьютере предпочтительна следующая ширина рисунков: 149мм, 110мм, 72мм. Первый экземпляр рисунков должен быть выполнен квалифицированным чертежником. Графика должна быть прямо связана с текстом и способствовать его сокращению. Оформление и содержание иллюстраций должны обеспечивать возможность их прочтения после уменьшения.

3. Все формулы, названия фауны и все тексты, приводимые на иностранном языке, впечатываются на машинке или вписываются тушью (черными чернилами). Необходимо делать ясное различие между заглавными (подчеркнуть двумя черточками снизу) и строчными (подчеркнуть также сверху) буквами, имеющими сходные начертания. Следует делать различие между О (большим), о (малым) и 0 (нулем), для чего буквы отмечать двумя черточками, а ноль оставлять без подчеркивания, в особых случаях пометая на полях "0-нуль". Греческие буквы обводятся красным карандашом, латинские - синим (кроме символов химических элементов). Подстрочные и надстрочные индексы и степени следует отмечать карандашом дугами сверху и снизу: 10⁵, H₂O.

4. Иностранные фамилии в тексте приводятся в русской транскрипции, так же как и названия зарубежных месторождений, географических пунктов и т.д.

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

6. Все таблицы, список литературы и подрисовочные подписи должны быть напечатаны на отдельных листах.

7. на полях рукописи должны быть указаны номера рисунков и таблиц в месте их упоминания.

8. В список литературы (не более 15 названий) включаются только те работы, на которые есть ссылки в тексте. Фамилии авторов располагаются по алфавиту, сначала русскому, затем латинскому. Если авторов более трех, то по алфавиту дается первое слово заглавия, а фамилии авторов указываются сразу после названия работы. Далее указываются: для журналов - название журнала (в принятом сокращении), год, том, выпуск, номер, страницы (С. 42-43). В тексте ссылки на литературу помечаются соответствующей порядковой цифрой в квадратных скобках.

9. Под списком литературы приводится слева полное название учреждения, где была выполнена работа, город, подпись, фамилия имя и отчество (полностью) автора, занимаемая должность, ученая степень, адрес и телефон (служебный и домашний).

10. Авторы должны определить раздел журнала в который следует поместить статью, а также дать индекс статьи по Универсальной десятичной классификации (УДК).

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

Редакция сохраняет за собой право внесения редакторской правки.

РУДЫ И МЕТАЛЛЫ



3-6/1993

Научно-технический журнал

Выходит 6 раз в год

Основан в 1992 году

ISSN 0869-5997

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
С. С. КАЛЬНИЧЕНКО
М. М. КОНСТАНТИНОВ
А. И. КРИВЦОВ (зам. главного редактора)
Н. К. КУРБАНОВ
В. М. МИНАКОВ
Н. И. НАЗАРОВА (зам. главного редактора)
Л. М. НАТАПОВ
В. М. ПИТЕРСКИЙ
В. И. ПЯТНИЦКИЙ
Г. В. РУЧКИН
Ю. Г. САФОНОВ
Г. В. СЕДЕЛЬНИКОВА
В. И. СТАРОСТИН
И. А. ЧИЖОВА
Ю. М. ЩЕПОТЬЕВ

Учредитель

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

Москва

Прикладная металлогения

Грамберг И. С. 4
Океанический рудогенез и перспективы освоения минеральных ресурсов Мирового океана

Коробейников А. Ф. 8
Золото и платиноиды в породах черносланцевых толщ палеозойских складчатых областей

Кучеренко И. В. 17
Магматогенная концепция гидротермального рудообразования в черносланцевых толщах

Ручкина Ю. Р. 25
Обстановки накопления и типы органического вещества золотоносных черносланцевых отложений

Игнатов П. А. 29
Палеогидрогеологические предпосылки уранового рудообразования в позднепалеозойских наложенных впадинах

Методы и методики прогноза, поисков, оценки и разведки месторождений

Грачев А. А., Мамаев В. Н., Петровский А. Д. 36
Опыт и перспективы применения скважинных и шахтных радиоволновых методов на месторождениях золота

Абрамов В. Ю. 40
Метод вычислительного гридирования первичных геологоразведочных данных для картирования рудных тел сложной формы

Абрамчук А. Е. 44
Теоретические предпосылки методики частотных электромагнитных зондирований в поле кабеля конечной длины

Строение рудных месторождений

Иванкин П. Ф. 51
Проблемы морфогенезиса рудных полей и месторождений

Applied metallogeny

Gramberg I. S.
Genesis of ores in oceans and prospects of the world ocean mineral resources development

Korobeynikov A. F.
Gold and platinoids in rocks of black-schist strata of Paleozoic folded areas

Kucherenko I. V.
Magmatogenous concept of hydrothermal ore formation in black-schist strata

Ruchkina Yu. R.
Conditions of accumulation and types of gold-bearing blackschist deposits' organic matter

Ignatov P. A.
Paleohydrogeological conditions of uranium ores formation in late paleozoic superimposed depressions

Methods and methodology of prediction, prospecting, evaluation and exploration of mineral deposits

Grachev A. A., Mamaev V. N., Petrovsky A. D.
Experience and prospects of radiowave methods application at gold deposits in boreholes and mines

Abramov V. Yu.
Method of computational griding of initial exploration data for mapping orebodies with complicated shape

Abramchuk A. E.
Theoretical base of frequencyelectromagnetic sounding methodology in the field of a finite length cable

Structure of ore deposits

Ivankin P. F.
Problems of ore field and deposits morphogenesis

<i>Бараковский Г. Э.</i> Этапы рудообразования и минерало- го-геохимические типы месторожде- ний и рудопоявлений золота Верхо- янской миогеосинклинальной зоны	58	<i>Barakovski G. E.</i> Stages of ore formation and miner- alogical-geochemical types of gold deposits and occurrences within Verk- hoyanskaya miogeosyncline zone
<i>Бабич А. П., Крылова В. В., Тихомиров А. В.</i> Новый тип серебряносодержащих руд Восточного Верхоянья	65	<i>Babich A. P., Krylova V. V., Tikhomirov A. V.</i> New type of silver-bearing ores of Eastern Verkhoyansk region
<i>Кузнецов А. Г.</i> Рудовмещающие фации вулканитов на Новоучалинском месторождении Южного Урала	73	<i>Kuznetsov A. G.</i> Ore-hosting facies of volcanics at the Hovouchalinskoye deposit, Southern Urals
<i>Бражник А. В.</i> Золоторудное месторождение Зун- Холба, (Бурятия)	80	<i>Brazhnik A. V.</i> Zun Kholba gold deposits (Buryatia)
<i>Барышев А. Н.</i> Колчеданоносные вулканогенно-руд- ные узлы и типы рудных полей	91	<i>Baryshev A. N.</i> Volcanogenic-ore nodes and types of massive sulfide deposits ore fields

Исследования минерального сырья

<i>Амосов Р. А., Васин С. Л.</i> Золотые микрофоссилии	101	<i>Amosov R. A., Vasin S. L.</i> Gold microfossils
Проект программы "Русская плат- форма"	108	"Russian platform" drast program
К семидесятипятилетию П. Ф. Иван- кина	110	Dedicated to 75th birthday of P. F. Ivankin

Mineral investigations

Адрес редакции:

113545, Москва,
Варшавское шоссе, 129 "Б", ЦНИГРИ
"РУДЫ и МЕТАЛЛЫ"

© «Руды и металлы», 1993

© Оригинал-макет
Отдел маркетинга и информации
ЦНИГРИ



УДК 551.461.6/.7

ОКЕАНИЧЕСКИЙ РУДОГЕНЕЗ И ПЕРСПЕКТИВЫ ОСВОЕНИЯ МИНЕРАЛЬНЫХ РЕСУРСОВ МИРОВОГО ОКЕАНА

И. С. ГРАМБЕРГ (ВНИИОкеангеология)

Океанский рудогенез рассматривается как особый тип рудогенеза Земли, которому свойственны сочетание гидротермального и осадочного процессов, огромные масштабы и молодой возраст рудонакопления.

Вторая половина двадцатого века ознаменовалась активным вторжением человека в мир океана, проникновением в его тайны, недоступные для предшествующих поколений естествоиспытателей, не обладавших современными техническими средствами. Масштабные геофизические исследования, глубоководное бурение, наблюдения с подводных аппаратов дали уникальный фактический материал, позволивший увидеть нашу планету в новом свете, во многом пересмотреть ранее существовавшие представления о строении литосферы и глубинных геосфер, сформулировать основные положения «новой глобальной тектоники Земли».

Новыми данными обогатилась и практическая геология. Геолого-геофизические исследования шельфовых зон позволили проследить акваториальное продолжение нефтегазоносных бассейнов, выявленных ранее на суше, а в ряде регионов Земли открыть новые внутришельфовые нефтегазоносные провинции. Смещение поисковых работ во все более глубокие области шельфа, приближение их к континентальным склонам стало к настоящему времени общей тенденцией во всех странах. Во многих прибрежных государствах шельфы являются крупнейшим, а в некоторых (Англия, Норвегия и др.) и единственным собственным источником углеводородного сырья.

О существовании на дне океанов скоплений железомарганцевых конкреций и фосфоритов было известно давно. Однако масштабность их распространения, насы-

щенность ценными компонентами (никелем, медью, кобальтом) установлены лишь в последние десятилетия. О том, насколько далеко продвинулись эти исследования мы можем судить по тому, что к настоящему времени некоторые страны (Китай, Индия, Россия, Франция, Япония, ряд стран Восточной Европы) уже получили международные лицензии на разработку месторождений железомарганцевых конкреций в Мировом океане.

В процессе поисковых работ на железомарганцевые конкреции был выявлен новый перспективный вид минерального сырья, представленный железомарганцевыми корками, обогащенными кобальтом. Гипсометрический уровень их распределения в океанах контролируется скальными выходами подводных гор на глубинах 2—3 км. Это делает их более доступными для разработки, чем железомарганцевые конкреции, гипсометрический уровень распространения которых значительно ниже (4—5 км). Корки отличаются высоким содержанием кобальта (до 1 и более процентов), распространены на обширных площадях сплошным покровом и сравнительно легко отделяются от скального субстрата.

Существенно возрос интерес к проблеме металлогении океанов после открытия на срединно-океанических хребтах гидротерм и связанных с ними скоплений полиметаллических сульфидных руд. На первом этапе исследований этих уникальных образований предполагалось, что они являются порождением лишь высокосрединговых областей, к числу которых относится Восточно-Тихоо-

кеанское поднятие, где впервые были установлены скопления сульфидных руд. Однако в дальнейшем полиметаллические сульфидные руды были обнаружены в Атлантике на срединноокеаническом хребте, а затем и в задуговых срединных зонах. Стало очевидным, что гидротермальные полиметаллические руды распространены в океанах Земли достаточно широко: содержание в них металлов (цинка, меди, железа) оценивается в десятки процентов, причем некоторые пробы обнаруживают высокое содержание серебра и золота.

В настоящее время мы не знаем сколько-нибудь значительных рудопоявлений в океане, связанных непосредственно с процессами магматизма. Возможно, это является следствием недостаточной изученности магматических образований океана и известного их однообразия (преимущественно породы основного ряда). Тем не менее, скопления рудных полезных ископаемых, которые нам известны и привлекают внимание как возможные источники минерального сырья имеют, как правило, гидротермальное, гидротермально-осадочное и осадочное происхождение.

Специфика океанского рудообразования проявляется прежде всего в масштабности процессов формирования, широком площадном распространении и преимущественно стратиформном характере рудных скоплений. Наиболее показательными в этом отношении являются поля железомарганцевых конкреций, занимающие на океаническом дне площади в десятки и сотни тысяч квадратных километров. Железомарганцевые корки, обогащенные кобальтом, покрывают скальные выходы обширных горных систем на дне Тихого океана. Сульфидные полиметаллические руды развиты более локально, но выходы их многочисленны и протягиваются на значительные расстояния.

В отличие от литосферы континентов, литосфера океанов является более однообразной по составу. Среди вулканических образований океанической литосферы, как уже отмечалось, преобладают породы основного состава, которые лишь на границе с континентами дополняются породами андезитового комплекса. Ультрасосновные породы слагают, главным образом, глубинные слои земной коры и на поверхности океани-

ческого дна встречаются лишь в зонах разломов. Осадочный покров в океанах относительно маломощен, литологический состав пород выдерживается на больших расстояниях, преобладающими типами являются тонкодисперсные глинистые и глинисто-алевритовые осадки биогенного и хемогенно-терригенного происхождения.

Геодинамическая обстановка формирования рудных месторождений в океанах также более однообразна, чем на континентах. Это относится прежде всего к обширным пространствам океанических впадин, протяженных срединных и внутриплитных хребтов и поднятий. Нарушается это однообразие лишь в зонах активных окраин, характеризующихся большей интенсивностью вулканических процессов, расширением спектра вулканогенных образований, интенсивностью осадкообразования (порою носящего лавинный характер), появлением новых типов руд, неизвестных в собственно океанических структурах.

Все сказанное определяет главную особенность рудообразования в океанах — своеобразие и ограниченность спектра рудных месторождений в сочетании с их исключительной масштабностью. Образование рудных тел происходит в водной среде, в окислительной обстановке, при общей стабильности солевого состава вод и щелочнокислотных условий. Хотя эти параметры нарушаются в зонах активной магматической и гидротермальной деятельности, главная масса океанических вод при их постоянном перемешивании обеспечивает быстрое восстановление первоначальной физико-химической обстановки.

В общем процессе рудогенеза в океане морская вода выступает не только как среда формирования, но и как источник рудных компонентов для руд гидротермально-осадочного и осадочного происхождения, а также как химический реагент, способствующий выщелачиванию рудных элементов из вулканических пород и их переотложению у геохимических барьеров: на границах между морской водой, осадочными образованиями и скальными выходами океанического дна, в зонах апвеллинга и разгрузки гидротерм. При несомненной стабильности состава вод Мирового океана физико-химические параметры водной массы не остаются постоянными.

ми на разных глубинах. Смена давления и температуры с глубиной определяет существование специфических геохимических барьеров, где происходит смена условий, определяющих процессы растворения, гидролиза и сорбции.

В настоящее время общеизвестно существование в водах океана «уровня карбонатной компенсации», ниже которого происходит растворение карбонатов, и их содержание в осадках океанического дна становится минимальным. Менее известны наблюдения, свидетельствующие об изменении интенсивности процессов гидролиза солей металлов на разных глубинах океанов. Между тем от того, насколько интенсивно и полно идет процесс гидролиза какого-либо соединения, зависит возможность сорбции рудных элементов, входящих в состав этих соединений. В зависимости от химических свойств металлов (и соединений) их гидролиз с наибольшей интенсивностью происходит на разных глубинах океанических вод. Соответственно и степень обогащенности сорбирующих эти элементы коллоидов железа и марганца может существенно отличаться.

Следствием этих процессов является вертикальная зональность рудообразования в океанах. Наглядный пример этого — смена железомарганцевых конкреций и корок, формирующихся на глубинах 2—3 тыс. м и обогащенных кобальтом, конкрециями с преимущественным содержанием меди и никеля на глубинах в 4—5 тыс. м.

Большую зависимость обнаруживает океанический рудогенез от интенсивности или скорости осадконакопления. Процесс образования железомарганцевых конкреций — явление широко распространенное, свойственное многим водоемам, в том числе и пресноводным. Однако сколько-нибудь значительное содержание в них таких ценных компонентов как никель, медь и кобальт устанавливается лишь в океанах, в областях с минимальными темпами осадконакопления, определяющими длительность контакта конкреций с морской водой. Благодаря этому медленно растущие океанские конкреции успевают сорбировать из придонных и поровых вод медь, никель и кобальт, превращаясь в руду с достаточно высоким содержанием этих компонентов. Наиболее

полно такие условия проявились в Тихом океане, в котором удачно сочетаются низкие скорости осадконакопления с интенсивностью обогащения морской воды рудными компонентами за счет многочисленных гидротерм, сноса с суши и подводного выветривания пород базальтового ложа. Повышенный темп осадконакопления сокращает время контакта конкреций с океанической водой, в результате чего они не успевают извлечь из нее сколько-нибудь значительного количества ценных компонентов. Это можно считать одной из важных причин того, что железомарганцевые конкреции в Атлантическом океане заметно уступают по содержанию меди, никеля и кобальта тихоокеанским.

Следует считать установленной и зависимость состава железомарганцевых конкреций от типа осадков, на которых они формируются. Так, многие исследователи отмечают более высокое содержание ценных компонентов в железомарганцевых конкрециях, залегающих на кремнистых илах, и связывают это с процессами сорбции меди, никеля и кобальта кремнистыми организмами. При отмирании и разрушении живого вещества морская вода обогащается ими и создается благоприятная обстановка для сорбции этих металлов окислами марганца и железа.

Отличительной чертой океанского рудогенеза является ограниченный возрастной диапазон рудных образований. Последнее определяется двумя главными причинами — возрастом пород океанического дна, не выходящим за пределы среднеюрского времени, и агрессивным характером среды рудообразования. Океаническая вода отличается подвижностью, насыщенностью кислородом, солями и продуктами разложения органического вещества. При непосредственном контакте с ней сохранность обеспечена лишь окисным рудам (железомарганцевые конкреции и корки), в то время как сульфидные полиметаллические руды обречены на разрушение и сохраняются лишь при захоронении их осадками или при образовании защитного покрова окисных руд. В связи с этим известные в настоящее время в океанах Земли скопления сульфидных руд, железомарганцевых конкреций и корок имеют совсем молодой возраст (преимущественно не-

оген-четвертичный). Относительно молодой возраст дна Тихого океана свидетельствует о его непрерывном обновлении. Только этим можно объяснить не выходящий за пределы средней юры возраст базальтов океанического дна и перекрывающих их осадочных образований в океане, который сформировался еще в палеозое. Об этом же говорит и процесс образования молодой океанической коры в рифтовых зонах срединноокеанических хребтов в Атлантическом и Индийском океанах, и закономерное увеличение возраста осадков и подстилающих их базальтов по направлению к окраинам континентов.

В таких условиях ограниченный возрастной диапазон рудных образований в океанах представляется вполне закономерным, отражающим общий процесс непрерывного омоложения океанического дна.

Автор не исключает возможности существования сульфидных руд раннемезозойского и палеозойского возраста, связанных с древними океанами, однако реконструкция этих океанов сопряжена с большими трудностями и недостаточно доказательна. Тем не менее, такие построения известны и локальный характер скоплений сульфидных руд, связываемых с древними океанами, подтверждает представление об ограниченных возможностях их сохранения.

Все сказанное позволяет рассматривать океанский рудогенез как особый тип рудогенеза Земли. Его отличительными чертами являются:

— ведущая роль гидротермального и осадочного рудогенеза;

— высокая физико-химическая активность среды рудообразования и ее относительная однородность;

— узость спектра формирующихся рудных полезных ископаемых в сочетании с их исключительной масштабностью;

— зональный характер распределения рудных скоплений на океаническом дне;

— ограниченный возрастной диапазон рудных образований.

В настоящее время главным объектом поисково-разведочных и добычных работ на акваториях моря являются минеральные ресурсы континентальных окраин океанов, а основными полезными ископаемыми нефть и газ. Масштабными являются также разработки шельфовых россыпей олова, золота, алмазов. Нефтяные вышки с каждым годом уходят на все большую глубину, вплотную приближаясь к континентальному склону океанов. Техническая возможность бурения на больших глубинах блестяще доказана опытом работ американского бурового судна «Гломар Челленджер». Существуют многочисленные проекты и опытные образцы подводных аппаратов сбора и конструкций подъема железомарганцевых конкреций на борт добычных океанских судов.

Очевидно, что извлечение полезных ископаемых с океанических глубин сопряжено с большими техническими трудностями и крупными денежными затратами. Однако масштабность рудных скоплений на океаническом дне неизбежно приведет к тому, что в недалеком будущем они станут объектом добычи и промышленного использования.

Gramberg I. S.

GENESIS OF ORES IN OCEANS AND PROSPECTS OF THE WORLD OCEAN MINERAL RESOURCES DEVELOPMENT

Oceanic ore genesis is viewed of a special type of the Earth's ore genesis which has such features as a combination of hydrothermal and sedimentary processes, great seales and young age of ore accumulation

УДК 553.411.491:550.42

ЗОЛОТО И ПЛАТИНОИДЫ В ПОРОДАХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩ ПАЛЕОЗОЙСКИХ СКЛАДЧАТЫХ ОБЛАСТЕЙ

А. Ф. КОРОБЕЙНИКОВ (Томский политехнический университет)

Выделяется нетрадиционное золото-платиноидное оруденение в зонах гидротермального метасоматоза среди черносланцевых горизонтов офиолитовых поясов Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна — СВ Тувы, Северо-Восточного Казахстана. На основе геолого-геохимических исследований распределения золота и платиновых металлов в черносланцевых породах показано, что содержания этих элементов возрастают в метасоматических альбититах-пропилитах и особенно в сульфидоносных листовниках-березитах, а также в жильном сланце с сульфидами. Делается вывод, что комплексное оруденение формировалось благодаря совмещению в складчатых структурах последовательных процессов седиментации, дислокаций, гипербазит-базит-плаггиогранитного магматизма, метасоматизма на фоне длительно развивавшихся палеодиапиров.

Во многих палеозойских складчатых структурах выявлены и изучены крупные месторождения золота в черносланцевых толщах, однако платиноносность этих толщ изучена довольно слабо. Лишь Н. П. Ермолаевым с соавторами [3] были обнаружены золото-редкометалльные проявления в черных сланцах, содержащие до 0,9—8 г/т Pd, 0,5—3 г/т Ir и 0,12 г/т Pt. Кроме того имеется ряд публикаций по разным районам мира, где подчеркивается связь платиновой минерализации с черными сланцами. В Северном Казахстане среди метасоматитов, сформированных по углеродистым алевролитам, обнаружено 0,3 г/т золота и 1,5 г/т платины, палладия, иридия [6]. В черных сланцах кремнисто-углеродистого состава Восточного Саяна установлены признаки комплексного золото-платиноидного оруденения [5]. Среди юрских толщ Центрального Кавказа проявления золота и платины отмечены в связи с кливажированными горизонтами черных сланцев [4]. В черносланцевом комплексе нижнепротерозойского возраста Южной Карелии выявлена платино-палладиевая минерализация в форме сульфоселенидов, висмутидов платины и палладия [13, 14]. Богатые концентрации золота, платины, палладия (10—1000 г/т)

установлены среди горизонта черных глинистых сланцев медистых отложений цехштейна в Нижней Силезии [15]. Проявления золото-платиноидных руд среди черносланцевых горизонтов ряда офиолитовых поясов открыты автором в Алтае-Саянской и Зайсанской складчатых областях [9, 11].

Все это позволяет выделить новый нетрадиционный тип комплексных золото-платиноидных руд в зонах гидротермального метасоматоза среди черносланцевых толщ офиолитовых и зеленокаменных поясов фанерозоя. Для обоснования данного типа промышленного оруденения и приводятся новые геолого-геохимические данные.

Изучение характера распределения благородных металлов в породах черносланцевых толщ проводилось на основе разработанной новой методики инверсионного вольт-амперометрического определения Au, Pd, Pt, Os, Ir, Ru, Rh, Ag с чувствительностью $1 \cdot 10^{-8}$ мас. %, воспроизводимостью 90 % из всех навесок проб в 10 г [7, 10].

В Алтае-Саянской и Зайсанской складчатых областях автором установлена платиноносность отдельных золоторудных полей, размещенных в терригенных, терригенно-вулканогенных сининверсионных и наложенных синклиналиях в бортах и на выклинивании офиолитовых поясов Кузнецкого Алатау, Восточного Саяна, Тувы, Северо-Восточного Казахстана. Эти комплексные

месторождения несут продуктивную золото-платиноидную минерализацию и представлены жильными, штокверковыми, прожилково-вкрапленными типами руд, расположенными в черносланцевых горизонтах верхних частей офиолитовых разрезов и, реже, в гидротермально измененных телах гипербазитов, габброидов, плагиогранитов. Офиолитовые пояса структурно сопряжены с зонами глубинных разломов и представлены узкими и протяженными эвгеосинклинальными прогибами длиной до 500—700 км и шириной 10—25 км. Отдельным структурно-формационным зонам свойственно проявление унаследованных, наложенных впадин, прогибов, выполненных терригенно-вулканогенными или терригенными углеродистыми (0,5—5,6 % C_{org}) отложениями с интенсивным или слабым развитием гипербазит-базитового и плагиогранитного магматизма. Глубинные разломы и оперяющие их разрывы II порядка контролировали размещение гипербазит-базит-плагиогранитных интрузий, их дайковых комплексов. Эти серии магматитов, включающие породы габбро-плагиогранитной формации, образованы путем дифференциации и контаминации базальтоидных магм.

Метаморфизм рудовмещающих пород изменяется от внешних блоков офиолитовых поясов (сининверсионных и наложенных терригенных синклиналей) к их внутренним зонам (горстам, трогам) от цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой до зеленосланцевой и эпидот-амфиболитовой фаций.

Рудоносные черносланцевые толщи формировались в геосинклинально-орогенные стадии и представлены карбонатно-кремнистыми, кремнисто-диабазовыми, карбонатно-кремнисто-песчаниково-сланцевыми, морской флишоидной карбонатно-глинисто-углеродистой и андезит-базальт-молассовой формациями. Соотношение этих комплексов пород неодинаково в различных складчатых регионах. Рудоносные площади разбиты региональными разломами на крупные тектонические блоки, резко отличающиеся между собой мощностью земной коры, толщиной составляющих ее глубинных сейсмических слоев, составом и мощностью геологических формаций. Блоки, в которых

наиболее полно развиты черносланцевые горизонты, характеризуются близкой долей в земной коре «базальтового» и «седиментного» слоев (45—48 и 14—21 %).

Разрывы, зоны трещиноватости, дробления II-III порядков обеспечивали размещение золото-платиноидного оруденения в телах базит-гипербазитов, плагиогранитов и черносланцевых горизонтов фанерозоя на участках их интенсивного гидротермального метасоматоза и сульфидизации. Рудные поля и месторождения формировались в связи со становлением габбро-плагиогранитных интрузий в салаирско-каледонских и герцинских орогенных структурах земной коры. Характерно сложное строение углеродистых терригенных толщ, вызванное чередованием приразломных антиклинально-синклинальных складок с размахом крыльев 140—220 м. Рудные тела размещаются среди альбит-калишпатовых, пропилитовых, березит-лиственитовых метасоматитов в висячих боках зон разломов II-III порядка и в ядрах антиклиналей черносланцевых горизонтов. Руды представлены кварцевыми жилами, штокверками, прожилково-вкрапленными золото-платиноидно-сульфидными ассоциациями среди метасоматических пород [9, 11]. Метасоматиты и руды в единой магмо-рудно-метасоматической колонне размещаются зонально: внизу находятся кварцево-альбит-микроклиновые (биотитовые) или пропилитовые метасоматиты с вкрапленными золото-платиноидно-сульфидными рудами; в средней части разреза — листвениты со штокверками, а сверху — листвениты-березиты с жильными кварцево-сульфидными рудами [9].

Усредненные результаты анализов различных пород черносланцевых толщ изученных складчатых регионов сведены в таблице. Анализ полученных данных показал следующее.

Золоторудное поле Кузнецкого Алатау. Жильные месторождения этого поля являются типичными представителями кварцево-золото-сульфидно-лиственитовой формации в черносланцевой толще на выклинивании офиолитового пояса. Рудовмещающая антиклинорная структурно-формационная зона салаирид выполнена рифейско-кембрийскими карбонатно-терригенно-вулканогенными толщами мощностью до 10 км,

Распределение благородных металлов (мг/т) в породах черносланцевых толщ Алтае-Саянской и Зайсанской складчатых областей (аналитики Н. А. Колпакова, С. В. Кротопкина, Г. А. Новикова, Томский политехнический университет)

Название горной породы и минерала, место отбора проб	Число проб	Au	K_H^{Au}	Os	Ir	Pt	Pd	K_H^{Os-Pd}
1	2	3	4	5	6	7	8	9
<i>Кузнецкий Алатау</i>								
Углеродисто-кремнистые сланцы кембрия с вкраплениями пирита	4	14,5	5,3	0,4	6,6	50	17,5	3,0
Сerpентиниты апогипербазитовые	5	3,0	1,0	0,2	10,0	5,1	12,0	2,0
Габбро-пироксениты	2	4,6	1,2	0,1	10,0	1,2	7,2	1,0
Листвениты апосланцевые	5	37,0	3,0	1,0	10,0	10,0	15,0	3,0
Кварц жильный в лиственитах	2	27,0	2,6	0,1	10,0	9,0	15,0	3,0
Кварц жильный с сульфидами и золотом	2	12000	920	3,0	30,0	550,0	160,0	110,0
Вкрапленные золото-пирит-арсенопиритовые руды в углеродистых сланцах	5	8000	600	0,5	0,65	1710,0	10	1700
<i>Восточный Саян - СВ Тува</i>								
Углеродистые сланцы кембрия	5	2,4	1,0	0,4	3,1	10,0	8,0	2,5
Сerpентиниты апогипербазитовые	4	0,8	0,3	2,2	17,6	30,0	0,31	21,0
Листвениты апосерпентинитовые	2	3,4	1,2	0,1	10,0	35,0	10,0	6,0
Листвениты апосланцевые	2	28,0	4,6	1,2	9,1	27,0	18,0	2,1
Габбро-диорит-диабазы	4	4,6	1,5	0,5	10,0	10,0	29,0	1,2
Кварцево-альбитовые метасоматиты апогаббродиоритовые	10	2,9	0,8	2,5	20,3	900,0	82,0	90,0
Окварцованные альбититы	2	260,0	81		200,0	2300	5,0	230
Листвениты апосланцевые с сульфидами	3	5600	1900	1,5	1620	2300	10,0	2300
<i>Северо-Восточный Казахстан</i>								
Углеродистые песчаники карбона	3	2,6	1,0	0,4			0,3	1,0
Углеродистые алевролиты карбона	6	3,9	1,0	0,4			0,3	1,0
Углеродистые аргиллиты карбона	2	2,8	1,0	0,5			0,2	1,0
Сerpентиниты апогипербазитовые	3	3,0	1,0	36,0	20,0	10,0	5,0	3,5
Сerpентиниты сульфидизированные	8	5100	2000	200020	23,0	3800	145,0	3100
Габбро-диориты Сз	3	4,3	1,0	0,5	20		0,6	1,0

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7	8	9
Листвениты по серпентинитам	10			1200	22		200	2400
Лиственитизированные песчаники	2	3,7	1,6	2,2	1700		3,6	280
Лиственитизированные алевриты	3	6,3	1,8	2,0	1350	310	159,0	135
Лиственитизированные аргиллиты	3	4,3	1,0	0,5	1,5	1,0	2,0	1,0
Плагиигранит-порфиры	6	3,0	0,8	6,0	72,0	100	2,0	100
Кварцево-альбитовые метасоматиты	6	1,9	0,6	0,4	22,0	10,0	10,0	10
Пропилиты	12	8000	1700	2100	2000	40	3100	2100
Листвениты апосланцевые с сульфидами	5	12000	3000	1920	4000	44	3300	1500
Березиты апогаббродиоритовые с сульфидами	27	8300	1800	4100	1450	8000	130	3500
Кварц жильный с сульфидами	10	10000	1000	200	20	200	83	200
Пирит из вкрапленных руд в углеродистых сланцах	4	10000	3000			4000		2000
Карбонаты жильные в рудах	6	1,0	0,3	0,4	1,2	1,0		1,0

подверженными зеленосланцевой фации метаморфизма и прорванными штоками, дайками габбро-диабазов, образующими субмеридиональный дайковый пояс протяженностью свыше 12 км. Интрузивные образования, представленные габбро-диабазами, порфиритами, лампрофирами, диоритами, плагиигранитами, относятся к нижнепалеозойской габбро-плагиигранитной формации. Как и вмещающие терригенные породы, они подвержены интенсивной альбитизации-калишпатизации, лиственитизации-березитизации [11]. Размещение комплексного золото-платиноидного оруденения жильного и вкрапленного кварцево-сульфидного типа контролировалось дайковым комплексом.

Рудно-метасоматическая зональность выразилась в смене по вертикали разных типов метасоматитов и руд: в корневых частях дайковых пучков располагаются альбититы (800 м), сменяющиеся калишпатитами (600 м выше) с кварцево-альбит-шеелитовыми жилами, в средней и верхних частях — гидробиотит-тремолитовые и лиственит-березитовые метасоматиты с вкрапленными пирит-арсенипиритовыми золото-платино-

идными и кварц-золото-сульфидными жильными телами.

Рудовмещающие углеродисто-кремнисто-глинистые, углеродисто-глинистые туфогенные песчаники и сланцы содержат в среднем (в мг/т): Au — 14,5, Pt — 50, Ir — 21, Pd — 47, Os — 4. Повышенные содержания благородных металлов в углеродистых породах связаны с тонкодисперсными включениями метаморфогенно-диагенетического пирита. Жильный кварц с сульфидами из нижних горизонтов несет до (г/т): Au — 12, Pd — 0,16, Pt — 0,55, Ir — 0,03, Os — 0,003. В габбро-диабазлах, порфиритах содержание золота колеблется в пределах 2,7—7,6 мг/т. При этом содержание металла на оруденелых площадях в 1,5 раза выше, чем в аналогичных породах за пределами этих участков. В кварц-альбитовых, эпидот-альбитовых метасоматитах корневых частей рудно-метасоматических колонн содержания золота уменьшаются в 1,2—1,5 раза по сравнению с исходными габбро-диабазами: 3,5—1,8 вместо 2,7—7,6 мг/т. В калишпатизированных габбро-диабазлах средних частей метасоматических колонн количество золота также сокращается

по мере нарастания интенсивности щелочного метасоматоза: 1,6—3,7 мг/т или $K_{H}^{Au} = 0,9—0,6$.

В дайковых породах околожильные процессы лиственитизации и пиритизации, напротив, сопровождались существенным возрастанием концентраций этого элемента в измененных разностях: K_{H}^{Au} 3,6—90 и более.

В окружающих дайковые пучки лиственитизированных углеродистых сланцах с пирит-арсенопиритовыми вкраплениями на нижних горизонтах месторождений содержания золота достигают 1,2 г/т, а платины и палладия — 11 и 0,16 г/т соответственно. В апосланцевых лиственитах содержания платины, иридия, палладия обычно не ниже 10—15 мг/т.

Все это свидетельствует о том, что золото-кварцевые руды содержат значительные количества платиновых металлов. Повышенные концентрации платины и иридия сосредоточены в пиритоносных углеродистокремнистых сланцах нижних горизонтов кварцево-жильных месторождений.

Амыло-Систигхемский золотоносный регион Восточного Саяна — Северо-Восточной Тувы располагается на участке восточного замыкания Западно-Саянского офиолитового пояса. Особенности геологического строения этого региона определялись приуроченностью его к области сочленения салаирид Восточного Саяна с каледонидами Западного Саяна. Западная часть площади относится к Куртушибинской структурно-формационной зоне, охватывающей участок сочленения Западно-Саянского геосинклинального прогиба со структурами Хемчикско-Систигхемского внешнего геосинклинального прогиба. Район характеризуется интенсивным проявлением гипербазит-базитового магматизма. Систигхемской структурно-фациальной зоне свойственно развитие унаследованных и наложенных прогибов, впадин и слабое проявление интрузивного магматизма. Сочленение этих разновозрастных структур произошло по группе Саяно-Тувинских разломов. По разрывам, зонам рассланцевания II—III порядков с габброидами и гранитоидами в углеродистых сланцах, серпентинитах, альбитовых, лиственитовых метасоматитах имеется золото-платиноидная минерализация. Пла-

тиноносными оказались лиственитизированные ультрабазиты, зоны альбитизации-калишпатизации-лиственитизации-беризитизации габбро-диорит-диабазов, углеродистых сланцев, амфиболизации габброидов, пироксенитов расслоенного массива.

Оруденение представлено кварцевыми жилами, штокверками, прожилково-вкрапленными типами. Золото-платиноидные тела залегают в зонах альбититов-березитов-лиственитов среди вулканогенно-черносланцевых толщ нижнего кембрия и тел габбро-диорит-диабазов. Все породы метаморфизованы в фации зеленых сланцев хлоритовой и биотитовой субфаций.

В рудном поле установлена рудно-метасоматическая зональность, представляющая собой на глубину свыше 1 км колонну, в нижней части которой развиты кварц-альбитовые, кварц-калишпатовые метасоматиты с сопровождающими прожилково-вкрапленными золото-платиноидно-сульфидными рудами. В средней ее части распространены листвениты-березиты со штокверково-жильными рудами, а в верхней - существенно карбонатные фации лиственитов с кварцевыми жилами [11].

В относительно неизмененных углеродистых сланцах определено фоновое содержание золота и платиновых металлов (в мг/т): Au — 1,7—3,6, Os — 0,4, Ir — 3,1, Pt — 10, Pd — 8. Зеленокаменные основные эффузивы несут 2,9 мг/т золота, а туфы основного состава - всего 1,8 мг/т. Апогипербазитовые серпентиниты характеризуются такими геохимическими показателями (в мг/т): Au — 2,5—2,6, Os — 4, Ir — 10, Pt — 30, Pd — 10. Лишь карбонатизированный серпентинит показал повышенные количества иридия (34 мг/т) и палладия (500 мг/т). Максимальные содержания осмия и иридия в сульфидизированных серпентинитах-лиственитах: 2,6 и 20 г/т соответственно.

Габбро, габбро-диориты, диабазы, диориты габбро-диорит-диабазовой формации характеризуются незначительно повышенными содержаниями золота, платины, палладия, иридия: 4,6; 10; 36 и 10 мг/т соответственно. В альбитизированных и окварцованных разностях этих интрузивных пород существенно повышаются концентрации (в мг/т): Au до 28—59, Ir до 18—34, Pt до 30—50 и Pd до 160—330. Коэффици-

ент накопления благородных металлов K_n при щелочном метасоматозе достигал 10—60. Максимальные концентрации платины и иридия зафиксированы в окварцованных и сульфидизированных альбититах: 2,3 и 0,081 г/т в окварцованных и 11—165 г/т в сульфидизированных разностях. Фоновые содержания Au (1,7—3,4 мг/т), Ir, Pt и Pd (10—18 мг/т) определены в бессульфидных метасоматических альбититах-калишпатитах. Повышенные концентрации иридия, платины, палладия имеются также в метасоматических альбититах расслоенного габбро-норитового массива: K_n до 30—60.

Кроме того, в породах гипербазитовых массивов Западной Тувы определено повышенное содержание Ir (10—34 мг/т), Pt (20—40), Pd (110—500). Химико-нейтронно-активационным анализом в серпентинизированных гипербазитах Амыло-Систигхемского региона, проведенным В. Н. Шишкиной в 11 пробах, определено повышенное количество платиновых металлов — от 0,186 до 0,33 г/т.

Западная Калба Восточного Казахстана. Золотоносный регион располагается в центральной части Зайсанской герцинской складчатой области среди наложенных синклиналей восточного борта офиолитового пояса — Чарско-Горностаевского поднятия [9]. Рудоносные черносланцевые комплексы относятся здесь к терригенно-кремнисто-карбонатно-углеродистым и терригенно-карбонатно-углеродистым формациям (CaCO_3 10—20 %, SiO_2 57—59 %) карбонного возраста. По содержанию углерода они принадлежат к убого- и малоуглеродистым — 0,3—5,6 % $\text{C}_{\text{орг}}$. Характерна тесная связь рудовмещающих черносланцевых толщ с породами офиолитовой ассоциации — с гипербазит-базит-плагиигранитными интрузиями, основными-средними вулканами, кремнистыми породами Чарского офиолитового пояса. Глубинные разломы контролировали размещение гипербазит-базитовых, габбро-плагиигранитных интрузий, их дайковых комплексов, базальт-андезитовых вулканитов, кремнистых и черносланцевых образований.

Рудовмещающие породы подвержены региональному метаморфизму цеолитовой, пренит-пумпеллиитовой и зеленосланцевой фаций. На участках рудных зон им свойст-

венна глубокая гидротермально-метасоматическая проработка с образованием альбитизированных-пропилитизированных, лиственитизированных-березитизированных разностей серпентинитов, габброидов, плагиигранитов, углеродистых терригенных пород. Пространственное совмещение в единых структурах гипербазит-базитовых и плагиигранитных интрузий, черносланцевых горизонтов, наряду с активным проявлением глубинного метасоматизма по зонам смятия и разрывов, и обеспечило образование комплексных золото-платиноидных проявлений.

В регионе выделяются рудные поля с жильно-кварцевым и штокверковым типом оруденения, минерализованные сульфидные и комбинированные жильно-штокверкововкрапленные зоны в терригенно-вулканогенных толщах и интрузивах.

Отчетливо выражена рудно-метасоматическая зональность — снизу вверх палеогидротермальной колонны вкрапленные золото-платиноидно-сульфидные руды в пропилитах-лиственитах сменяются штокверковыми кварцево-золото-сульфидными и жильными золото-кварцевыми рудами среди березитов-лиственитов [9].

В углеродистых алевролитах, аргиллитах, песчаниках, конгломератах фоновые содержания золота составляют от 1,84 до 6,1 мг/т. Минимальные средние его содержания характерны для углеродисто-глинистых сланцев (1,84 мг/т), а максимальные — для песчаников (3,13 мг/т) и углеродистых алевролитов (6,1 мг/т) из рудоносных зон дробления и милонитизации пород. Аподунитовые, апоперидотитовые серпентиниты Чарского офиолитового пояса содержат умеренное количество металла (3 мг/т), близкое к таковому офиолитовых поясов Алтае-Саянской складчатой области. Габброиды и плагииграниты характеризуются умеренными и повышенными содержаниями золота.

В ранних кварц-альбит-калишпатовых и пропилитовых метасоматитах, сформированных за счет углеродистых сланцев содержания золота понижены до 0,5—2,9 мг/т: $K_n^{Au} = 0,8—0,6$. Околорудные березиты-листвениты, напротив, отличаются повышенными концентрациями этого элемента: 10—1200 мг/т или $K_n^{Au} = 1,3—296$ [9, 10].

Графитизированное углеродистое вещество несет всего 1—2 мг/т золота. Максимальные концентрации металла установлены во внутренних зонах метасоматической колонны: 310—1500 мг/т. Основной привнос золота в зоны послемагматического преобразования связан с периодом окварцевания и сульфидизации пород: $K_H^{Au} > 300$.

Фоновое содержание платины, палладия, осмия в углеродистых слабо измененных гидротермальными процессами песчаниках, алевролитах, аргиллитах составляет (в мг/т) Pt — 3, Pd — 0,3, Os — 0,5. Близкие содержания платиновых металлов установлены в апогипербазитовых бессульфидных серпентинитах (Pt — 4, Pd — 5, Os — 0,2 мг/т) и неизмененных габбро-диоритах и дайковых долеритах (Os в пределах 0,6—0,7, Pt — 3—7, Pd — 7—8 мг/т). При этом для осмия установлены минимальные количества во всех терригенных и интрузивных породах: 0,2—0,4 мг/т в бессульфидных серпентинитах и лиственитах и 0,5 мг/т в углеродистых песчаниках и алевролитах. Для палладия максимальные средние содержания определены в бессульфидных серпентинитах, лиственитах (2—14 мг/т), а минимальные — в углеродистых алевролитах (0,2 мг/т).

При ранних процессах серпентинизации и лиственитизации гипербазитов, габброидов, углеродистых песчаников, алевролитов, аргиллитов в связи с наложением завершающего гранитоидного магматизма (C_3 — P) происходили вынос осмия ($K_H^{Os} = 0,4$), перераспределение и привнос платины и палладия ($K_H^{Pd} = 25—30$). Максимальное накопление платиновых металлов в зонах окорудного метасоматоза проявлялось при окварцевании и сульфидизации метасоматитов: $K_H = 230—12700$. В разных типах метасоматитов и руд изученных рудных полей наиболее распространенными элементами явились осмий, иридий, палладий, платина. Из них в рудно-метасоматических зонах среди гипербазит-базитовых тел одной из ветвей Чарского офиолитового пояса наиболее распространенными оказались иридий и осмий. Промышленные концентрации платины и осмия выявлены во вкрапленных золото-пирит-арсенопиритовых парагенезисах черносланцевых горизонтов верхней ча-

сти офиолитового разреза: $K_H = 1050—7500$. Палладий в повышенных количествах (0,3—6 г/т или $K_H 230—1000$) определен в лиственитизированных углеродистых терригенных породах самого удаленного от офиолитового пояса структурного блока.

Если судить по единичным находкам платиновых минералов в шлихах из рудных концентратов и в золотоносных россыпях этих регионов, а также по результатам вольт-амперметрического анализа на платиноиды различных типов пород и руд, то можно предполагать наличие мышьяковотеллуридо-сульфидных и самородных (в том числе, и сплавов Pt, Ir, Os, Rh) тонкодисперсных форм нахождения платиновых металлов в рудах.

Рудоносным площадям изученных регионов свойственно проявление эндогенных геохимических ореолов Cr, Ti, Ni, Cu, As, Sb, W, Au, Ag, Pt, Pd. Во всех рудовмещающих участках содержания этих элементов возрастают от неизмененных углеродистых сланцев, интрузивных пород, альбититов-пропилитов к рудоносным лиственитам-брезитам: $K_H^{Au} = 20—157$, $K_H^{As} = 107$, $K_H^{Pt, Pd} = 230—410$.

В основу концепции формирования рудоносных структур земной коры положена модель развития астеносферных палеодиапиров, мантийно-корового магматизма и метасоматизма [1, 9, 12]. Локализации золото-платиноидных руд в различных структурах предшествовали явления астеносферного диапиризма с возникновением флюидонасыщенных мантийных магм и металлоносных флюидов, а также внутрикоровый магматизм, метасоматизм и накопление благородных металлов во флюидах.

Инъективные дислокации, связанные с диапиризмом и проникновением глубинного вещества в земную кору, отражаются на поверхности (по космоснимкам) кольцевыми структурами и системами кольцевых, линейных структур разных размеров от 0,5 до 60 м в диаметре. Их возникновение связано с развитием палеодиапиров, сопровождающих магматитов, метасоматитов при распаде магмо-флюидных глубинных систем в верхних частях земной коры. Последний происходит в областях разгрузки на окислительном барьере при встрече трещинных

вод, где и возникало гидротермально-метасоматическое рудоотложение. Наибольшее разуплотнение вещества земной коры под воздействием палеодиапиров имело место на инверсионном этапе, когда оформлялись рудные поля. В глубинных разломах офиолитовых поясов основными геодинамическими причинами проявления мантийно-корových диапиров являлись периодически повторяющиеся объемные деформации упругого последействия [2], которые служили энергетическими источниками активности глубинных магм и флюидов.

На этапе образования флюидонасыщенных магм и сопровождающих металлоносных флюидов в пределах верхней мантии происходили явления внутримантийного метасоматизма и накопления золота, платиновых металлов во флюидизированных магмах ($K_n \geq 2$) и особенно во флюидах ($K_n \geq 53$). Накопление золота и платиноидов в остаточных флюидизированных расплавах происходило благодаря фракционированию металлов между жидкой, твердой и флюидной фазами ($K_n = 1:53—300$) магм и привнесом их глубинными флюидами в промежуточные очаги.

На втором этапе происходили внутрикоровый магматизм, метасоматизм и перераспределение металлов. Широко проявился габбро-плагиогранитный интрузивный магматизм. Установленная тенденция накопления золота в минералах поздних дифференциатов продуктивных гранитоидных интрузий [8, 9] свидетельствует о накоплении его в остаточных расплавах ($K_n^{Au} = 1,2—2,7$) и особенно во флюидах области субсолидуса ($K_n^{Au} = 53—296$).

В земной коре магматические процессы сопровождались метасоматизмом с образованием крупных рудно-метасоматических колонн. Длительно существовавшие термофлюидопотоки обеспечивали широкий фронт перераспределения и выноса компонентов боковых пород по пути продвижения флюидов. Метасоматические процессы приводили к ремобилизации благородных металлов из гипербазит-базитов, серпентинитов, углеродистых сланцев и концентрации их. Коэффициенты накопления золота, платины, осмия, палладия при щелочном метасоматозе составляли: K_n^{Au} 0,8—0,4 и 1,3—

296 и $K_n^{Pt,Pd,Os} = 10—410$ при лиственитизации-беризитизации пород. Но главное количество металлов в зоны локализации метасоматитов и руд привносилось глубинными гидротермами в период окварцевания и сульфидизации ($K_n^{Au} > 300$, $K_n^{Pt,Pd,Os} > 410$) при захвате до 20—30 % от общего количества благородных металлов в рудах из пород корневых участков метасоматических колонн. Эти металлоносные растворы формировали руды на геолого-структурных и геохимических барьерах.

Итак, образование комплексных месторождений в черносланцевых толщах складчатых поясов происходило путем синхронного рудообразования с метасоматизмом при распаде магмо-флюидных палеодиапировых систем в верхних частях земной коры. Руды представлены кварцевыми жилами, штокверками, прожилково-вкрапленными золото-платиноидно-сульфидными ассоциациями среди метасоматитов альбитит-пропитовой и березит-лиственитовой формаций. Суммарная вертикальная протяженность отдельных рудно-метасоматических колонн среди черносланцевых толщ превышает 1,8—3,8 км.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белоусов В. В. Переходные зоны между континентами и океанами. — М.: Недра, 1982. 200 с.
2. Глухманчук Е. Д., Бакуев О. В. Соотношение типов тектонических деформаций в фундаментном и чехольном комплексах пород Северо-Западной Сибири // Геология и геофизика. 1992. и 3. С. 35—40.
3. Ермолаев Н. П., Созинов Н. А., Чиненов В. А., Хорошилов В. Л. Новые генетические типы золото-редкометалльных руд в черных сланцах // Фундаментальные науки — народному хозяйству. М., 1990. С. 379—381.
4. Жабин А. Г., Самсонова Н. С., Косовец Ю. Г. Платиноиды и золото в диагенетических пиритовых конкрециях юрских сланцев на южном склоне Центрального Казахстана // Разведка и охрана недр. 1992. № 2. С. 2—3.
5. Жмодик С. М., Миронов А. Г., Немировская П. А., Карманов Н. А. Радиогеохимические типы и металлоносность черных сланцев юго-восточной части Восточного Саяна / Бассейны черносланцевой седиментации и связанные с ними полезные ископаемые // Тез. докл. Международного симпозиума. Новосибирск: Наука, 1991. С. 64—65.
6. Киселев А. В., Юшин А. А. Геохимия редкометалльных элементов и благородных металлов в черносланцевых формациях Северного Казахстана / Бассейны черносланцевой седиментации и связан-

- ные с ними полезные ископаемые // Тез. докл. Международного симпозиума. Новосибирск: Наука, 1991. С. 77—78.
7. Колпакова Н. А., Шифрис Б. С., Швец Л. А., Кропоткина С. В. Определение платиновых металлов и золота методом инверсионной вольт-амперометрии // Журнал аналит. химии. 1991. Т. 46. Вып. 10. С. 1910—1913.
 8. Коробейников А. Ф. Фракционирование золота в магматическом расплаве при его кристаллизации // Докл. АН СССР. 1991. Т. 258. № 5. С. 1200—1204.
 9. Коробейников А. Ф. Новый тип золото-платиноидных месторождений в черносланцевых толщах офиолитового пояса Северо-Восточного Казахстана. М., 1991. 90 с. Деп. в ВИНТИ 19.03.91, № 1187—91.
 10. Коробейников А. Ф., Колпакова Н. А. Особенности распределения платиновых металлов в черносланцевых толщах офиолитовых поясов // Геохимия. 1992. № 6. С. 834—845.
 11. Коробейников А. Ф., Пшеничкин А. Я. Проявление золото-платиноидных руд в офиолитовых поясах Алтае-Саянской складчатой области // Золоторудные формации Сибири: Тез. докл. конф. Томск, 1992. С. 14—20.
 12. Коробейников В. П., Щеглов А. П., Сурков В. С., Исаков В. М. Ареальные офиолиты Восточной Тувы и диапировая модель развития структурных элементов подвижных поясов // Геология и геофизика. 1980. № 9. С. 19—33.
 13. Мельников Е. К., Петров Ю. В., Савицкий А. В. Новый район с месторождениями богатых комплексных руд в Южной Карелии // Разведка и охрана недр. 1992. № 5. С. 15—19.
 14. Полеховский Ю. С., Волошин А. В. Новые природные системы платиноидов в метасоматитах Южной Карелии // Докл. АН СССР. 1990. Т. 315. № 3. С. 700—703.
 15. Kucha H. Platinum-group metals in the Zechstein copper deposits, Poland // Econ. Geol. 1982. V. 77. № 6. P. 1578—1591.

Korobeynikov A. F.

GOLD AND PLATINOIDS IN ROCKS OF BLACKSCHIST STRATA OF PALEOZOIC FOLDED AREAS

Non-conventional gold-platinoid mineralisation in areas of hydrothermal metasomatism among blackschist horizons of ophiolite belts within Kuznetskoye Alatau, Eastern Sayan — NE Tuva, NE Kazakhstan is marked out on the basis of geological -geochemical investigations of gold and PGM distribution in Phanerozoic rocks. These elements grades are shown to grow in metasomatic albitites — propylites and especially in sulfide rich listwanites-beresites. It is concluded that complex mineralisation of has been forming due to combination of consequent sedimentation, dislocations, hyperbasite-basite-plagiogranite magmatism in folded structures against continuously developing paleodiapirs

УДК 553.411.071.061.2:552.431:549.212

МАГМАТОГЕННАЯ КОНЦЕПЦИЯ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

И. В. КУЧЕРЕНКО (Томский политехнический университет)

Обсуждаются минералого-петрохимические, геохимические, изотопно-геохимические и другие данные, доказывающие генетическую однородность и сходные геологические условия образования золотого оруденения на этапах позднепротерозойского орогенеза и позднепалеозойской тектономагматической активизации черносланцевого и несланцевого (гранитного, гнейсового и т. д.) субстрата земной коры в золоторудных районах пояса допалеозойских складчатых сооружений южной Сибири. Обосновывается региональная концепция рудообразования, предполагающая генерацию рудоносных флюидов на поздних этапах функционирования сложных флюидно-магматических комплексов с мантийными источниками питания.

Дискуссия по проблеме образования золотого оруденения в углеродистых терригенных сланцевых толщах осадочных бассейнов (ключевые вопросы — об источниках золота и о сущности обусловивших рудообразование геологических процессов) получила в последние годы новый импульс. Как известно, ведущую позицию в этой проблеме занимает метаморфогенно-гидротермальная концепция, допускающая известное разнообразие источников энергии и флюидов [2 и др.], включая очаги гранитоидной магмы [16], но декларирующая преимущественно местный (породный) источник золота и других компонентов руд. Популярная в прошлом магматогенно-гидротермальная концепция разделяется немногими геологами и предполагает связи рудообразования с гранитоидным [8, 17] или базитовым [1] магматизмом.

Сосуществование этих двух взаимоисключающих концепций, в частности, в приложении к древним осадочным бассейнам Северо-Забайкальского, Ленского, Енисейского золоторудных районов южного допалеозойского складчатого обрамления Сибирской платформы, длительное время служивших полигонами для разработки каждой из них, свидетельствует об отсутствии строгих доказательств справедливости важнейших геолого-генетических выводов. Вместе с тем,

повышение интереса к проблеме связано с рядом обстоятельств, прежде всего с признанием низких (околокларковых, 1—5 мг/т) содержаний золота в сланцах как золотоносных, так и незолотоносных районов [4, 6 и др.]. Последнее лишает углеродистые терригенные сланцы преимуществ перед другими породами, а метаморфогенно-гидротермальную концепцию применительно к упомянутым районам — важнейшего, по существу главного, аргумента, заключающегося в представлении, что золоторудные поля приурочены к изначально (или в результате метаморфизма дорудных эпох) обогащенным золотом сланцевым толщам. Именно это представление послужило возрождению упомянутой концепции в начале шестидесятых годов. Остается неоднозначной интерпретация других аспектов проблемы, прежде всего физико-химических режимов миграции золота, серебра и элементов-спутников при метаморфизме разных фаций, равно как сохраняется необходимость доказательства самого факта такой миграции. Результаты экспериментов, направленных на решение этого вопроса (Bischoff I. L., Seyfried W. E., Dickson F. W., Глюк Д. С., Жатнуев Н. С. и др.), либо противоречивы [3], либо требуют дополнительного анализа на предмет выяснения возможности и условий их приложения к природным объектам и процессам. С позиций метаморфогенно-гидротермальной концепции не объяснено несоответствие между узко локальным характером концен-

трации руд и огромными объемами пород-доноров, из которых золото и другие металлы должны были бы извлекаться (Коваленко В. И., Петровская Н. В., Рехарский В. И., Рябчиков И. Д.).

Из анализа итогов многолетней дискуссии представляются очевидными следующие положения. Во-первых, по-прежнему не найдено прямых критериев определения источников золота и многих других металлов, сосредоточенных в рудах и околорудных ореолах. Во-вторых, преимущественно, а тем более только геохимический подход к решению проблемы обладает ограниченными возможностями. В-третьих, исследование проблемы с максимальной на сегодняшний день вероятностью получения достоверных результатов возможно путем реализации методологического подхода. Он заключается в разностороннем сравнительном анализе продуктов и геологических (тектонических, метаморфических, магматических) факторов рудообразования в сланцевом, с одной стороны, и несланцевом (мигматит-гнейсовом, гранитном и т. п.), с другой стороны, субстрате и в разных геолого-тектонических режимах. В результатах сравнения предполагается увидеть — существуют ли принципиальные различия между возможно метаморфогенно-гидротермальным оруденением сланцевого типа и оруденением в гранитах, гнейсах и других породах, магматогенно-гидротермальное происхождение которого как-будто никем не подвергается сомнению. Предпринимавшиеся ранее сторонниками первой концепции исследования в этом направлении [2] указывали на существование такого рода различий, что поддерживало конкурентоспособность той или иной концепции.

Реализация данного подхода в золоторудных районах пояса активизированных допалеозойских складчатых структур южной Сибири позволила сформулировать концептуальные положения, составляющие основу региональной геолого-генетической модели рудообразования как магматогенного с преимущественно глубинными (мантийными) источниками золота и ряда других элементов.

Посредством обобщения материалов многих исследователей (Гибшер Н. А., Долгова Ю. В., Ехиванова В. А., Левицкого В.

В., Ляхова Ю. В., Мязь Н. И., Петрова В. Г., Попивняка И. В., Проскуракова А. А., Сазонова А. М.) и данных автора установлено, что здесь, независимо от состава вмещающего субстрата, руды сложены минеральными ассоциациями, объединяемыми в четыре-пять минеральных комплексов, каждый из которых отвечает, согласно номенклатуре Петровской Н. В., стадии рудообразующего процесса. Вещественно-генетическая однородность рудной минерализации обосновывается рядом фактов. К числу важнейших из них относятся:

- признаки цикличности в формировании руд, т. е. повторяющаяся в генерализованном виде при частных флуктуациях последовательность отложения минералов (кварц, сульфиды, карбонаты) в составе каждого минерального комплекса при отложении основной массы кварцев в ранние стадии и основной массы карбонатов — в поздние;
- периодическое возрастание температуры отложения кварцев в начале образования каждого комплекса над уровнем температур выделения поздних зарождений кварца предшествующего комплекса;
- смена состава и состояния растворов при образовании каждого комплекса и при участии в составе растворенного вещества ряда элементов в окисленной и восстановленной формах (углерод, водород, азот) с усилением степени окисленности, например, углерода вверх по восстанию рудных зон;
- отложение золота в составе во многом сходных наборов ведущих минералов продуктивных ассоциаций в сравнительно узком температурном интервале от 280—260 до 180—160° С из преимущественно углекислотно-водных периодически вскипавших или кипящих растворов. Эти признаки интерпретируются как свидетельство пульсационного (порционного) поступления флюидов в блоки рудоотложения. Близость изотопных отношений серы сульфидов руд и околорудных метасоматитов многих рудных полей к метеоритному уровню [15 и др.] оценивается как признак участия в составе рудоносных растворов флюидов, генерированных в глубинных зонах Зем-

ли, хотя утяжеленный в ряде случаев состав серы может быть объяснен и частичным заимствованием серы из вмещающих сланцев.

Крупнообъемные околорудные метасоматические ореолы зональны и отвечают березитовой формации с пропилютоподобным профилем изменений в периферийных зонах [9]. Порядок минеральной зональности и петрохимические черты закономерно сменяющихся минеральных зон, приуроченность рудных тел к тыловым зонам, в направлении которых усиливается степень минералого-химических преобразований пород, подчеркивают принадлежность ореолов к этапам рудообразования. Минеральные зоны выделяются на основе изменения числа и состава новообразованных минеральных фаз, начиная от наиболее крупнообъемной фронтальной (внешней) зоны через первую, вторую промежуточные к малообъемной тыловой (внутренней). Внешняя зона с подзонами слабого, умеренного, интенсивного изменения содержит новообразованные альбит, серицит, кварц, актинолит-тремолит (в глубоковскрытых рудных полях), цоизит-эпидот и (или) хлориты, кальцит, рутил, лейкоксен, магнетит, иногда доломит, анкерит, пирит. В первой промежуточной зоне из этого набора исчезает актинолит-тремолит при полном исчезновении исходных цветных минералов. Во второй промежуточной зоне отсутствуют цоизит-эпидот или (и) хлориты, во внутренней — альбит, но одновременно в тыловых зонах усложняется состав карбонатов до магнезита, сидерита, брейнерита и укрупняются до нескольких миллиметров их метакристаллы-ромбоэдры. Каждой минеральной зоне в направлении к ее внутренней границе свойственны увеличение объема (массы) минеральных новообразований и направленное изменение количественных соотношений компонентов в минералах переменного состава: увеличение железистости карбонатов. Принадлежность метасоматитов тыловой зоны к березитовой формации подчеркивается также существом химических преобразований пород: поступлением в породы калия, углерода, серы, выносом почти полностью натрия, частично кремния, но последнего в количествах, достаточных для образования кварцевого заполнения рудных тел [10]. Полученные в

рудных полях, залегающих в дифференцированном по химическому составу субстрате, материалы не подтверждают распространенное представление о неупорядоченной миграции в ореолах березитовой формации других петрогенных компонентов. Кремний, алюминий, углерод, кальций, железо мигрируют в ореолах из областей высоких концентраций в области низких. По-видимому, здесь мы имеем дело со значительным влиянием концентрации растворенных компонентов на величины их химических потенциалов, определяющих интенсивность метасоматических реакций. Перечисленные признаки объяснимы с позиции признания преобладающего диффузионного механизма околорудного метасоматизма в условиях слабой, при породно-флюидном взаимодействии, миграции рудоносных растворов, что вообще согласуется с условиями воспроизведения метасоматических колонок березитового типа в эксперименте [7]. Поступление в березиты-листвениты вблизи глубинных разломов дополнительных масс титана, магния, фосфора, снижение содержаний этих элементов до кларковых по мере удаления от разломов составляет еще одну особенность метасоматических процессов. Это свидетельствует о миграции фемофильных элементов с флюидами на путях подъема последних и о переходе титана и фосфора в инертное состояние на уровнях рудоотложения, а также о том, что глубинные и оперяющие их разломы служили флюидовыводящими каналами.

Коррелируемое со степенью метасоматических преобразований сланцев обогащение околорудных метасоматических ореолов углеродистым веществом выражается в дополнительном накоплении на этапах рудообразования восстановленного углерода в керогене (графит) и битумоидах преимущественно на ранних стадиях процессов и окисленного углерода (карбонаты) — главным образом на поздних. Отдельные факты чередования отложения керогена и карбонатов свидетельствуют о межвнутристадийных изменениях окислительно-восстановительных режимов. С учетом данных об изотопных отношениях углерода при наличии керогена в сланцах за пределами околорудных метасоматических ореолов есть основание полагать полигенное (седиментогенно-биогенное

и глубинное) происхождение углерода керогена и преимущественно глубинные источники углерода метасоматических карбонатов [14].

Исследование геохимии рудогенных элементов в рудовмещающих блоках земной коры и, в частности, околорудной геохимической зональности с использованием геохимических выборок, учитывающих лито-, петротипы исходных пород, метаморфическую и околорудную метасоматическую зональность, показало, что в Северо-Забайкальском районе содержание золота, серебра, ртути и других металлов во вмещающих оруденение сланцах протерозойских углеродистых терригенно-сланцевых толщ, в ультрамафитах, гранитах и других породах за пределами и на дальней периферии околорудных метасоматических ореолов отвечает местным геохимическим фонам, близким к кларковому для каждого типа пород уровню [12]. На этих же уровнях содержатся металлы в толщах, не вмещающих промышленные руды. Эти данные согласуются с полученными в последние годы результатами исследования геохимии золота в Ленском (1,9, 1,2, 0,7 мг/т в песчаниках и сланцах, Шаров В. Н. и др.) и Енисейском (1,1, 0,78, 1,4 мг/т в песчаниках и сланцах сухопитской серии, Сазонов А. М.) районах и с упомянутым выше выводом ряда геологов о субкларковых концентрациях металла вообще в сланцевых толщах золотоносных и незолотоносных районов. В обсуждаемых объектах околорудные геохимические ореолы не выходят за пределы околорудных метасоматических, поскольку значимость различий средних и дисперсии содержания золота и серебра, например, проявляется с первой промежуточной зоны, иногда с подзоны интенсивного изменения внешней зоны и усиливается в более тыловых зонах [12]. Продуктивность ореолов, в частности, на золото и серебро, величина золото-серебряного отношения, возрастающая в тыловых зонах, прямо зависят от масштабов оруденения, концентрации рудогенных элементов и величины золото-серебряного отношения в рудах. Все это, в сочетании с усилением в тыловых зонах ореолов сравнительно с периферийными корреляционных связей между золотом и серебром (г до 0,8—0,9), наиболее высоких в рудных телах, свидетельст-

вует о геохимическом и генетическом единстве руд и околорудных геохимических ореолов. Геохимическое единообразие околорудных месторождений в сланцевом и несланцевом субстратах подчеркивается во многом сходными наборами других рудогенных элементов в рудах и ореолах, включающими, помимо золота, серебра, ртути, мышьяка и сурьмы никель, кобальт, медь, свинец, цинк, вольфрам, а также другие металлы. Для большинства элементов, исключая золото, серебро, мышьяк, ореолы отличаются слабой контрастностью, что, как известно, вообще свойственно гидротермальным золотым месторождениям. Важнейшим минералом-концентратором металлов в окислительных ореолах служит пирит, содержание перечисленных элементов в котором достигает сотен — тысяч граммов на тонну. При этом концентрация титана в пирите снижается синхронно со снижением его содержания в березитах и листовинитах по мере удаления от раствороподводящих глубинных разломов, например, от 5750 до 3000 г/т и менее в Ирокиндинском месторождении. Приведенные особенности распределения металлов при отсутствии во вмещающих толщах и на периферии рудных полей областей выноса рудогенных элементов обусловлены скорее всего перемещением их от стволых рудовмещающих структур.

На примере сланцевых районов пояса допалеозойских складчатых сооружений южной Сибири можно видеть, что в этапы орогенеза (Енисейский район) и послерогенной тектоно-магматической активизации позднего палеозоя (Ленский, Северо-Забайкальский районы) рудообразующие процессы реализуются в геотектонических режимах блоковых движений земной коры и активизации рудоконтролирующих структур — систем глубинных разломов. Золоторудные районы приурочены к блокам земной коры, которые в реконструируемые периоды своей эволюции испытывали устойчивое воздымание или погружение. Енисейский район включает рудные зоны, локализованные в активизированном Ангаро-Канском выступе архейского фундамента Сибирской платформы и в обрамлении пояса гнейсо-мигматит-гранитных очагово-купольных структур, наследовавшего на этапе орогенеза конседиментационные поднятия

рифейской геосинклинали. Северо-Забайкальский район приурочен к активизированным выступам архейского фундамента (Муйскому, Чарскому и другим, более мелким) среди протерозойских складчатых сооружений, сопровождаемым незначительными проявлениями очагово-купольного ультраметаморфизма (Кедровский купол). Рудные зоны Ленского района, локализованные в мощных сложодислоцированных геосинклинальных толщах, контролируются зонами конседиментационных прогибов в обрамлении конседиментационных поднятий, на этапах орогенеза и послерогенной тектоно-магматической активизации преобразованных в пояса гнейсо-мигматит-гранитных куполов. Геолого-тектоническая позиция Енисейского и Северо-Забайкальского районов согласуется с геолого-тектонической позицией других золоторудных районов допалеозойского обрамления Сибирской платформы (Южно-Прибайкальского, Алданского) и многих золоторудных районов протерозойских, фанерозойских подвижных поясов и областей тектоно-магматической активизации. Геолого-тектоническая позиция Ленского района и рудных узлов Баргузино-Витимского массива обнаруживает черты аналогии с геолого-тектонической позицией золотого оруденения в позднеархейско-раннепротерозойских зеленокаменных трогах.

Размещение золоторудных зон в рудных районах, отличающихся разной геологической позицией, контролируется системами глубинных и оперяющих их региональных разломов, разделяющих блоки земной коры с различной историей геологического развития. В Северном Забайкалье Киляно-Иркиндинская и Кедровско-Витимконская золоторудные зоны следуют Килянкой и Тулдуновской зонам глубинных разломов, отделяющим соответственно на западе и востоке Муйский выступ от протерозойского обрамления. Сьюльбанская зона глубинных разломов контролирует одноименную золоторудную зону на сочленении Байкало-Витимской эвгеосинклинальной, Делюн-Уранской и Кодаро-Удоканской миогеосинклинальных структурно-формационных зон. В Ленском районе крупнейшая рудная зона следует наиболее глубокопогруженному вдоль глубинных разломов желообразному

трогу архейского фундамента. В Ангаро-Канском выступе Енисейского района золоторудные поля группируются в рудную зону северо-западного простирания, которая приурочена к глубинному разлому, принадлежащему Приенисейской зоне глубинных разломов. Центральная золоторудная зона Заангарья следует вдоль восточной присводовой части и восточного крыла Центрального антиклинория и контролируется Ишимбинской зоной глубинных разломов, образованной, в частности, в области перехода антиклинория в Ангаро-Питский синклинорий.

Рудные узлы и рудные поля приурочены к участкам пересечения рудоконтролирующих разломов поперечными, сочленения разломов разной ориентировки, искривления рудоконтролирующих разломов, пересечения последними поперечных поднятий или блоков поперечной складчатости на крыльях антиклинорийных и синклинорийных структур, к периклинальным окончаниям околоразломной складчатости. Субсогласное складчатых структурам положение растворопределяющих и рудовмещающих разломов в золоторудных районах сланцевого типа обуславливает приуроченность оруденения к определенным пластам или пачкам стратифицированных толщ, которая объяснима как с позиции наследования рудами повышенной исходной золотоносности (металлоносности) пород, так и с позиции формирования наложенных на сланцы оклорудных метасоматических и геохимических ореолов и рудных тел вследствие поступления металлов извне.

В обсуждаемых районах схема последовательности образования магматических пород, к которым близки по геологическому времени и пространственно руды, включает следующие производные магматизма: ранние гранитоидные массивы или ареалы ультраметаморфизма и гранитизации в сопровождении более поздних кислых даек (штоков) — фельзитов, фельзит-порфиоров, гранит-порфиоров или только малые интрузии кислого состава. Эти образования сменяются во времени дайками, залежами микродиоритов, диоритовых порфиритов, далее следуют дорудные диабазы, диабазовые порфириты, дайки которых нередко сопровождаются рудными жилами и зонами, а завершается

вся серия пород дайками внутри позднерудных (послерудных?) диабазов. Возрастной интервал формирования всего комплекса пород, начиная с ранних кислых магматитов и кончая поздними базитами, может достигать первых десятков миллионов лет. Важная особенность поздних составляющих магматизма — их сильная метасоматическая переработка среди сравнительно свежих вмещающих пород, свидетельствующая о флюидоподводящей роли магматических тел. Помимо свойственных и околорудным ореолам ассоциаций минералов здесь широко представлены новообразованные биотит и амфибол, а по фемической специализации (фосфор, титан, магний) аподиабазовые внутрирудные метасоматиты коррелируют с околорудными березитами [13]. Тесная пространственно-временная сопряженность золоторудных гидротермалитов березитовой формации, золотых руд и совокупностей до-, внутри- и после- (поздне-) рудных магматических пород, образованных в разных геологических обстановках и в разные геологические эпохи — это факт, свидетельствующий о том, что рудообразование осуществлялось в условиях активной флюидно-магматической деятельности с импульсным характером внедрения в верхние горизонты земной коры расплавов и флюидов, в том числе поздних рудоносных. Накапливаются теоретические, экспериментальные, изотопно-геохимические данные, согласно которым ранние кислые магматиты представляют отчасти поздние выплавки базитовых магм, в иных случаях их образование обусловлено ультраметаморфизмом и расплавлением субстрата земной коры под воздействием поднимающихся потоков трансмагматических (мантийных) флюидов, поздние же базитовые расплавы генерированы в глубинных нижнекоровых-подкоровых магматических очагах.

В результате обобщения и интерпретации [9—15] накопленных к настоящему времени и приведенных выше фактов не найдено аргументов, подтверждающих представление о породных источниках сверхкларковых масс золота и сопровождающих его металлов в рудах и околорудных ореолах. Первые указания [5] на радиологический возраст руд в Ленском районе (370 млн лет, рубидий-стронциевый метод), на

250 млн лет меньший возраста эпохи проявления здесь предшествующего этапа регионального зонального метаморфизма, помимо других данных, не подтверждают и тот вариант метаморфогенной концепции рудообразования (Буряк В. А.), согласно которому золото переотложено при региональном метаморфизме из высокотемпературных в низкотемпературные зоны.

Существенное значение для разработки геолого-генетической концепции (модели) рудообразования и критериев различия магматогенно- и метаморфогенно-гидротермальных месторождений с соответствующими прикладными следствиями имеет вопрос о сущности минералого-петрохимических преобразований сланцев в связи с рудообразованием в них. С позиций метаморфогенно-гидротермальной концепции принимается за аксиому возникновение в ареалах зеленосланцевого регионального метаморфизма на регрессивном (метасоматическом) этапе минеральных субфаций: биотит-хлоритовой, хлорит-серицитовой, серицит-карбонатной и других. Согласно этой схеме более поздние продукты околорудного метасоматизма накладываются на перечисленные ассоциации, будучи к ним близкими по составу. Некоторые авторы подчеркивают, что при околорудном метасоматизме в сланцах новых минералов не образуется, а лишь изменяются количественные соотношения перечисленных и других минералов дорудного метаморфического этапа. Поиски различий в минеральных ассоциациях этапов регионального зонального метаморфизма зеленосланцевой фации терригенных сланцевых толщ и позднего метасоматизма в них привели некоторых исследователей к выводу о минералого-петрохимической специфике апосланцевых околорудных метасоматитов, т. е. к отрицанию принадлежности их к метасоматическим формациям, свойственным и магматогенно-гидротермальным золоторудным месторождениям, например, в Ленском районе. Между тем, минеральные зоны ореолов в сланцах и несланцевом субстрате обнаруживают аналогию с субфациями регионального метаморфизма: биотит-хлоритовая субфация отвечает внешней зоне, хлорит-серицитовая — первой промежуточной, альбит-серицитовая — второй промежуточной, серицит-карбонат-

ная — внутренней. Поэтому дискуссия о слабости или интенсивности околорудных изменений в черных, зеленых сланцах и о сходстве — различии минеральных ассоциаций регионального метаморфизма или околорудного метасоматизма по крайней мере в золоторудных районах пояса имеет по существу терминологический характер — различными терминами обозначается одно и то же.

Вместе с тем, учитывая, что с кислыми производными ультраметаморфизма и магматизма в пространстве и времени тесно ассоциируют следующие за ними производные базитового магматизма, в том числе дорудные, следует признать, что представление о растворо-рудопroduцирующей функции непосредственно гранитоидной магмы может быть распространено только на те в принципе вероятные (но при этом достаточно редкие) случаи, когда рудообразование осуществлялось на заключительных этапах кристаллизации гранитоидных очагов и сразу после нее, не будучи отделено от периода становления гранитных массивов периодом новой активизации мантии, вещественным выражением которой, в частности, среди рудовмещающих гранитоидов служат послегранитные генерации дорудных даек базитов. В противном случае потребовалось бы объяснить, каким образом основные расплавы проникли в блоки рудоотложения сквозь жидкий гранитный расплав, не изменив своего состава (диабазы), или же почему золотоносные растворы, отделившись от кристаллизующихся гранитных расплавов, не высаживали свой груз в застывшей верхней оболочке гранитоидных очагов или в вышележащих породах, поджидая, когда очаги полностью раскристаллизуются и сквозь массивы гранитоидов пройдут новые инъекции глубинных уже базитовых магм. Объяснение такого рода едва ли будет конструктивным с позиций концепции генетических связей оруденения с гранитоидами.

В обосновании предлагаемой региональной концепции рудообразования учитывается совокупность приведенных фактов.

Функционировавшие на этапах орогенеза и послерогенной активизации золоторудные системы представляли собой сочетания мантийных очагов генерации ранних трансмагматических и поздних рудоносных

сильно щелочных восстановленных флюидов, разноглубинных (от мантийных до коровых) очагов генерации расплавов, активизировавшихся магмофлюидовыводящих каналов — глубинных разломов и верхнекоровых блоков консервации расплавов и флюидов. В соответствии с этим многофазные пестрые по составу антидромные флюидно-магматические комплексы на поздних этапах их эволюции рассматриваются как рудопroduцирующие.

Физико-химические режимы рудоносных флюидов, формы переноса компонентов руд обсуждались ранее [13, 14]. Отмечалось, что по совокупности признаков предполагается транспортировка металлов в форме элементарно-органических комплексов, гидридов, фосфидов, амальгамы золота, серебра, ртути и других устойчивых в восстановленных флюидах соединений, разложение которых вследствие инверсии физико-химических режимов флюидов при охлаждении их, смешении с водами верхнекоровых уровней циркуляции обуславливало отложение рудного вещества.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Аладышкин А. С. Новый генетический тип золоторуденения в Енисейском крае // Геология и полезные ископаемые Нижнего Приангарья. Красноярск: Красноярское книжное изд-во, 1975. С. 98—101.
2. Буряк В. А. Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования // Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1983. С. 139—145.
3. Бутузова Г. Ю. К вопросу об источниках вещества в гидротермально-осадочном океанском рудогенезе. Сообщение 2. Источники рудообразующих элементов // Литология и полезные ископаемые. 1986. № 6. С. 3—18.
4. Вилор Н. В. К проблеме золотоносности черных сланцев // Геохимия. 1983. № 4. С. 560—568.
5. Вилор Н. В., Лепин В. С., Станевич А. М. и др. Радиологическое и палеофитологическое датирование осадконакопления и преобразования пород Байкало-Патомского нагорья // Докл. АН СССР. 1991. Т. 318. № 2. С. 396—400.
6. Горжевский Д. И., Зверева Е. А., Ганжа Г. Б. Углеродсодержащие терригенные формации с золото-сульфидным оруденением // Сов. геология. 1988. № 9. С. 113—121.
7. Зарайский Г. П. Зональность и условия образования метасоматических пород. — М.: Наука, 1989. 344 с.
8. Кондратенко А. К. Магматические комплексы

- центральной части Ленской провинции и их металлогеническая специализация. — М.: Недра, 1977. 143 с.
9. Кучеренко И. В. Петрогеохимические особенности рудообразования в сланцевых толщах // Разведка и охрана недр. 1986. № 12. С. 24—28.
 10. Кучеренко И. В. О фосфор-магний-титановой специализации золотоносных березитов // Докл. АН СССР. 1987. Т. 293. № 2. С. 443—447.
 11. Кучеренко И. В. Позднепалеозойская эпоха золотого оруденения в докембрийском обрамлении Сибирской платформы // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1989. № 6. С. 90—102.
 12. Кучеренко И. В. Магматогенно-флюидная золоторудная система в черносланцевой толще // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. Иркутск: Иркутский политехн. ин-т, 1990. С. 17—29.
 13. Кучеренко И. В. Пространственно-временные и петрохимические критерии связи образования золотого оруденения с глубинным магматизмом // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1990. № 10. С. 78—91.
 14. Кучеренко И. В., Ларская Е. С., Панкина Р. Г. и др. Распределение и источники углерода в околорудных метасоматических ореолах терригенно-сланцевых толщ Байкало-Витимской геосинклинально-складчатой системы // Геохимия. 1990. № 6. С. 797—806.
 15. Ларская Е. С., Панкина Р. Г., Четверикова О. П. и др. Трансформация органического вещества при метасоматических преобразованиях // Сов. геология. 1988. № 12. С. 22—31.
 16. Ли Л. В. Геохимические основы регионального прогноза локализации золотого оруденения в складчатом поясе байкалид Сибири // Методы прикладной геохимии: Тез. докл. 2 Международного симпозиума, 25 сент. — 2 окт. 1981. Ч. 2. Иркутск, 1981. С. 11—12.
 17. Яновский В. М. Рудоконтролирующие структуры терригенных геосинклиналей. — М.: Недра, 1990. 246 с.

Kucherenko I. V.

MAGMATOGENOUS CONCEPT OF HYDROTHERMAL ORE FORMATION IN BLACKSCHIST STRATA

The mineral-petrochemical, geochemical, isotopic-geochemical and other data are discussed. They are proving genetic homogeneous and similar geologic conditions of gold ores formation in stages of the late proterozoic orogenesis and the late paleozoic tectonic and magmatic activization of blackschist and non-schist (granite, gneiss and other rocks) substance of the Earth crust in gold ore regions of belt precambrian fold structures in the South Siberia. The regional conception of ore formation is grounded; it implies generation of ore fluids in late stages of complicated fluid-magmatic complexes functioning with deep (mantle) sources of the supply

УДК 552.578.3

ОБСТАНОВКИ НАКОПЛЕНИЯ И ТИПЫ ОРГАНИЧЕСКОГО ВЕЩЕСТВА ЗОЛОТОНОСНЫХ ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Ю. Р. РУЧКИНА

На основании типоморфных признаков вмещающих золотое оруденение черносланцевых толщ разработаны критерии палеофациального анализа и выявлены перспективные золотоносные площади.

Установлению фациальной принадлежности золотоносных черносланцевых толщ способствует изучение вещественного состава пород, их текстурных особенностей, вариаций мощностей продуктивных пачек и распределение аутигенной минерализации по площади рудного поля. Неотъемлемым компонентом вмещающих терригенных толщ является органическое вещество, особенности распределения которого отражают фациальные обстановки осадконакопления. Поэтому палеофациальные исследования целесообразно сопровождать изучением органического вещества терригенных отложений.

На территории Российской Федерации месторождения золота среди черносланцевых толщ располагаются в Восточной Сибири и на Дальнем Востоке (Енисейский кряж, Ленский район, Верхоянье, Колыма, Чукотка). Промышленно значимыми и детально изученными являются также месторождения Мурунтау в Узбекистане и Бакырчик в Восточном Казахстане. Анализ опубликованной и фондовой литературы по условиям формирования вмещающих толщ, обработка каменного материала по отдельным месторождениям Российской Федерации с привлечением фактических данных по крупным объектам соседних территорий СНГ позволяет выявить специфику палеофациальных обстановок нахождения золотоносных черносланцевых толщ.

Детальные литолого-фациальные исследования были проведены в Южном Верхоянье на Бриндакитском рудном поле, где месторождения приурочены к нижнепермским флишоидным толщам верхоянского комплекса. В пределах рудного поля развит

широкий спектр терригенных пород от конгломератов, гравелитов и песчаников до алевролитов, алевросланцев и сланцев, ритмично повторяющихся в разрезах рудовмещающей свиты. Обобщение данных по составу пород, их текстурных особенностей и вариаций мощностей продуктивных ритмопачек позволило восстановить условия накопления углеродистых толщ в палеобассейне.

Территорию рудного поля в нижнепермское время занимал мелководный бассейн, вытянутый в меридиональном направлении. В его пределах выделяются три области:

- крайнего мелководья, которая примыкает к области сноса, с развитием грубого терригенного флиша — преобладание гравелитов и конгломератов с неслоистыми текстурами;
- мелководного шельфа с типичным песчано-глинистым флишем и ритмичным строением разреза при неслоистых и неравномернослоистых текстурах;
- спокойной седиментации относительно более глубоководной части шельфа с недоразвитым глинисто-сланцевым флишем и характерными неслоистыми и равномернослоистыми текстурами.

Бассейн осадконакопления углублялся с северо-востока на юго-запад. В этом направлении нарастает мощность разреза продуктивной толщи. Последовательная смена условий седиментации от преобладания грубых осадков к тонкозернистым указывает на единый трансгрессивный цикл осадконакопления.

Граница между областью мелководного шельфа и более глубоководной частью бассейна совпадает с субмеридиональной зоной разлома, отделяющей интенсивно смятые толщи нижних частей продуктивной свиты

от моноклиально залегающих толщ ее верхов. Она, скорее всего, совпадает с конседиментационным разломом, фиксирующим разделение двух областей как при седиментации, так и в периоды орогенеза и регионального метаморфизма.

В области мелководного шельфа среди типичного песчано-глинистого флиша выделяются активные участки флишевых троговых впадин с донными течениями и мутьевыми потоками. Накопление шло здесь с нарастанием восстановленности среды, на что указывают повышенные значения закисного модуля (FeO/Fe_2O_3). Вблизи рудных тел он составляет 6,12, а в удаленных зонах не превышает 3,22. Избыток железа, так же как и серы, сказался на появлении наряду с ранними формами карбонатов поздних образований сидерита и сульфидов. Интенсивное прогибание дна бассейна и особенно его активных областей компенсировалось осадконакоплением. Этим объясняются повышенные мощности отложений вблизи рудоносных частей разреза.

Таким образом, положение активных областей, к которым тяготеют месторождения рудного поля, предопределилось в момент седиментации. И хотя реализация потенциальной рудоносности и формирование промышленно значимых объектов связаны с постседиментационными процессами, выделение подобных палеодепрессий в однородно построенных толщах необходимо для прогноза перспективных полей и выбора поисковых участков.

Анализ вещественного состава пород карбона Кызыловской зоны Восточного Казахстана, их текстурных особенностей, распределения аутигенной минерализации по площади и типизация рассеянного органического вещества позволили выявить специфику палеофациальной обстановки накопления черносланцевых толщ этого региона.

Месторождения Кызыловской зоны залегают среди черносланцевых толщ, минимально затронутых процессами регионального метаморфизма. Месторождения приурочены к буконьской свите среднего-верхнего карбона, представленной углеродсодержащими ритмично построенными псаммито-пелитовыми отложениями. Она подстилается флишоидами нижнего-среднего карбона, несогласно залегающими на известняках и пе-

литах орогенного этапа нижнего карбона. Перекрывается буконьская свита конгломератами и алевропесчаниками верхнего карбона - нижней перми.

В средне-верхнекаменноугольное время осадки формировались в условиях флишевой троговой впадины. Активная область троговой впадины занимает центральную часть рудного поля и протягивается полосой на 12 км при ширине 400—800 м. В ее пределах выделяется наиболее погруженная область мутьевых потоков и донных течений с накоплением дикого флиша: несортированные (мусорные) породы без видимой слоистости, состоящие из угловатых разновеликих обломков алевритовых, песчаных и мелкогравийных размерностей в преобладающем углисто-глинистом цементе (микститы). С севера на юг область мутьевых потоков ограничена прибортовыми мелководными песчано-глинистыми отложениями с характерной косою слоистостью и рассеянным органическим веществом. Среди мелкозернистых и пелитовых отложений прибортовых фаций выделяются прослои более грубых песчаников, гравелитов и конгломератов, часто имеющих горизонтальную и горизонтально-волнистую слоистость, а на участках влияния конседиментационных разломов приобретающих брекчиевую текстуру. К троговой впадине с севера примыкает область мелководного шельфа с песчано-глинистым флишем, а с юга — область крайнего мелководья с отложениями песчаников и гравелитов с прослоями конгломератов.

Оруденение пространственно совпадает с активными областями троговых впадин (участки Большевик и Бакырчик), для которых характерна резко восстановительная геохимическая среда осадконакопления с повышенной ролью сульфидной серы и достаточно высоким отношением окисного железа к закисному. Колебания в содержании $S_{\text{сульфид}}$ (0,09 — 2,55) и отношении FeO/Fe_2O_3 внутри области троговой впадины связаны с неравномерностью проявления наложенных метасоматических процессов.

Рассеянное органическое вещество в слабо измененных терригенных породах Кызыловской зоны сохранило черты растительного происхождения. Большая часть углеродистых частиц имеет гумусовую природу,

меньшая — смешанную, сапропелево-гумусовую. Наиболее распространенной формой является дисперсная и дендритная, имеющая изометричные, комковатые, микропрожилковые и прихотливые очертания. Надежные свидетельства о природе растительных остатков дают структуры мацералов, часто сохранившиеся при гелификации и не нарушенные при эпигенезе и региональном метаморфизме. Растительные остатки комковатого и рыхлого строения могут быть отнесены к группе структурного витринита, образованного за счет листовых тканей (паренхинит). В них растительные клетки заполнены обугленным фузенизированным органическим веществом, а трещины усыхания — микрозернистой кварц-серицитовых масс. Обычно «фоном» для мацералов паренхинита является детритное или дисперсное органическое вещество. Значительно реже встречаются слабо деформированные (смятые и разорванные), вытянутые субпараллельно кутикулам углистые частицы. Вытянутость их не согласуются со сланцеватостью, ими бывают обогащены отдельные прослои породы.

Закономерностей в распределении типов ОВ по разрезу через рудоносную площадь от перекрывающих к подстилающим отложениям не наблюдается, не улавливаются также изменения в характере ОВ по простираанию рудоносной зоны. Четко проявлена приуроченность переотложенных форм органического вещества к зонам интенсивного дробления и трещиноватости. Количество перемещенного органического вещества возрастает с приближением к оруденелым интервалам разреза, которые сопровождаются наиболее напряженной тектонической переработкой.

При этом в рассланцованных разностях пород детритная органика; структурные и бесструктурные мацералы растительных остатков подчиняются единой ориентировке порообразующих минералов. В псефитовых и псаммитовых разностях пород ОВ концентрируется в цементе, заполняя трещины, огибая зерна и обломки породы, редко рассеиваясь в них.

Таким образом, месторождения Кызыловской зоны приурочены к углеродсодержащим ритмично построенным псаммитопелитовым отложениям, сформировавшимся

в активных впадинах прибрежной зоны морского палеобассейна.

Обобщение фактического материала показывает, что обстановки осадконакопления палеобассейнов соответствовали режимам:

- континентально-лагунному,
- прибрежно-морскому активного окраинного моря с расчлененным водосбросом,
- мелководного открытого моря с умеренно расчлененным водосбросом,
- смены мелководного более глубоководным в эпиконтинентальном морском бассейне с удаленным водосбросом.

Для каждого режима осадконакопления характерен свой тип формаций:

- паралический, представленный в Кызыловской зоне (Бакырчикское рудное поле),
- флишоидный, развитый в рудном Верхоянье,
- терригенно-карбонатно-шлишевый, распространенный в Ленском районе и Центрально-Кызылкумской провинции,
- терригенно-шлишоидный, переходящий в аспидную формацию и охватывающий территорию Енисейского края, Северного Верхоянья, Центральной Колымы и Чукотки.

При всей однотипности выделенных палеофацций от мелководья к относительно глубоководной части шельфа в гранулометрии пород приконтинентального режима фиксируется близость суши и более интенсивная расчлененность дна палеобассейна. Более ярко эта зависимость подчеркивается текстурными особенностями пород и типами рассеянного органического вещества. Если при континентально-лагунном режиме развиты исключительно гумусовые формы, а на мелководном шельфе — смешанные гумусово-сапропелевые, то в относительно более глубоководных частях бассейна преимуществом пользуются сапропелевые.

Изучение приведенных типоморфных признаков вмещающих черносланцевых толщ позволяет уже в первом приближении провести палеофациальный анализ потенциально золотоносных районов, оконтурить с использованием других, в том числе прямых поисковых, признаков наиболее перспективные участки и значительно сузить фронт поисковых работ.

Ruchkina Ju. R.

CONDITIONS OF ACCUMULATION AND TYPES OF GOLD-BEARING BLACKSCHIST DEPOSITS' ORGANIC MATTER

On the basis of typomorphic evidence of black schists hosting gold mineralisation criteria of paleofacial analysis have been developed and prospective gold-bearing areas have been identified



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

**ПРОГНОЗ, ПОИСКИ И ОЦЕНКА НЕТРАДИЦИОННЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОМПЛЕКСНЫХ РУД
(МОЛИБДЕН, НИКЕЛЬ, ЗОЛОТО, ПЛАТИНОИДЫ) В
ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ**

Месторождения комплексных стратиформных руд в черносланцевых толщах (цинк-молибден-никелево-благороднометалльные, медно-уран-благороднометалльно-ванадиевые и другие) – новый перспективный поставщик цинка, молибдена, никеля, платины, палладия, осмия, иридия, родия, рутения, золота и серебра.

Технология работ включает: анализ и систематизацию материалов по геохимической специализации черносланцевых толщ, их палеоформационным особенностям, а также исследования с детальными литолого-структурным и рудно-минералогическим картированием, целенаправленным отбором материала на специальные виды исследований.

Результаты представляются в форме специализированных схем, планов, разрезов различного масштаба (1:200 000 – 1:25 000) с геохимической и рудно-геохимической нагрузкой, с указанием перспективных площадей для поисковых работ и информационной оценкой перспективных площадей.

Разработка опробована при прогнозе комплексного оруденения в черносланцевых формациях Восточной Сибири и Казахстана, где выявлены площади развития комплексного оруденения с промышленными концентрациями элементов платиновой группы,

Реализация технологии позволяет в короткие сроки выявить потенциально рудоносные зоны, оценить их прогнозные ресурсы, обосновать места заложения первоочередных горных выработок.

Форма и условия реализации – консультации и \или инжиниринг на контрактной основе.

Адрес: 13545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 315-43-47
Факс: (095) 315-27-01
Телетайп: 114142 АДУЛЯР

УДК 556.3 (571.51):551.3:551.242

ПАЛЕОГИДРОГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ УРАНОВОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ В ПОЗДНЕПАЛЕОЗОЙСКИХ НАЛОЖЕННЫХ ВПАДИНАХ

П. А. ИГНАТОВ (МГГА)

Показаны основные особенности образования жильно-штокерковых и стратиформных урановых месторождений, связанных с позднепалеозойскими наложенными впадинами Северного Казахстана и Минусинской котловины. Выделены рудоформирующие древние гидрогеологические системы. Показана связь уранового рудообразования с древними метеорными водами, активным инфильтрационным режимом, очагами разгрузки древних подземных вод. Установлены палеогидрогеологические предпосылки преимущественного образования мелкомасштабного стратиформного оруденения в Минусинском прогибе и жильно-штокерковых месторождений Северного Казахстана.

За последние двадцать лет получен обширный материал по геологическому строению и закономерностям локализации урановых месторождений, связанных с наложенными впадинами Алтае-Саянской складчатой области и Северного Казахстана. По данным бурения и изучения обнажений с большой детальностью было исследовано строение и условия образования рудоносных девонских и раннекаменноугольных осадочных толщ. В ряде районов имеются уникальные по достоверности фактические материалы, по которым подробно реконструированы палеогеографические и палеотектонические условия седиментации урановорудных этапов. Это, в свою очередь, дает возможность восстановить палеогидрогеологические обстановки рудообразования.

Анализ закономерностей локализации оруденения, истории геологического развития территорий, вещественного состава руд, окорудных изменений вмещающих пород и изотопов углерода и кислорода разностадийных карбонатов позволил получить независимые данные для достаточно конкретных палеореконструкций.

Палеогидрогеологический анализ территорий при металлогенических исследованиях предусматривает такую последовательность: выделение палеогидрогеологических этапов развития регионов, в том числе руд-

ных; структурно-палеогидрогеологическое районирование рудной эпохи; выявление водоносных комплексов и водупоров, составлявших палеоразрезы рудной эпохи; реконструкцию палеогидрогеологических условий и режимов (гидродинамики, гидрогеотермии, гидрогеохимии и др.) времени рудообразования [1, 4]. Эти исследования следует проводить с учетом масштаба прогнозирования и иерархических уровней рудных образований.

Главным звеном такого анализа является выделение различных палеогидрогеологических систем, действовавших в рудные этапы. Под палеогидрогеологической системой понимается некоторый объем земной коры, включавший значительные запасы древних подземных вод, в котором преобладали воды определенного генезиса и существовал своеобразный гидродинамический режим.

По аналогии с современными гидрогеологическими обстановками выделим следующие основные типы древних систем: бассейны грунтовых вод палеодолин, субартезианские бассейны грунтовых вод отдельных палеокотловин, различные артезианские и надартезианские палеобассейны, массивы древних трещинных вод, гидрогеологические палеоструктуры разломов, гидротермальные палеосистемы. Палеогидрогеологические системы могут быть разных иерархических уровней, что предполагает их выделение при анализе соответствующих металлогенических таксонов.

Рассмотрим наиболее общие палеогидрогеологические предпосылки рудообразования на примерах месторождений урана, локализованных в позднепалеозойских толщах Северного Казахстана и Минусинского прогиба. Выбор для анализа именно этих регионов обусловлен их высокой изученностью и сходной геотектонической позицией. Оба региона соразмерны, расположены в жестких блоках земной коры, испытавших консолидацию в раннем палеозое. Северный Казахстан охватывает Кокчетавский срединный массив, Минусинский прогиб — Хакасскую жесткую глыбу. В этих регионах распространены стратиформные и жильно-штокерковые месторождения урана, образование которых связывают с поздним силур-девонским орогенезом [9, 10]. Часть оруденения была сформирована в каменноугольном и пермском периодах.

В обоих регионах позднепалеозойские, в основном девонские и раннекаменноугольные, толщи выполняют многочисленные впадины, наложенные на байкальское и каледонское основание. Изучение их строения и условий образования позволило установить, что в позднем палеозое в регионах синхронно и ритмично чередовались условия прогибания и воздымания при различной активности блоковых конседиментационных движений [7, 9].

Отметим ряд общих тенденций, типичных для позднепалеозойского развития регионов: затухание тектоно-магматической активности от раннего девона к раннему карбону; широкое распространение в раннем-среднем девоне проявлений континентального вулканизма; резкое преобладание в девоне условий континентального, а в раннем карбоне прибрежно-морского осадконакопления; наличие поздних силур-раннедевонского, предэйфельского, предживетского, франского, фаменского, предсреднекаменноугольного и позднепермского региональных перерывов в осадконакоплении, сопровождавшихся структурными перестройками и, в ряде случаев, проявлениями магматизма.

Вместе с тем, можно выделить и существенные отличия в позднепалеозойской истории геологического развития Минусинского прогиба и Северного Казахстана. Они характеризуются: отчетливым преобладани-

ем тенденций воздымания в Северном Казахстане и опускания в Минусинском регионе; большей тектонической активностью и амплитудами межблоковых перемещений в Северном Казахстане, а также связанными с этим более длительными и интенсивными проявлениями гранитоидного интрузивного магматизма в девоне и поздней перми; расположением Минусинского прогиба внутри Южно-Сибирского, а Северного Казахстана на краю Центрально-Казахстанского девонских вулканических поясов.

Перечисленные закономерности геологического развития регионов позволяют считать, что в позднем палеозое в них неоднократно сменяли друг друга различные гидрогеологические системы. В этапах наибольшей тектонической и магматической активности, вероятно, преобладали гидротермальные системы. В этапы тектонических опусканий формировались артезианские бассейны с элизионным гидродинамическим режимом. Во время общих поднятий в артезианских бассейнах и обводненных зонах разломов, очевидно, возникали инфильтрационные режимы и формировались системы грунтовых вод. Интенсивные блоковые движения обуславливали активный водообмен в различных палеосистемах, а тектоническая стабилизация — замедленный. Такая последовательная смена во времени различных гидрогеологических обстановок должна была неоднократно повторяться согласно циклическому палеотектоническому режиму регионов в позднем палеозое. Это установлено для девонского периода развития Минусинского и Тувинского прогибов [5].

Уран как подвижный компонент подземных вод мог мигрировать и осадаться, создавая оруденение в различных древних гидрогеологических системах. Так, в условиях активного инфильтрационного режима он мог обогащать окислительные кислородсодержащие грунтовые и артезианские воды. При их контактах с восстановительными по урану подземными водами, которые, по-видимому, преобладали в гидротермальных системах или в нижних горизонтах артезианских бассейнов, этот компонент должен был концентрироваться в твердой фазе.

С палеогидрогеологических позиций достаточно корректно объясняется формирование основного уранового оруденения в де-

вонском периоде. По сравнению с карбоном и пермью в девоне более широко были проявлены благоприятные для уранового рудообразования условия: максимальная тектоно-магматическая активность, проявившаяся в континентальных условиях; наибольшие амплитуды блоковых перемещений; образование радиогеохимических специализированных гранитоидов [12, 14] и кислых эффузивов [8]; аридизация климата; формирование крупных депрессий; неоднократные региональные перерывы осадконакопления [7].

Рассмотрим гидрогеологические следствия отмеченных выше геологических особенностей. Наибольшая тектоно-магматическая активность обусловила образование гидротермальных систем, обводненных зон разломов и активный водообмен, при котором могли существовать геохимические типы подземных вод, способные растворять и осаждать уран и сопутствующие ему компоненты. Высокие амплитуды тектонических перемещений в континентальных условиях способствовали наибольшему проникновению на глубину метеорных кислородсодержащих подземных вод.

Такие воды способны переносить значительные массы урана и достигать глубоких горизонтов с восстановительными для урана условиями. Последние могли возникать за счет магматогенных водорода и сероводорода в гидротермальных системах или биогенного сероводорода в условиях глубокого катагенеза содержащих органическое вещество осадочных толщ. Повышенным концентрациям урана в метеорных подземных водах должен был способствовать аридный климат девонского периода, как это имеет место в современных засушливых областях [11].

Участие метеорных подземных вод в период урановорудных стадий образования типичных жильно-штокверковых месторождений Северного Казахстана устанавливается по приуроченности последних к краевым частям палеовпадин, выполненных континентальными осадочными или вулканогенно-осадочными отложениями. Для них характерно присутствие осадков крупных бессточных озер, наземных дельт и пролювиальных конусов, указывающих на относительно повышенную увлажненность рудных площа-

дей. Во многих случаях устанавливается отчетливая связь продуктивности оруденения и размеров впадин: чем крупнее палеодепрессии, тем большими запасами обладают находящиеся в них месторождения. Эта закономерность присуща рудным узлам с преимущественным распространением как жильно-штокверкового оруденения, так и стратиформного. Участие метеорных вод в урановом рудообразовании подтверждается также при интерпретации изотопного состава кислорода рудосопровождающих карбонатов [3] и эпигенетических минеральных ассоциаций [6].

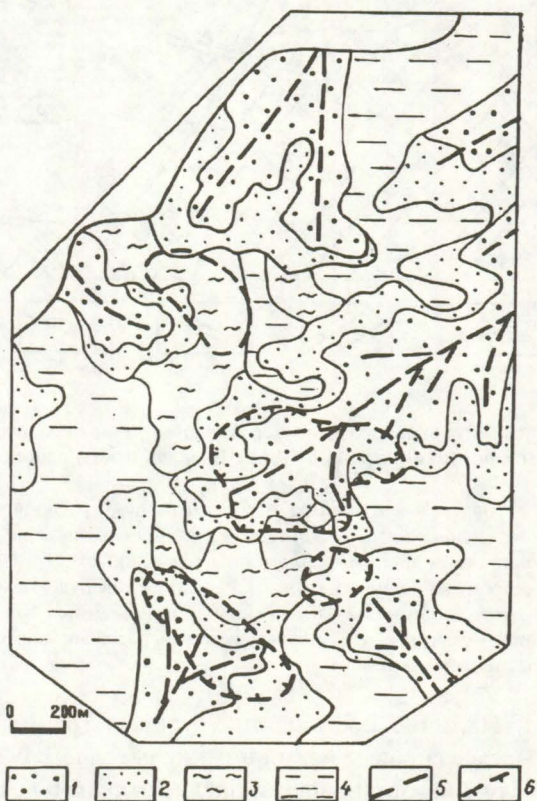


Рис. 1. Приуроченность рудных залежей к зонам фронтального выклинивания наземно-дельтовых отложений на участке Приморского месторождения урана:

1 — веерно-руслые сероцветные известковистые гравелиты и полимиктовые песчаники; 2 — отложения мелких ветвящихся русел, сероцветные и красноцветные косо волнисто-слоистые песчаники и алевролиты; 3 — застойноводные отложения, сероцветные алевролиты и аргиллиты, содержащие углефицированные остатки растений; 4 — отложения мелких пересыхающих озер, красноцветные алевролиты; 5 — оси палеорусел наземной дельты; 6 — рудные залежи. Стратиграфический объем рудоносного уровня составляет один-два седиментационных ритма (10—20 м).

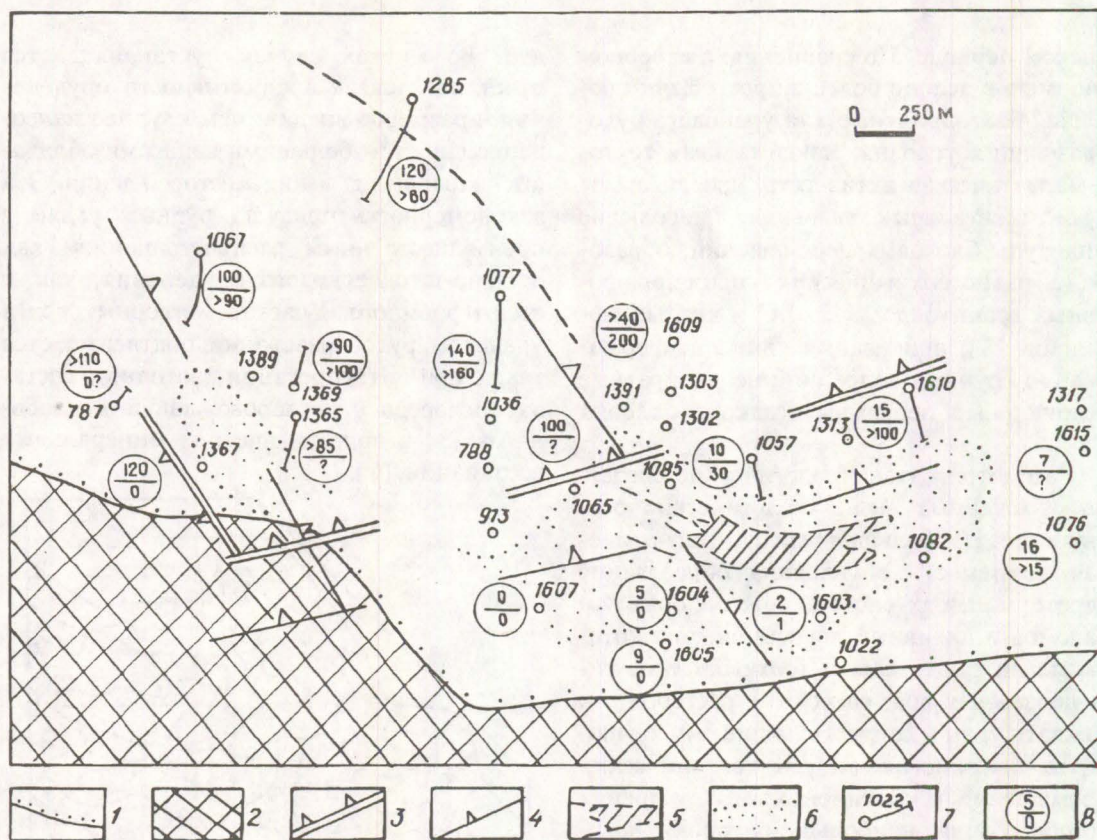


Рис. 2. Рудоконтролирующее значение узлов пересечения конседиментационных зон на жильно-штокверковом месторождении урана в Ишим-Балкашинском районе Северного Казахстана:

1 — современная граница распространения красноцветных моласс раннего девона; 2 — породы раннепалеозойского основания; 3 — конседиментационные тектонические нарушения, установленные по резким изменениям мощностей и фаций среднего ритма красноцветной толщи; 4 — тоже по нижнему ритму, бергштрихи направлены в сторону опущенных блоков; 5 — проекция рудоносных зон месторождения; 6 — ореол наибольшей экстенсивности гидротермально измененных красноцветных пород девона; 7 — номер разведочных скважин и их эволюенты; 8 — мощности базальных конгломератов нижнего (знаменатель) и среднего (числитель) осадочных ритмов красноцветной толщи

Наличие обогащенных ураном гранитных массивов и излияния кислых лав служили благоприятными предпосылками для формирования ураноносных гидротермальных систем. Обогащение ураном древних гидротерм в континентальных условиях происходило, вероятно, по схеме рециклинга. При этом уран мог поступать сверху вместе с метеорными водами [9, 16, 17], а также снизу вместе с остаточными флюидами гранитов [13, 15].

Образование крупных наложенных впадин приводило к формированию в них разнообразных, в том числе крупных, артезианских бассейнов, в которых могли формироваться потоки ураноносных подземных вод, как это показано для депрессий мезо-

зой-кайнозойского возраста [11]. Необходимый для этого инфильтрационный режим в древних артезианских бассейнах мог возникнуть во время поднятий, сопровождавших региональные структурно-стратиграфические несогласия. Периоды перерывов и выравнивания обширных территорий были благоприятны и для образования площадных кор выветривания, откуда в подземные воды могли поступать значительные массы урана из радиогеохимических специализированных девонских интрузивных и эффузивных образований.

Преобладание пластовых артезианских и грунтовых или трещинных гидротермальных вод в разные этапы геологического развития регионов предопределило распростра-

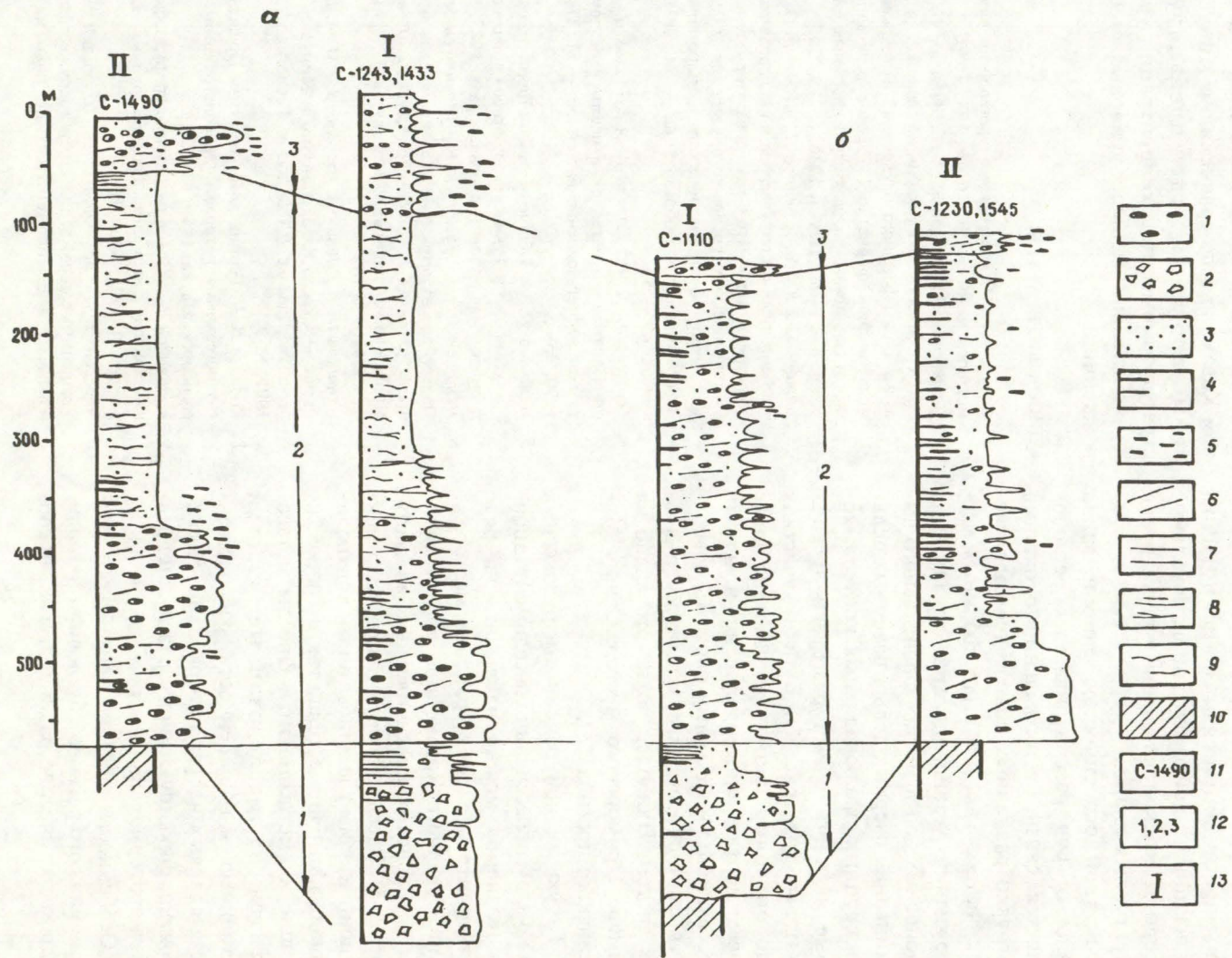


Рис. 3. Типы разрезов девонских отложений, характеризующие различные конседиментационные блоки Чистопольской (А) и Шокпакской (Б) палеовпадин Ишим-Балкашинского района Северного Казахстана:

1 — 4 — красноцветные породы девона: 1 — аллювиально-пролювиальные конгломераты и гравелиты, содержащие гальку гранитов, 2 — делювиально-пролювиальные гравелиты, конгломераты и конглобрекчии, 3 — веерно-русловые песчаники, 4 — алевролиты; 5 — слои тяжелого шлиха; 6 — 9 — слоистость: 6 — косая диагональная, 7 — горизонтальная, 8 — косоволнистая, 9 — волнистая; 10 — породы раннепалеозойского основания впадин; 11 — номер разведочной скважины; 12 — крупные осадочные ритмы; 13 — типы разрезов, характеризующие различные палеотектонические блоки: I — относительно опущенные, унаследованно прогибавшиеся; II — неунаследованно прогибавшиеся, относительно приподнятые

нение двух морфологических типов урановых месторождений — стратиформных и жильно-штокверковых. В обоих регионах жильно-штокверковые месторождения урана сопровождаются ореолами гидротермальных изменений (эйситизации, березитизации, гидрослюдизации) и локализируются вблизи поверхностей несогласия ранне- и среднедевонского возрастов. Стратиформные урановорудные объекты имеют отчетливый фациально-палеогеографический контроль и приурочены к выдержанным эрозийным поверхностям, фиксирующим франский и позднефаменский региональные перерывы осадконакопления и перестройки структурных планов.

Важной особенностью формирования урановых руд рассматриваемых регионов является связь месторождений с очагами разгрузки различных палеогидрогеологических систем. Так, для стратиформных месторождений устанавливается локализация рудоносных зон в местах фронтального выклинивания озерных дельт, наземных дельт или крупных пролювиальных конусов, которые являлись очагами разгрузки древних грунтовых вод (рис. 1). В таких участках рудоконтролирующие малоамплитудные конседиментационные нарушения и узлы их пересечений также могли служить поверхностными очагами разгрузки гидротермальных систем. Наиболее полно это видно на примере Приморского месторождения Минусинского прогиба [2].

Таковую же приуроченность рудоносных зон к узлам пересечения конседиментационных разломов можно наблюдать на ряде жильно-штокверковых урановых месторождений Северного Казахстана, локализованных в девонских красноцветных молассах (рис. 2, 3). Здесь картируются постседиментационные зоны трещиноватости, контролируемые как рудные тела, так и сопровождающие их метасоматиты. Ореолы метасоматитов и унаследованные участки тектонической нарушенности, расположенные в краевых частях палеовпадин, также, вероятно, фиксируют очаги разгрузки древних гидротермальных систем.

Особенности позднепалеозойского развития каждого региона обусловили их палеогидрогеологические различия. Так, преоб-

ладание инфильтрационных гидродинамических режимов, активного водообмена и трещинных вод обусловили более широкое распространение гидротермальных систем в Северном Казахстане по сравнению с Минусинским регионом. В последнем преобладал элизионный режим затрудненного водообмена артезианских бассейнов. Именно с этими общими палеогидрогеологическими тенденциями следует связывать приуроченность уранового оруденения к месторождениям жильно-штокверкового типа в Северном Казахстане по сравнению с Минусинским прогибом, где преобладают стратиформные типы концентраций урана и значительно меньше урановых месторождений.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Басков Е. А. Основы палеогидрогеологии рудных месторождений. — Л.: Недра, 1983. 263 С.
2. Болонин А. В., Железняк Н. Н., Игнатов П. А. и др. Особенности локализации и условий формирования стратиформного оруденения в отложениях молассоидной формации // Генезис редкометалльных и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. — М.: Наука, 1986, с. 219-230
3. Борщевский Ю. А., Игнатов П. А., Ильин О. В. и др. Изотопный состав углерода и кислорода разностадийных карбонатов как показатель генезиса эпигенетического уранового оруденения // Геохимия экзогенно-эпигенетического и гидротермально-осадочного рудообразования. — М.: ВИМС, 1992, с. 49 — 53.
4. Горжевский Д. И., Карцев А. А., Павлов Д. И. и др. Парагенезис металлов и нефти в осадочных толщах нефтегазоносных бассейнов. — М.: Недра, 1990, 268 с.
5. Игнатов П. А. Общие черты истории развития Минусинского и Тувинского прогибов в девонском периоде // Изв. вузов. Геология и разв. 1985. № 9.
6. Игнатов П. А., Ильин О. В., Терентьев М. А. Палеогидрогеологические условия постдевонского этапа развития Интикольской мульды (Северо-Минусинская впадина) // Изв. вузов. Геология и разв. 1986. № 10.
7. Игнатов П. А., Левин А. С., Сабиров М. А. и др. Развитие Северо-Казахстанского и Минусинского регионов в девоне // Изв. вузов. Геология и разв. 1991. № 9.
8. Ковалев В. П. Герцинский магматизм Предсаянья (радиогеохимия, петрология, реконструкции). Новосибирск: Наука, 1980. 424 С.
9. Кудрявцев В. Е. Закон гидратогенного рудообразования в зоне гипергенеза. Геология рудных месторождений. 1991, № 6.
10. Лавров Н. П., Величкин В. И., Шумилин М. В. Урановые месторождения стран содружества: основные промышленно-генетические типы и их раз-

- мещение. Геология рудных месторождений. 1992. № 2.
11. Максимова М. Ф., Шмариович Е. М. Пластово-инфильтрационное рудообразование. — М.: Недра, 1993, 160 с.
 12. Осипов Д. К., Журавлев Р. С., Малясова З. В. Радиогеохимия некоторых магматических комплексов обрамления межгорных впадин // Рудные формации и геохимия рудообразующих процессов. Новосибирск: Наука, 1976, с. 195 — 198.
 13. Рыбалов Б. Л., Омеляненко Б. И. Источники рудного вещества эндогенных урановых месторождений. — М.: Наука, 1989, 275 с.
 14. Сыромятников Н. Г., Иванова Э. И., Трофимова Л. А. Радиоактивные элементы как геохимические индикаторы породо- и рудообразования. — М.: Атомиздат, 1976, 231 с.
 15. Симпсон П. Р., Плант Дж. А. Роль гранитов высокой теплогенерации в формировании урановых провинций // Геология, геохимия, минералогия и методы оценки месторождений урана. — М.: Мир, 1988, с. 286-303.
 16. Тютин В. Н. Значение гипергенных процессов для формирования молибден-урановых месторождений в каледонских геосинклинально-складчатых областях. Советская геология. 1990. № 11.
 17. Robertson D. S., Tisley J. E., Hogg G. M. The time-bound character of uranium deposits. Economic Geology. 1978. № 8.

Ignatov P. A.

PALEOHYDROGEOLOGICAL CONDITIONS OF URANIUM ORES FORMATION IN LATE PALEOZOIC DEPRESSIONS

Main conditions of uranium-rich paleohydrogeological systems formation are revealed exemplified by stratiform and vein-stockwork deposits situated in Devonian superimposed depression of Minusinski trough and Northern Kazakhstan

КАРТА МЕСТОРОЖДЕНИЙ АЛМАЗОВ, БЛАГОРОДНЫХ И ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ

ЦНИГРИ изготовит по заказам в минимально короткие сроки карты масштаба 1 : 5 000 000 размещения на территории России и сопредельных стран месторождений:

- благородных металлов (золото, серебро, платиноиды) и алмазов;
- цветных металлов (медь, свинец, цинк, никель, кобальт);
- алмазов, благородных и цветных металлов (совмещенные) на геологической основе либо на основе карты полезных ископаемых (ВСЕГЕИ, 1992 г.), с показом границ субъектов Российской Федерации.

Карты сопровождаются разрезами важнейших месторождений, а также брошюрами с классификацией месторождений и краткими описаниями (текст и графика) основных их типов, представляемыми на русском либо английском языках. а картах показано расположение основных месторождений алмазов, благородных и цветных металлов, а также основных россыпных районов благородных металлов и алмазов. Названия месторождений даются в русской и английской транскрипциях.

Условные знаки месторождений отражают:

основные металлы; попутные металлы; минералого-геохимические типы руд и месторождений; морфологию рудных тел; рудноформационные типы месторождений; рудовмещающие комплексы пород; геотектоническую и палеотектоническую обстановки нахождения месторождений; состояние геологической изученности месторождений; промышленную освоенность месторождений; масштабы месторождений.

Адрес: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
 Телефон: (095) 315-43-47
 Факс: (095) 315-27-01
 Телетайп: 114142 АДУЛЯР

МЕТОДЫ И МЕТОДИКИ ПРОГНОЗА, ПОИСКОВ, ОЦЕНКИ И РАЗВЕДКИ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК 550.837

ОПЫТ И ПЕРСПЕКТИВЫ ПРИМЕНЕНИЯ СКВАЖИННЫХ ШАХТНЫХ РАДИОВОЛНОВЫХ МЕТОДОВ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ ЗОЛОТА

А. А. ГРАЧЕВ, В. Н. МАМАЕВ, А. Д. ПЕТРОВСКИЙ (ЦНИГРИ)

Обобщен тридцатилетний опыт применения скважинных и шахтных радиоволновых методов на коренных месторождениях золота. Приводятся рекомендации по перспективным направлениям их развития и дальнейшего применения.

Методы скважинной и шахтной геофизики (СГ и ШГ) позволяют решить целый ряд геологических задач при поисках и разведке полезных ископаемых, залегающих на больших глубинах, недоступных для наземной геофизики. Особое место среди них по многообразию решаемых задач и высокой геологической результативности занимают радиоволновые методы (РВМ) [1, 2].

На золоторудных объектах (ЗРО) сравнительно регулярные исследования с помощью РВМ стали проводиться с начала 60-х годов. За тридцатилетний период они выполнены на коренных месторождениях (рудопроявлениях) золота почти всех морфологических типов, а также на некоторых комплексных золотосодержащих месторождениях — в основном медноколчеданных и колчеданно-полиметаллических. Общее число объектов, на которых применялись РВМ в указанный период, составило 95, из них собственно золоторудных месторождений (рудопроявлений) — 80, комплексных золотосодержащих — 15. На долю России приходится 50 ЗРО, причем больше всего радиоволновых исследований проведено в Забайкалье — 16 ЗРО; на Урале таких объектов 11; в Кузнецком Алатау, Саянах и Енисейском Кряже — 12; в Якутии и Ленском районе — 4; на Дальнем Востоке и Камчатке — 2; на Северо-Востоке страны — 5. В Казахстане РВМ применялись на 22 золоторудных объектах, в Средней Азии

(главным образом в Узбекистане и Таджикистане) — 17, на Украине — 3, в Армении — 3.

Радиоволновые исследования выполнялись на всех стадиях геологоразведочных работ (ГРР) — от поисков до эксплуатационной разведки, причем чаще всего (85% общего числа ЗРО) — на разведочных этапах. Из РВМ примерно в 70% случаев использовалось только одно радиопросвечивание (РП), в 12% случаев оно дополнялось установками радиоотражения (РО), в 6% случаев применялся один метод высокочастотной электромагнитной корреляции (ВЭМК), в 9% случаев — ВЭМК в комплексе с РП, в 3% случаев — все три модификации одновременно.

По радиопросвечиванию 58% работ проведены в подземных горных выработках и подземных скважинах, 35% — в наземных скважинах, 7% — скважинно-поверхностным (СП) и шахтно-поверхностным (ШП) вариантами. Исследования методом ВЭМК в 80% случаев выполнены в подземных выработках и подземных скважинах, в 13% — в вариантах СП и ШП; в 7% — в наземных скважинах. Около 90% работ с установками РО проведено в подземных выработках и 10% — в одиночных наземных и подземных скважинах.

Примерно в 50% случаев радиопросвечивание выполняется без комплексирования его с другими методами скважинной и шахтной геофизики, что характерно для работ, проводившихся НИИ. Организации Минц-

вета РП часто применяли вместе с методами заряда (МЗ) или электрической корреляции (МЭК). Использование широкого комплекса методов СГ и ШГ, как правило, практиковали экспедиции системы Мингео. В этот комплекс, помимо РП, различные организации включали дополнительно от одного до четырех методов. Среди них наибольшее распространение получили методы ВП, МЗ, МЭК, значительно меньше — ЕП, СДВР, КСПК, ДЭМПС, скважинная магниторазведка.

Около 73% работ проведены методом ВЭМК без комплексирования с другими геофизическими методами. Для 20% исследований характерно использование ВЭМК совместно с пьезоэлектрическим методом, для 7% — совместно с МЭК.

Радиопросвечивание и установки РО нашли применение на объектах, где рудные тела обладают большей электропроводностью, чем вмещающие породы, и являются соответственно экранами и отражателями для радиоволн. Такие тела характерны прежде всего для золоторудных месторождений (рудопроявлений) золото-сульфидной, золото-сульфидно-кварцевой, золото-скарновой формаций с умеренно и существенно сульфидными рудами и для упоминавшихся выше комплексных золотосодержащих месторождений. Как показал многолетний опыт работ, в подобных условиях с помощью радиопросвечивания возможно решение следующих задач:

- 1) выявление новых рудных тел (РТ) или их фрагментов;
- 2) прослеживание РТ, установление направления и величины протяженности РТ;
- 3) определение контуров РТ;
- 4) установление разрывов сплошности РТ, «оконов», «пережимов», раздувов;
- 5) увязка подсечений РТ;
- 6) определение расстояния до края РТ;
- 7) определение направления и угла падения РТ;
- 8) количественная оценка мощности и электропроводности РТ;
- 9) выделение наиболее продуктивных частей РТ, оценка уровней их золотоносности;
- 10) установление бесперспективности изучаемых блоков пород;
- 11) определение характера залегания

рудовмещающей толщи (установление ее структурных особенностей, картирование контакта ее с безрудными породами и т. д.);

12) выделение и прослеживание крупных тектонических нарушений.

На месторождениях разных морфологических и формационных типов характер задач и надежность их решения несколько различны. Исключение составляет последняя задача, которая может решаться в принципе на всех типах ЗРО. Она, как и задача 11, наибольший интерес представляет на поисковых стадиях ГРР и при изучении геологического строения месторождения в целом, а остальные задачи — при изучении условий локализации оруденения на различных стадиях разведочного процесса. Задачу 9 чаще всего приходится решать при детальной и эксплуатационной разведке на основе корреляционных зависимостей между интерпретационными параметрами и содержанием полезного компонента.

На золоторудных объектах с хорошо проводящими рудными телами установки метода радиоотражений позволяют решать задачи 1, 2, 4, 5, 7, 10, 12. С помощью некоторых из них возможно, кроме того, определять (или оценивать) величину удаленности отражающей поверхности тела от профиля наблюдений.

Как показал анализ накопленных материалов, на месторождениях золота с более проводящими чем вмещающие породы рудными телами, задачи, перечисленные выше, с помощью методов РП и РО решаются надежно в 89—92% случаев, не надежно — в 2—4%; в 4—6% результаты были неопределенными.

Методы РП и РО могут применяться для решения задач 2, 4, 5, 7 также на жильных месторождениях золото-кварцевой, золото-адуляр-кварцевой, золото-серебряной и золото-сульфидно-кварцевой формаций с убого- и малосульфидными рудами. Хотя кварцевые и кварц-карбонатные жилы обладают здесь более высоким удельным сопротивлением, чем вмещающие их породы, изучение условий залегания рудных тел названными методами оказывается возможным, если жилы сопровождаются хорошо проводящими околорудными метасоматитами, вызывающими эффекты экранирования и отражения радиоволн.

Менее проводящие по сравнению с вмещающей средой кварцевые и кварц-карбонатные жилы обладают волноводным эффектом, благодаря которому выявление таких тел и изучение условий их залегания (с решением задач 2, 4, 5, 7) могут проводиться с помощью метода ВЭМК. Последний успешно применялся для указанных целей (с начала 70-х годов) на некоторых месторождениях (рудопроявлениях) золото-кварцевой, золото-адуляр-кварцевой, золото-серебряной, золото-сульфидно-кварцевой формаций. При этом в 82% случаев названные задачи решались надежно, в 4% — не надежно, в 14% случаев метод ВЭМК дал неопределенные результаты.

Материалы радиоволновых исследований позволили не только повысить геологическую эффективность ГРП на изучавшихся золоторудных объектах. На целом ряде месторождений золота в Забайкалье, на Урале, в Казахстане благодаря применению РВМ (в том числе в комплексе с другими методами СГ и ШГ) удалось уточнить или видоизменить сеть скважин и подземных выработок, разместив их более рационально, сократив объемы горных и буровых работ, а также площади поисков и разведки.

В отдельных случаях данные РВМ (вместе с данными других скважинных и шахтных геофизических методов) использовались при подсчете запасов по категории C_1 , в частности, на трех золотосодержащих колчеданно-полиметаллических месторождениях Центрального Казахстана, одном золоторудном месторождении Северо-Востока России и одном месторождении золота Закарпатья.

Экономический эффект от применения РВМ совместно с другими методами СГ и ШГ, подсчитанный рядом организаций, может достигать 30—80 тыс. руб в год в ценах 80-х годов.

Накопленный опыт работ радиоволновыми методами на коренных месторождениях золота свидетельствует о том, что РВМ могут являться одним из важнейших средств оптимизации геологоразведочных работ. Основываясь на материалах обобщения этого опыта, в 1989 г. в ЦНИГРИ были сделаны важные шаги в этом направлении: разработаны методические рекомендации по оптимизированному применению РВМ при раз-

ведке золоторудных месторождений различных геолого-промышленных типов; на конкретном примере проанализирована возможность оптимизации методики детальной разведки одного из золоторудных месторождений Узбекистана путем применения РВМ.

Перспективные направления развития и применения радиоволновых методов на месторождениях золота представляются следующими:

1. Более широкое применение РВМ на всех стадиях ГРП с обязательным использованием полученных материалов при подсчете запасов; подтверждение или изменение с помощью этих материалов категорийности месторождений.

2. Определение роли и места РВМ в общем комплексе геологоразведочных работ разных стадий; оптимизация, благодаря данным РВМ, сети скважин и горных выработок (переход от равномерной сети к неравномерной, замена части горных выработок скважинами, уменьшение числа законтурных скважин, разряжение сети на участках с равномерным содержанием золота и выдержанными параметрами рудных тел и т. д.); оперативное управление процессами проходки выработок и бурения скважин.

3. Прогноз качества руд в межвыработочном, межскважинном и скважинно-(шахтно)-наземном пространстве: выделение на основании корреляционных связей между интерпретационными геофизическими параметрами, с одной стороны, и содержанием полезного компонента, с другой, наиболее продуктивных частей рудных тел, оценка уровней их золотоносности.

4. Применение радиоволновых методов на новых для них типах месторождений золота, в частности, россыпных и месторождениях, приуроченных к корам выветривания.

К частным задачам, подлежащим решению в ближайшей перспективе, следует отнести:

- создание системы обобщенных и частных параметризованных радиоволновых (РВ) геомodelей основных геолого-промышленных типов месторождений золота;
- разработку интерпретационной геолого-геофизической системы РВМ на основе решения прямых и обратных задач сква-

жинной и шахтной радиоволновой разведки для разных геоэлектрических ситуаций; система должна включать в себя различные способы интерпретаций, в том числе компьютерную томографию, и предусматривать использование корреляционных связей между интерпретационными параметрами и содержанием золота;

- создание унифицированной амплитудно-фазовой многочастотной радиоволновой аппаратуры в модульном исполнении для конкретных типов РВ-геомоделей.
- создание методической системы лабораторных — параметрических — односкважинных — межскважинных — межвыработочных — шахтно — скважинных — скважинно (шахтно) — наземных наблюдений применительно к

конкретным РВ-геомоделям месторождений золота.

Радиоволновые методы, разработанные в ЦНИГРИ, нашли также широкое применение почти на всех стадиях геологоразведочных работ на месторождениях цветных, черных и редких металлов, алмазов, пьезокварца, урана и угля. Скважинные РВМ начинают использоваться на месторождениях нефти, в инженерной геологии и при экологических исследованиях.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Руководство по радиоволновым методам скважинной и шахтной геофизики.* / Под ред. А. Д. Петровского и А. А. Попова. — М.: Недра, 1977. 336 с.
2. *Скважинная и шахтная рудная геофизика.* Справочник геофизика. В двух книгах. / Под ред. В. В. Бродового. — М.: Недра, 1989. 760 с.

Grachev A. A., Mamayev V. N., Petrovsky A. D.

EXPERIENCE AND PROSPECTS OF RADIOWAVE METHODS APPLICATION AT GOLD DEPOSITS IN BOREHOLES AND MINES

30 years of experience in application borehole and mine radiowave methods at primary gold deposits have been summarized. Recommendations on prospective directions of their development and further application are given

АППАРАТУРНО-МЕТОДИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС ШАХТНОЙ РАДИОГЕОРАЗВЕДКИ ДЛЯ УГОЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Впервые разработан комплекс для выделения, прослеживания и оконтуривания в межвыработочном пространстве тектонических разрывов, зон повышенной трещиноватости, обрушения, закарстованности и обводнения на угольных месторождениях.

Аппаратура состоит из переносных блоков: генераторного и измерительно-го, имеющих повышенную газо-, пыле- взрывозащищенность.

Дальность действия до 500 м в угольных пластах высокого удельного сопротивления, минимальной мощностью до 1 — 1,5 м.

Питание аппаратуры — батарейное и аккумуляторное. Аппаратура имеет выход на запоминающее электронное устройство для последующего введения данных измерений в ЭВМ.

Обработка и интерпретация данных измерений производится на ЭВМ по оригинальным программам.

Аппаратурно-методический комплекс широко опробован на угольных месторождениях Китая, Испании.

ЦНИГРИ предлагает ноу-хау, инжиниринговые услуги, создание совместного предприятия для проведения работ.

Адрес: 13545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 315-43-47
Факс: (095) 315-27-01

УДК 550.837

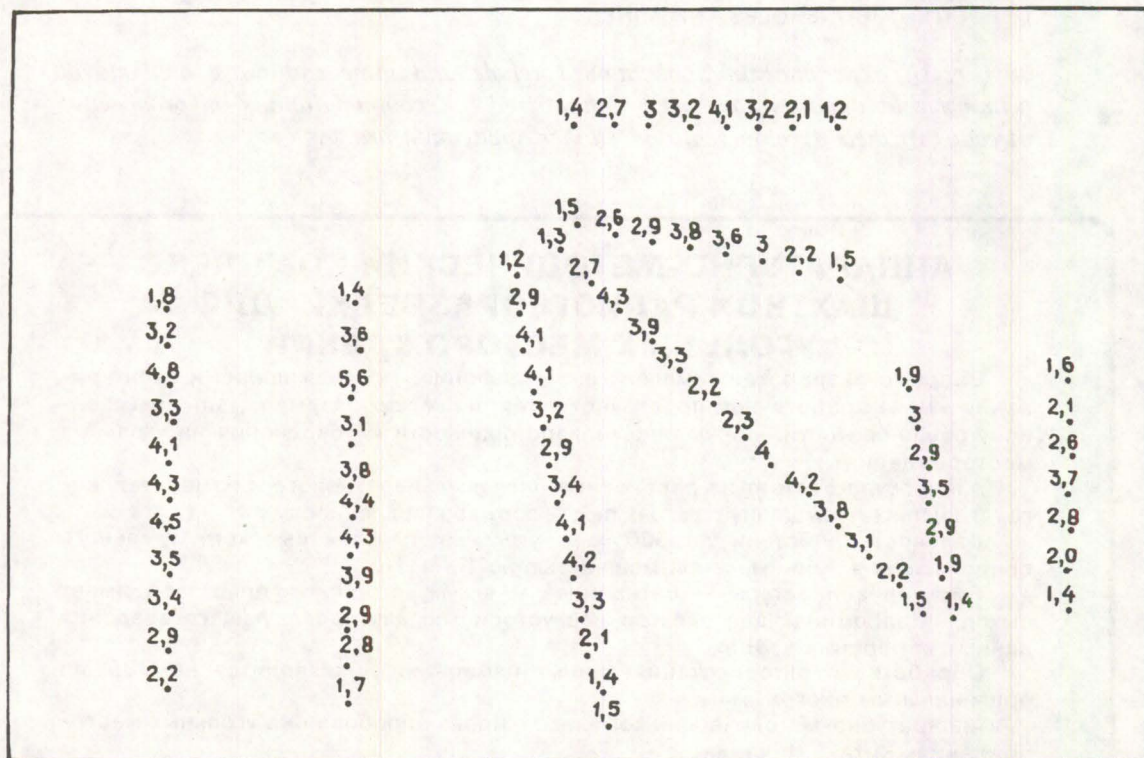
МЕТОД ВЫЧИСЛИТЕЛЬНОГО ГРИДИРОВАНИЯ ПЕРВИЧНЫХ ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ ДАННЫХ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ РУДНЫХ ТЕЛ СЛОЖНОЙ ФОРМЫ

В. Ю. АБРАМОВ (ЦНИГРИ)

Изложена теория и приведен алгоритм гридирования на ЭВМ исходных геологоразведочных данных, собранных по сложной системе разведочных линий. Дан пример использования алгоритма при геометризации россыпного месторождения.

При поисках и разведке месторождений полезных ископаемых наиболее часто употребляются метод профилей и метод разведочных пересечений. В большинстве случаев обработка на ЭВМ геохимических и геофизических параметров, собранных таким образом, не представляет трудностей, т. к. параметры, при использовании этих методов

обычно хорошо упорядочиваются и систематизируются. Однако, когда профили или разведочные линии были заданы на разном расстоянии друг от друга (с неравномерным шагом) или азимут простирания линий не являлся постоянным на разных участках разведваемой площади (например, на россыпных ме-



SCALE 1 cm. = 2 cm

Рис. 1. План разведочных линий золотоносной россыпи%

2.2 — точки устьев пробуренных скважин и величины мощности пласта

сторожениях, рис. 1), то обработка таких данных на ЭВМ стандартными алгоритмами крайинга, обратных расстояний или треугольников триангуляции весьма затруднительна и может не дать положительного результата при их геометризации.

Перечисленные выше алгоритмы гридирования вели этот процесс двумя путями:

1. В пределах квадрата, многоугольника или круга по методу обратных расстояний с постоянным размером фигуры по всей площади. В этом случае формула гридирования (заполнения матрицы) имеет вид:

$$A[m, l] = \quad (1)$$

$$\frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z[i]}{(X[i]-X[m,l])^2+(Y[i]-Y[m,l])^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{(X[i]-X[m,l])^2+(Y[i]-Y[m,l])^2}},$$

если:

$$\sqrt{(X[i]-X[m,l])^2+(Y[i]-Y[m,l])^2} < Rg,$$

где

$A[m, l]$ — матрица с результатами гридирования,

m и l — номера ячеек матрицы гридирования,

n — общее число точек с исходными данными,

i — номер очередной точки с исходными данными,

$X[i]$ — координата X i -й точки исходных данных,

$Y[i]$ — координата Y i -й точки исходных данных,

$Z[i]$ — гридируемый параметр i -й точки исходных данных,

$X[m, l]$ — координата X центра ячейки матрицы гридирования A ,

$Y[m, l]$ — координата Y центра ячейки матрицы гридирования A ,

Rg — радиус круга, в пределах которого находятся точки, входящие в расчет значения текущей ячейки матрицы A .

2. Метод разбиения исходной неравномерной сети наблюдений на сеть треуголь-

ников триангуляции с непересекающимися сторонами. Этот метод гридирования для обработки исходной информации, собранной по профилям или разведочным линиям, неприемлем в силу сложности реализации своего алгоритма на ЭВМ.

Работы над развитием первого метода гридирования для обработки данных с описанной выше спецификой их пространственного размещения привели к модификации формулы и алгоритма гридирования. Гридирование стало проводиться в пределах прямоугольника или эллипса, имеющего постоянную ориентировку в пространстве и вытянутого вкрест генерального направления профилей или разведочных линий. Наша модификация формулы заполнения матрицы гридирования в этом случае выглядит так:

$$A[m, l] = \quad (2)$$

$$\frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z[i]}{(X[i]-X[m,l])^2+(Y[i]-Y[m,l])^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{(X[i]-X[m,l])^2+(Y[i]-Y[m,l])^2}},$$

если

$$\sqrt{(X[i]-X[m,l])^2 / \cos(ALFA-x)^2} < Rgx,$$

$$\sqrt{(Y[i]-Y[m,l])^2 / \cos(ALFA-y)^2} < Rgy,$$

где:

$ALFA-x$ — угол наклона длинной оси эллипса гридирования к оси X плана,

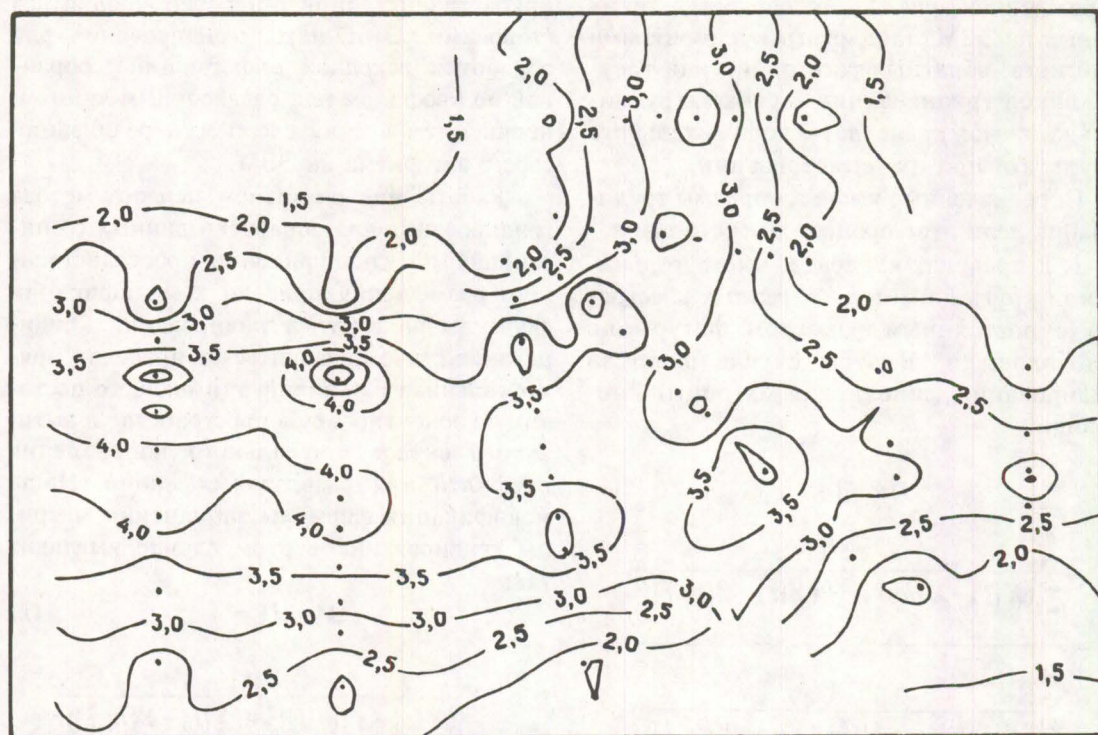
$ALFA-y$ — угол наклона длинной оси эллипса гридирования к оси Y плана,

Rgx — длина длинной полуоси эллипса гридирования,

Rgy — длина короткой полуоси эллипса гридирования.

В приведенном примере, на рис. 1 ни одна из указанных выше формул не дала результата, удовлетворяющего нас полностью. Пример гридирования кругом с постоянным радиусом по всей площади дан на рис. 2.

Для получения нужного результата нами была выведена и алгоритмизирована следующая формула гридирования:



SCALE 1 cm = 2 cm

Рис. 2. План изоинтенсивностей пласта золотоносной россыпи, полученный применением стандартного алгоритма гридирования кругом постоянного радиуса

$$A[m, l] = \quad (3)$$

$$\frac{\sum_{i=1}^n \frac{Z[i]}{(X[i]-X[m, l])^2 + (Y[i]-Y[m, l])^2}}{\sum_{i=1}^n \frac{1}{(X[i]-X[m, l])^2 + (Y[i]-Y[m, l])^2}},$$

если:

$$\sqrt{(X[i]-X[m, l])^2 \cdot \cos(ALFA-x[m, l])^2} < Rgx[m, l]$$

$$\sqrt{(Y[i]-Y[m, l])^2 \cdot \cos(ALFA-y[m, l])^2} < Rgy[m, l]$$

где:

$ALFA-x[m, l]$ — матрица углов наклона длинной оси эллипса гридирования к оси X плана,

$ALFA-y[m, l]$ — матрица углов наклона

длинной оси эллипса гридирования к оси Y плана,

$Rgx[m, l]$ — матрица длин длинной полуоси эллипса гридирования,

$Rgy[m, l]$ — матрица длин короткой полуоси эллипса гридирования.

Суть ее состоит в том, что размеры и ориентировка прямоугольника или эллипса гридирования на различных участках разведваемой площади меняются в зависимости от конкретной ситуации (направление профилей, расстояние между профилями и др.) (см. рис. 1), а алгоритм гридирования должен учитывать эти изменения. При этом размерности массивов $ALFA-x[m, l]$, $ALFA-y[m, l]$, $Rgx[m, l]$, $Rgy[m, l]$ должны полностью совпадать с размерностью массива $A[m, l]$.

Применяя эти формулы и алгоритм для гридирования были получены следующие контуры изоинтенсивностей пласта на разведваемой площади (рис. 3). Заполнение матриц с характеристиками эллипса гридирования велось в диалоге с компьютером. Применение последнего алгоритма позволило на

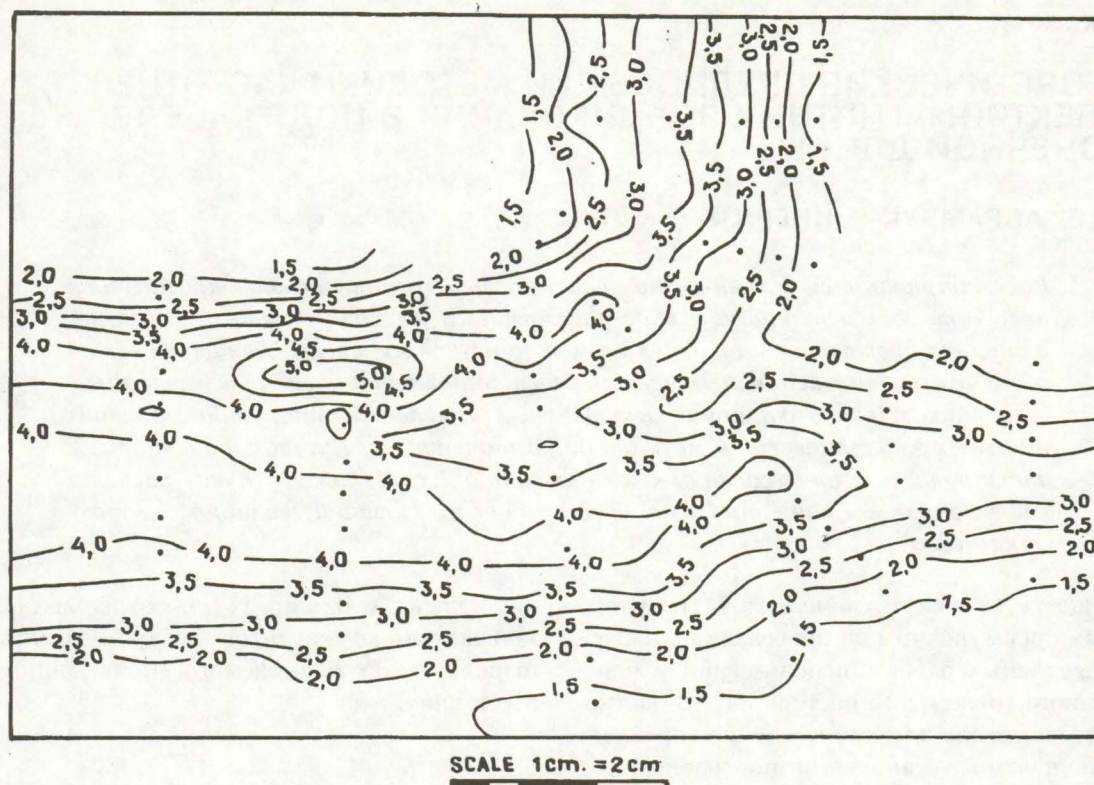


Рис. 3. План изоощностей пласта золотоносной россыпи, полученный применением алгоритма гридирования эллипсом с меняющимися по площади размером и ориентировкой осей

ПЭВМ типа IBM — PC/XT стандартной конфигурации максимально точно геометривать контуры изоощностей данного россыпного месторождения. Дальнейшее развитие этого алгоритма в сторону сглаживания размеров и ориентировки осей эллипсов гридирования не дало существенного уточнения контуров изоощностей.

Таким образом применение матричного способа задания внешних условий обработ-

ки, при всех своих недостатках по дополнительным, требуемым матрицами, ресурсам памяти, позволило реализовать одну из составляющих многофакторной геометривации на месторождении со сложной формой контура.

Все перечисленные выше формулы и алгоритмы были реализованы автором этой статьи в программе GRIDER (вер. 2.0).

Abramov V. Yu.

METHOD OF COMPUTATIONAL GRIDING OF INITIAL EXPLORATION DATA FOR MAPPING OREBODIES WITH COMPLICATED SHAPE

The theory and the computer-aided griding algorithm for first geological-prospecting datas, collected from the complicated system of prospecting lines are presented. An example of using the algorithm during placer deposit geometrisation is given

УДК 550.837

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ МЕТОДИКИ ЧАСТОТНЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ЗОНДИРОВАНИЙ В ПОЛЕ КАБЕЛЯ КОНЕЧНОЙ ДЛИНЫ

А. Е. АБРАМЧУК (ЦНИГРИ)

Рассматриваются особенности зависимостей компонент электромагнитного поля от источника в виде заземленного на концах кабеля конечной длины от электромагнитного параметра изучаемой среды. Делается вывод о возможности частотных электромагнитных зондирований с указанным источником как в варианте импедансных измерений отношения горизонтальных электрической и магнитной компонент E_x/H_y , так и частотных электрических зондирований с компонентой E_x . Изложены пути расчета «эффективных» сопротивлений среды при использовании указанного источника поля.

Существует ряд технических и методических преимуществ при проведении электро-разведочных работ с использованием переменного тока вместо постоянного. В частности, частотное электрическое зондирование дипольными установками по сравнению с ВЭЗ обладает значительно большей производительностью за счет неизменности разности между диполями в процессе зондирования — т. е. за счет сокращения затрат времени на обустройство заземлений и смоточно-размоточные операции. Еще более перспективными по производительности выглядят установки срединного градиента с измерением каких-либо компонентов в определенных частях поля заземленного кабеля конечной длины. Такие установки позволяют: снизить требования к маневренности генераторной группы, отпадает необходимость перемещения ее непосредственно по профилю наблюдений, что особенно важно в условиях труднопроходимой местности; значительно снизить ущерб, наносимый окружающей среде; уменьшить погрешность измерений за счет неизменности условий заземлений источника электромагнитного поля.

Для выяснения принципиальной возможности проведения частотных электромагнитных зондирований в поле кабеля конечной длины нами, опираясь на исследова-

ния Вешева А. В. и др. [1], проведен анализ зависимости компонентов электромагнитного поля от так называемого «приведенного расстояния» (δ)

$$\delta = 1,99 L \times \sqrt{\frac{f}{\bar{\rho}}}, \quad (1)$$

где:

 L — 1/2 длины кабеля (км), f — частота поля (Гц), $\bar{\rho}$ — эффективное сопротивление среды (Ом·м).

Этот параметр является аналогом традиционно используемого при анализе низкочастотных полей дипольных источников «электромагнитного волнового параметра» (P)

$$P = 2,81 r \times \sqrt{\frac{f}{\bar{\rho}}}, \quad (2)$$

где:

 r — расстояние между центрами диполей.

Расчет зависимостей производился на основании имеющихся в работах А. В. Вешева и др. табличных данных. Из соображений сопоставимости зависимостей различных компонентов и удобства в их дальнейшем использовании, зависимости приведены к квадрату параметра δ , модуль электрической компоненты (e_x) и импедансные характеристики для исключения $\bar{\rho}$ нормированы

параметром δ^2 . Такая форма изображения позволяет по измеренным в процессе полевых наблюдений компонентам определить с помощью зависимостей (представленных в виде номограмм) параметр δ , а затем вычислить эффективное сопротивление среды

$$\bar{\rho} = 3,498 L \times \frac{f}{\delta^2} \quad (3)$$

Спецификой ЧЭЗ, в отличие от других электромагнитных методов, (и основным

Во всем этом диапазоне измеряемая компонента электромагнитного поля должна для ее использования при определении «эффективных сопротивлений» однозначно и с хорошей разрешающей способностью зависеть от δ^2 .

Для получения представления о взаимном характере зависимости модулей горизонтальной электрической $|e_x|$ компоненты, магнитных компонент $|h_y|$, $|h_z|$ и импедансных характеристик $|e_x|/|h_y|$, $|e_x|/|h_z|$, $|h_y|/|h_z|$, приведем их для точ-

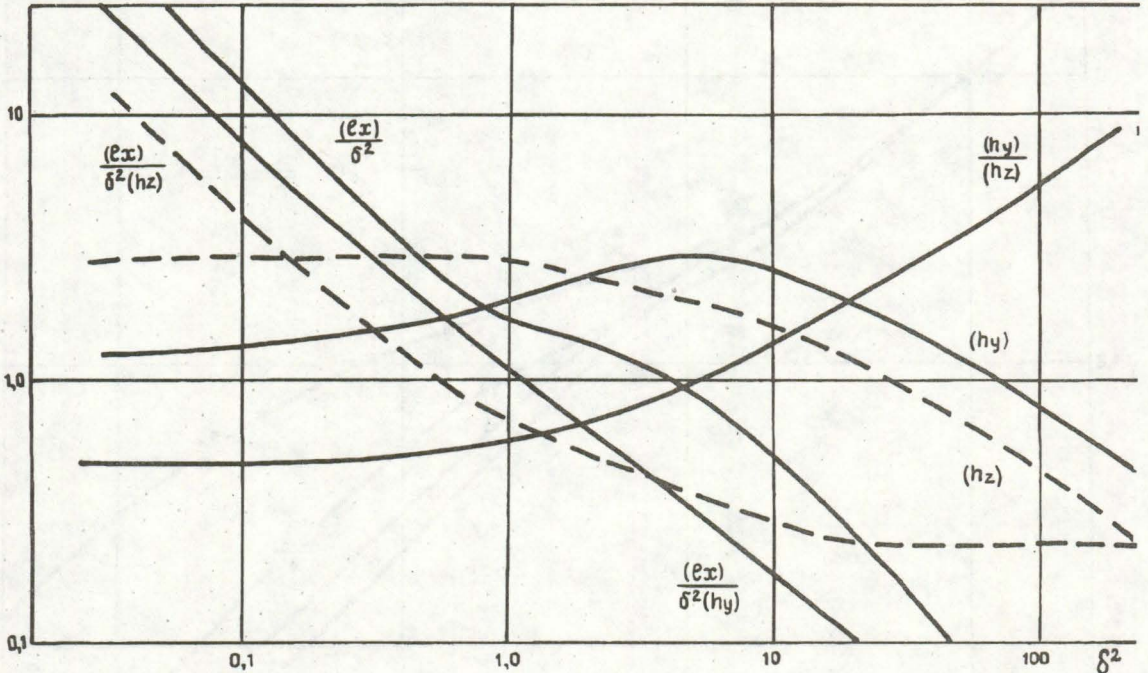


Рис. 1. Характеристики электрических и магнитных компонент электромагнитного поля кабеля конечной длины над однородным полупространством для точки с координатами $y = 0,6$ и $x = 0$

требованием при определении возможностей метода) является весьма широкий диапазон значений параметра δ , обусловленный многообразием комбинаций реальных удельных электрических сопротивлений и частоты изучаемого поля. Ориентируясь на используемый сегодня частотный диапазон аппаратуры АЭМГМ-1, АЭМ-НЧ, ЭВП-203, МАХI-PROBE (0,07—40000 Гц) и сопротивления среды от 10 до 10000 Ом·м, для питающей линии длиной АВ = 2 км, получим:

$$2 \times 10^{-3} \leq \delta \leq 80. \quad (4)$$

ки с координатами $x = 0$, $y = 0,6$ (рис 1).

В области координат, соответствующих первому квадранту, общий вид этих зависимостей сохраняется. Очевидно, что поставленному выше требованию наилучшим образом отвечает импедансная характеристика $Z' = |e_x|/(\delta^2 \times |h_y|)$, на втором месте — горизонтальная электрическая компонента $|e_x|/\delta^2$, далее $|e_x|/(\delta^2 \times |h_z|)$; $|h_z|$; $|h_y|/|h_z|$; $|h_y|$.

Следует отметить, что удобная по простоте измерения горизонтальная электрическая компонента $|e_x|/\delta^2$ обеспечивает высокую точность определения эффективных

сопротивлений в дальней ($\delta^2 \geq 10$) и ближней ($\delta^2 \leq 0,1$) зонах параметра, в промежуточной зоне ($10 \leq \delta^2 \leq 0,1$) зависимость $|e_x|/\delta^2$ от δ^2 достаточно сложна (рис. 2) и определяется взаимным расположением питающей и приемной линий. Сложность зависимости обуславливает необходимость большого количества вычислений при обра-

произведен исходя из последовательного анализа зависимостей Z' от координаты y и Z' от координаты x (рис. 4, 5, 6).

При $y > 0,5-0,6$ эта зависимость проста, с изменением δ практически изменяется лишь уровень Z' . Простота зависимости и ее линейность (в билогарифмическом масштабе) позволяет при $y \geq 0,6$ путем графиче-

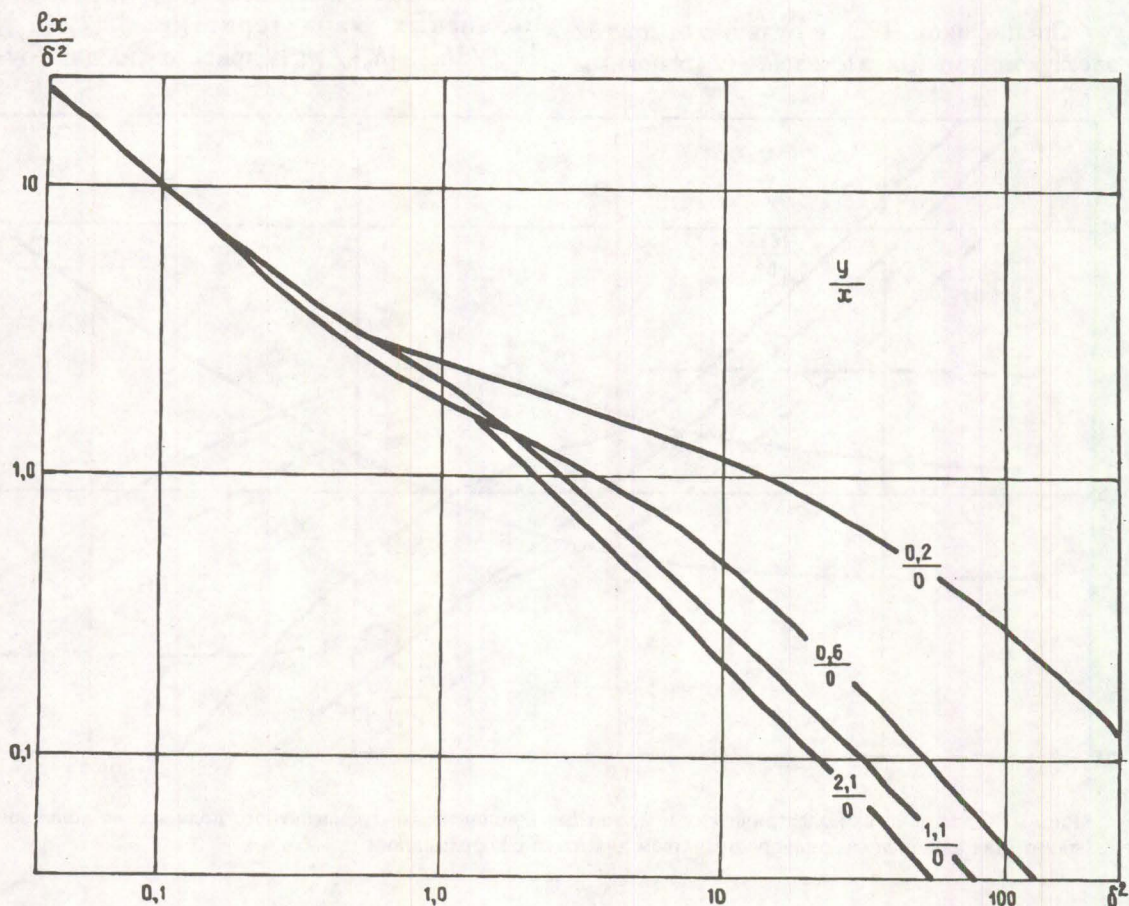


Рис. 2. Зависимости характеристики $\frac{|e_x|}{\delta^2}$ от δ^2 при различных y и $x = 0$

ботке данных и определяет высокие требования к соблюдению геометрии установки.

Этих недостатков лишена импедансная характеристика Z' , во всем рассматриваемом диапазоне обладающая высокой разрешающей способностью по δ^2 (рис. 3, 4, 5, 6) и в достаточно широком диапазоне координат (т. е. рабочем планшете).

Выбор рабочего планшета, в котором возможно достаточно точное и надежное определение эффективного сопротивления,

ской интерполяции получить зависимость Z' от δ для фиксированных значений y без существенных погрешностей (см. рис. 3).

Зависимость Z' от x имеет различный характер при разных y и δ^2 : так, для $y = 0,6$ и $\delta = 15$ она имеет максимум в центре ($x = 0$), незначительное понижение уровня в районе $x = 0,4-0,6$ и резкое возрастание после $x > 0,9$. Для больших y , например $y = 2,1$ и $\delta = 15$ наблюдается лишь минимум в $x = 0$ и сначала плавное, а после $x = 0,6$

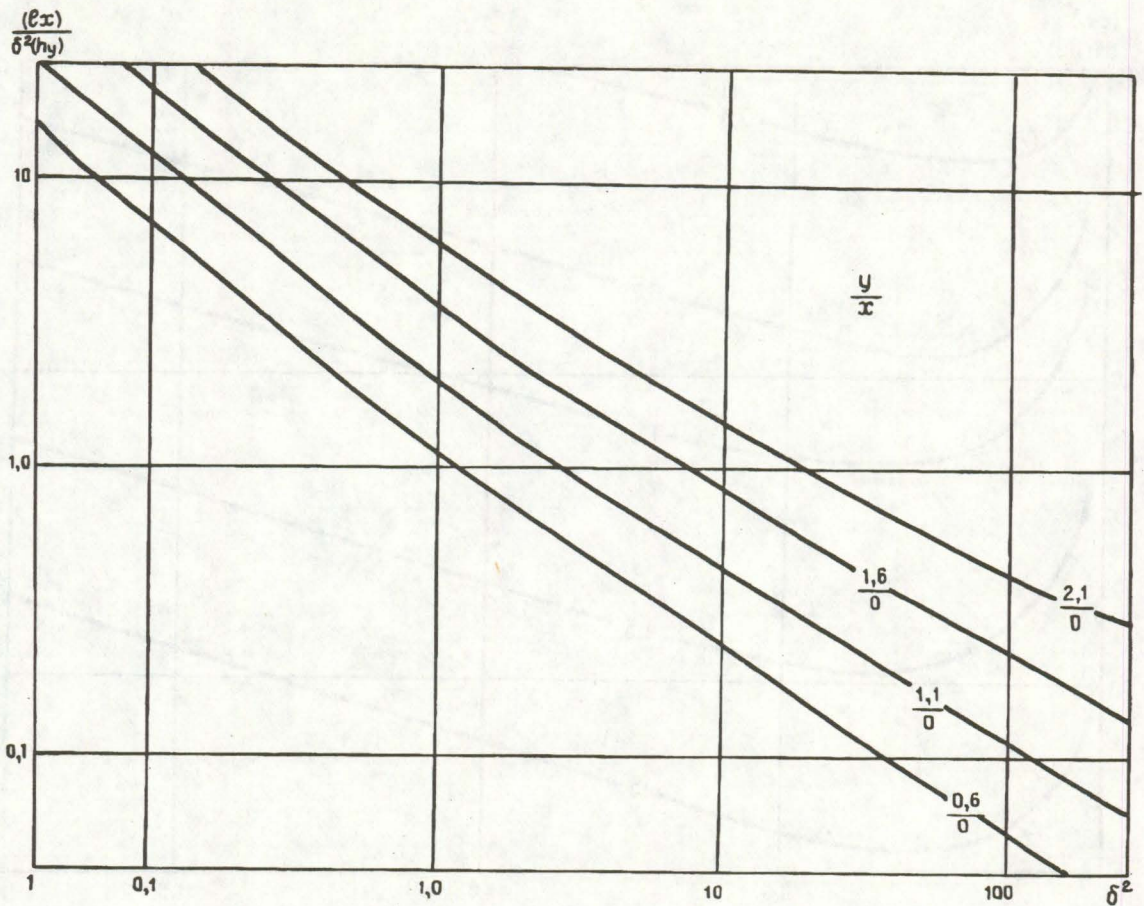


Рис. 3. Зависимости характеристики $\frac{|e_x|}{\delta^2 |h_y|}$ от δ^2 для различных y при $x = 0$

интенсивное возрастание. Тем не менее, если ограничиться погрешностью по Z' в $\pm 5\%$, для области $x < 0,7$ при $y = 0,6$ и $x < 0,5$. При $y = 2,1$ величину Z' можно считать практически не зависящей от координаты x во всем диапазоне параметра δ (δ^2). Располагая набором номограмм для различных y , координату x в вычислениях (кроме расчета геометрического коэффициента установки K) можно не учитывать.

Применение вычислительной техники при обработке результатов с полным расчетом нормального поля может расширить рабочий планшет до $x = 0,8$ и повысить точность определения $\bar{\rho}$. Дальнейшее увеличение планшета по ширине ограничено точностью соблюдения геометрии установки, т. е. точностью топографо-геодезического обеспечения.

Таким образом:

1. Имеются благоприятные теоретиче-

ские обоснования для проведения ЧЭЗ с источником в виде кабеля конечной длины. При необходимости (на частотах ниже 5 Гц, когда измерения магнитных компонент затруднены) сведения об эффективном сопротивлении могут быть получены с помощью горизонтальной электрической компоненты. Эта компонента может применяться для ЧЭЗ и в «автономном» варианте.

2. Установленные зависимости Z' от δ^2 достаточно просты и допускают обработку результатов зондирований с помощью приведенных на рис. 3 и полученных путем интерполяции номограмм.

Обработка материалов ЧЭЗ-СГ с измерением компонент E_x и H_y состоит в расчете по измеренным значениям э. д. с. в приемной линии и магнитоиндукционном преобразователе величины Z' .

Поскольку модуль магнитного числа равен

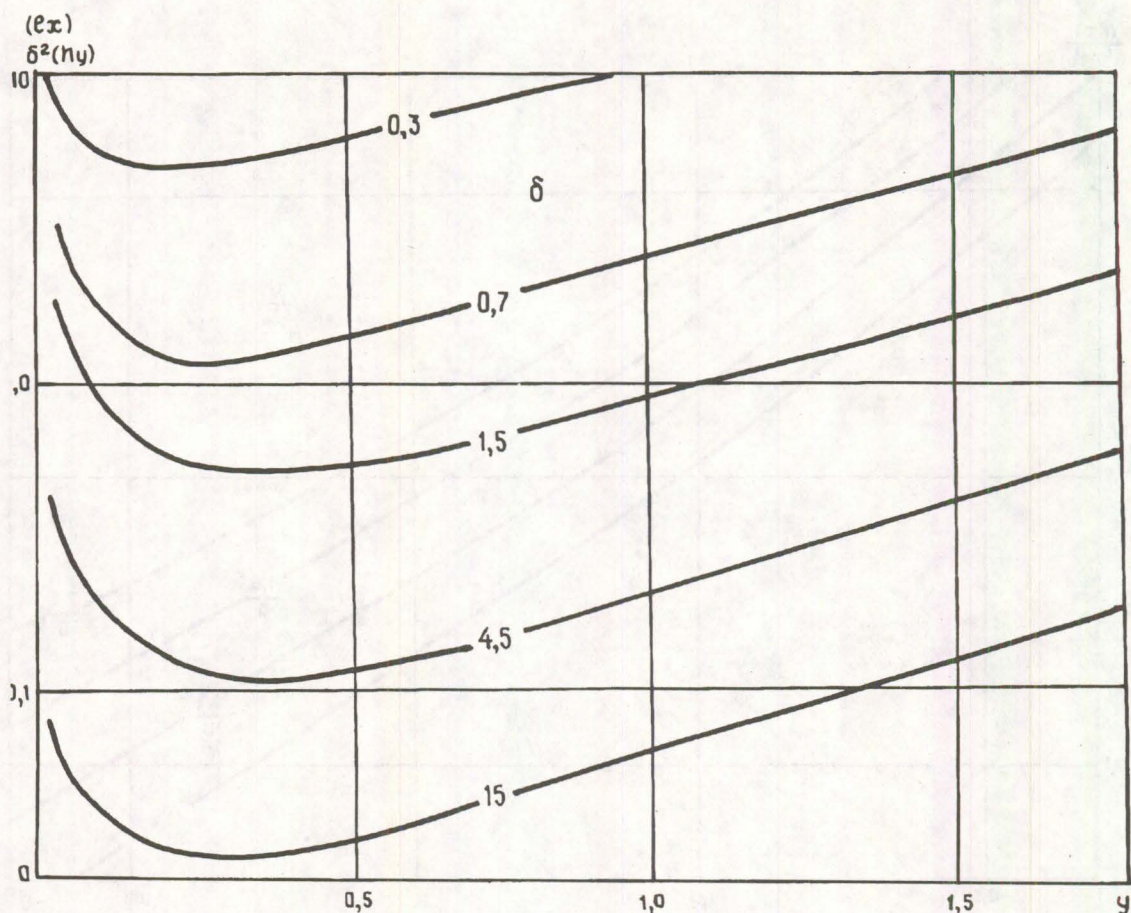


Рис. 4. Зависимость характеристики $Z = \frac{|e_x|}{\delta^2 |h_y|}$ от y для $x = 0$

$$|h_y| = H_y \times \frac{L}{I \times 10^{-8}}, \quad (5)$$

$$= \frac{K \Delta U_E G}{MN \cdot 3,948 \cdot 10^{-6} \cdot \Delta U_h \cdot L^3 \cdot f}$$

а электрического:

$$|e_x| = \frac{\rho_\omega}{\bar{\rho}}, \quad (6)$$

где:

H_y — напряженность магнитного поля (Э),

I — сила тока в питающей линии (А),

ρ_ω — кажущееся удельное электрическое сопротивление, рассчитываемое по формулам

постоянного тока ($\rho_\omega = K \times \frac{\Delta U}{I}$),

$$Z' = \frac{|e_x|}{\delta^2 |h_y|} = \quad (7)$$

где K — геометрический коэффициент установки срединного градиента [1],

ΔU_E — э. д. с. в приемной (электрической) линии (В),

ΔU_H — э. д. с. в магнитоиндукционном преобразователе (В),

G — чувствительность магнитоиндукционного преобразователя (В·м/А),

MN — длина приемной линии (м).

По рассчитанной величине Z' с помощью номограмм для соответствующих значений y находим δ^2 и далее по формуле (3) получим значение эффективного сопротивления $\bar{\rho}$. Дальнейшая обработка материалов на этапе полуквадратной интерпретации

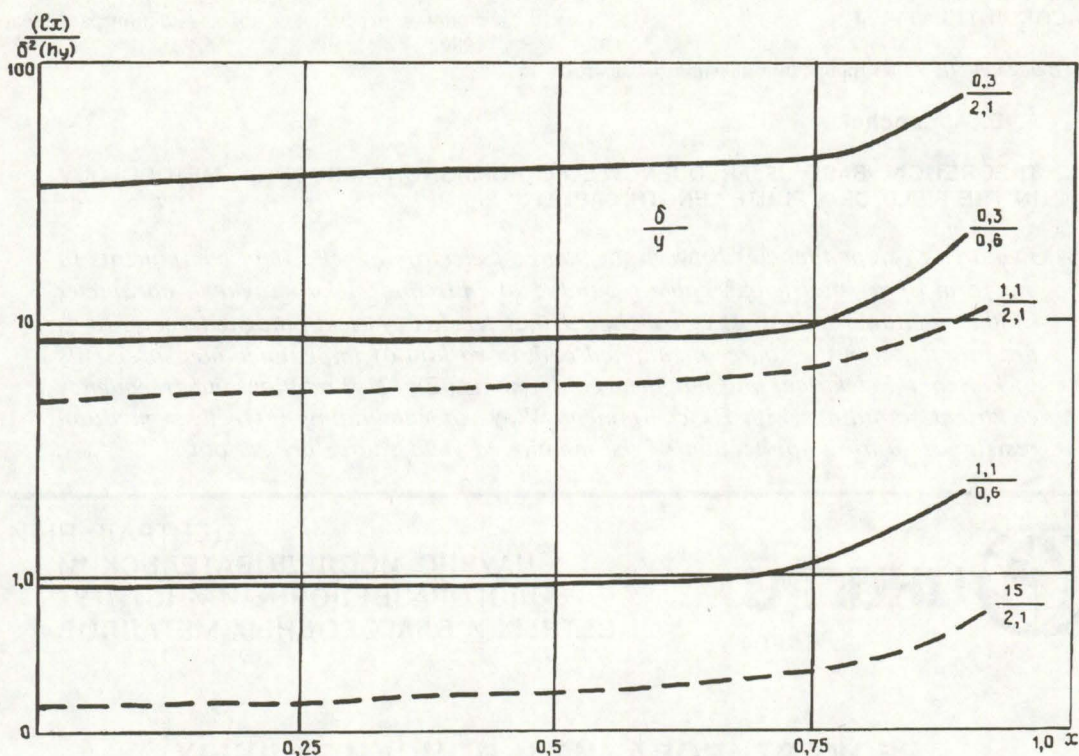


Рис. 5. Зависимости $\frac{|e_x|}{\delta^2 |h_y|}$ от x для различных δ при $y = 0,6$ и $y = 2,1$

состоит в построении разрезов эффективных сопротивлений в зависимости от величины $\frac{1}{\sqrt{f}}$, или от так называемых «эффективных глубин» зондирования:

$$h_i = 0,82L \frac{1}{1 + \frac{2L}{\lambda_i}} \quad (8)$$

где:

$$\lambda_i = \sqrt{10^{-7} \frac{\bar{\rho}_i}{f_i}} \text{ — длина волны в среде.}$$

Обработка независимых (автономных) наблюдений горизонтальной электрической компоненты E_x может производиться в аналогичной последовательности по имеющимся [1] зависимостям $\frac{\rho_\omega}{\bar{\rho}}$ от $\frac{\rho_\omega}{L^2 \cdot f}$ или по

зависимостям $\frac{|e_x|}{\sigma^2}$ от δ^2 (см. рис. 2). Кроме того, качественные построения могут представляться в «классической» форме разрезов кажущихся сопротивлений ρ_ω от $\frac{1}{\sqrt{f}}$.

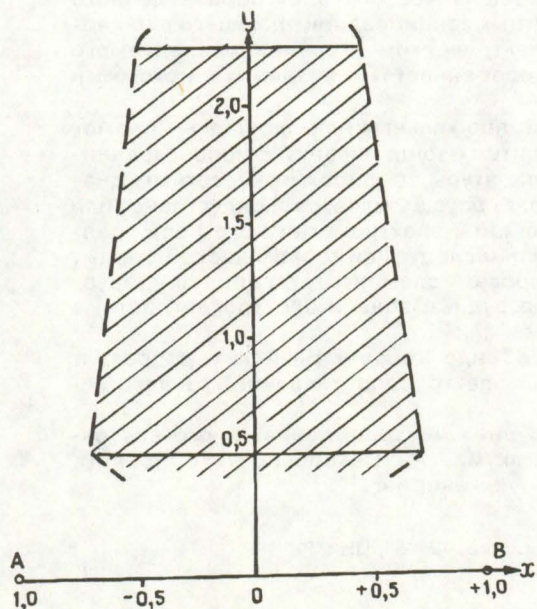


Рис. 6. Область слабой ($\pm 5\%$) зависимости параметра $\frac{|e_x|}{\delta^2 |h_y|}$ от координаты x (рабочий планшет ЧЭЗ-СГ)

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

янном и переменном токе. — Ленинград: Недра, 1980.

1. *Вешев А. В.* Электропрофилирование на посто-

А. Е. Abramchuk

THEORETICAL BASE OF FREQUENCY ELECTROMAGNETIC SOUNDINGS METODOLOGY IN THE FIELD OF A FINITE LENGTH CABLE

Features of dependencies between the source' f elektromagnetic field components in the form of a final length cable grounded at ends and elektromagnetic parameter of the medium studied. It is concluded that frequency elektromagnetic soundings are possible with the source mentioned both in variant of impedance measurements of horizontal elektrical and magnetic components (E_x / H_y) relation and freequency elektrical soundings with E_x component. Ways of calculating «effective» medium resistances during application of the mentioned field source are set out.



**ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ**

**ГЕОКАРТИРОВАНИЕ И ПОИСКИ РУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЧАСТОТНЫМИ
ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫМИ ЗОНДИРОВАНИЯМИ**

Методика основана на применении геофизического электроразведочного метода частотных дипольных электромагнитных зондирований, дающего площадную и поглубинную информацию о геоэлектрическом строении исследуемого объема горных пород и его геологических особенностях, связанных с искомыми месторождениями.

Технология работ включает проведение профильных или площадных съемок методом частотных дипольных электромагнитных зондирований с использованием мобильной компьютеризированной аппаратуры: с широким частотным диапазоном. Задание электромагнитного поля осуществляется кондуктивно или индуктивно, измеряются различные компоненты электромагнитного поля, реагирующие на электрические характеристики исследуемой геологической среды.

Реализация методики позволяет картировать элементы строения зондируемого объема среды, выделять аномальные рудные зоны и электроконтрастные разности горных пород до глубин 1–1,5 км.

Результаты работы представляются в виде геоэлектрических разрезов, поглубинных карт <эффективных> удельных электросопротивлений, геолого-геофизических интерпретационных схем.

Методика успешно апробирована на рудных месторождениях в юго-восточной Якутии, Зап. Сибири, Центр. Кызылкума, на Северо-Востоке России, Кольском полуострове. Вид реализации — инжиниринг.

Адрес: 13545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 315-43-47
Факс: (095) 315-27-01
Телетайп: 114142 АДУЛЯР

СТРОЕНИЕ РУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ



УДК. 553.061.12/. 17

ПРОБЛЕМЫ МОРФОГЕНЕЗИСА РУДНЫХ ПОЛЕЙ И МЕСТОРОЖДЕНИЙ

П. Ф. ИВАНКИН (ЦНИГРИ)

Дан синтез исследований по морфогенезису рудных полей различных металлов, опирающийся на результаты изучения более 200 глубокоовскрытых месторождений.

Морфогенезис материальных тел, изучаемых той или иной наукой, несомненно, относится к фундаментальным явлениям, закономерности которых распознаются на этапах познания структурной организации объектов разных порядков. Это хорошо известно из истории развития кристаллохимии, физики, биологии и других наук. Геология в этом отношении находится в особом положении. Имея дело с бесконечным многообразием геологических тел разной природы и масштабов, способов образования, составов и уровней структурной организации, она, пройдя этап описательной науки, лишь вступает в ту стадию развития, когда изучение морфогенезиса всего многообразия геологических тел становится настоятельной необходимостью. Особо актуальны исследования в отношении объектов практического освоения недр, т. е. месторождений полезных ископаемых.

Более 40 лет в освоенных горно-промышленных районах Казахстана, Сибири, Урала автор изучал рудные месторождения цветных металлов, золота, железа и других, организовывал и проводил прогнозно-металлогенические и другие тематические исследования, консультировал экспедиции и партии по направлениям и методам поисковых и разведочных работ. На протяжении достаточно длительного периода времени при осмысливании материалов более чем по двумстам месторождениям постоянным было стремление уловить основные морфогенетические закономерности рудообразования.

Опубликованные в разные годы работы, перечень которых дан в конце статьи, отражают выполненные исследования, состояние фактической и теоретической обоснованности построений, а также эффективность применения при прогнозных и поисково-разведочных работах.

Цель данной обзорной статьи — вновь привлечь внимание к одной из ключевых проблем рудной геологии, которая ныне приобрела особую актуальность в связи с интенсивным развитием работ по моделированию рудных месторождений и совершенствованию на этой основе методики поисково-разведочных и прогнозных работ.

В конце пятидесятых годов на Рудном Алтае, комплексные серебросодержащие медные и полиметаллические месторождения которого эксплуатировались уже более ста лет, был накоплен огромный опыт по изучению их глубинного строения. Обобщая этот опыт, автор пришел к выводу о существовании некоторых ранее не известных закономерностей сонахождения и морфологии рудных тел. Их использование открыло новые возможности для прогнозирования оруденения на глубину и оценки общих перспектив металлоносности рудных полей.

Эти идеи частью были опубликованы в статьях [1—4], послуживших толчком для постановки дальнейших многолетних исследований. В итоге их была опубликована монография «Морфология глубокоовскрытых магматогенных рудных полей» [7] и цикл теоретических и методологических статей, дополняющих и развивающих разделы монографии [10—13].

В этих работах показано, что большинство промышленных магматогенных месторождений различных металлов — рудных полей — представляют собой определенные рудно-магматические системы, которым свойственны внутренние закономерности формообразования, структурной организации и вещественной зональности. Воздействие на эти закономерности внешней геологической среды с присущей ей анизотропией определенным образом видоизменяет упомянутые внутренние свойства рудно-магматических систем.

Эти положения по-новому ставили всю задачу структурно-геологического изучения рудных полей, ориентируя исследователя на выделение закономерностей морфологии и структуры потоков глубинных рудообразующих флюидов в земной коре и причин массового отложения рудного вещества на определенных участках движения флюидов, изучение соотношений между вертикальной протяженностью оруденения и горизонтальными размерами рудных полей, изменения богатства руд и корреляций металлов в них с глубиной в связи с направленными изменениями форм рудных масс и т. п. Были сформулированы основные положения нового морфогенетического метода изучения рудных полей, введены необходимые новые понятия и намечены пути морфогенетической типизации и моделирования. Подчеркнуто, что новые задачи и возможности изучения рудных полей объективно подготовлены современным уровнем их разведки и эксплуатации, а также быстро меняющимися требованиями к качеству и количеству минерального сырья, заключенного в промышленных месторождениях.

Для того, чтобы эти новые теоретические и методические положения в области изучения о металлических месторождениях внедрить в практику исследовательских и производственных работ, автор, начиная с середины шестидесятых годов, организовал проведение исследований по морфогенезису многих крупных промышленных месторождений в институтах СНИИГГИМС и ЦНИ-ОЛОВО (Новосибирск), ЗабНИИ (Чита), КазИМС (Алма-Ата), ДВИМС (Хабаровск) и некоторых других организациях.

В ходе этих коллективных исследований совершенствовались методика морфогене-

тического изучения магматогенных рудных полей меди, свинца и цинка, золота, железа, олова, а также принципы оценки перспектив рудоносности глубоких горизонтов и флангов рудных полей.

Для многих месторождений, находившихся на разных стадиях изучения и эксплуатации, были даны конкретные оценки их перспектив.

Наиболее значительным в плане рассматриваемой темы и трудоемким является «Атлас морфоструктур рудных полей (железо, полиметаллы, медь, золото и олово)», созданный под руководством и при ведущем участии автора коллективом его учеников и аспирантов. В «Атласе» впервые в отечественной и зарубежной литературе был сведен огромный фактический материал по морфогенезису и зональности около ста магматогенных рудных полей, наглядно иллюстрирующий выявленные закономерности и пути применения принципов морфогенетического анализа в рудных районах разного типа. Итоги внедрения этого метода в практику исследовательских и производственных работ и совершенствования методики оценки перспектив рудных полей получили также отражение в трудах [15—20].

В крупной коллективной работе этого периода — «Принципы и методы прогнозирования медноколчеданного и полиметаллического оруденения» автором раскрываются место и роль морфогенетических исследований промышленных месторождений при прогнозно-металлогенетических исследованиях рудных провинций.

С 1972 года морфогенетические исследования были организованы ЦНИГРИ на ранее изучавшихся и новых рудных объектах Урала, Кавказа, Норильского района, Магаданской области.

Понятие «рудное поле» вошло в отечественную науку в сороковых годах текущего столетия вместе с возникновением и развитием металлогении как отрасли науки. Оно отражает совокупность генетически связанных между собой рудных проявлений (т. е. рудных тел, залежей, «месторождений»), сгруппированных на сравнительно небольшой площади с определенными особенностями геологического строения. Такие локальные группировки рудных тел оказались совершенно типичными для металлогенетических

провинций и районов, и потому понятие это быстро вошло в геологическую практику.

Рудные поля успешно исследовались многими учеными главным образом в плане выяснения структурно-геологических причин, обуславливающих наблюдаемые группировки рудных тел. С морфогенетических позиций это понятие получило совершенно новое содержание. Его определило выяснение следующих вопросов: существуют ли общие закономерности морфологии рудных полей (как специфических систем, названных рудно-магматическими) или их форма всегда является только «пассивным» отражением свойств геологической среды — слоистости, трещиноватости и состава вмещающих горных пород, определенных сочетаний структурных элементов на путях движения магм и минерализующих растворов; каковы основные типы фигур (пространств) рудных полей и закономерности симметрии их применительно к разным условиям магматогенного рудообразования; каковы самые общие закономерности поведения и выклинивания рудных полей (промышленных месторождений) на глубину в типовых условиях; в какой мере пространственное сонахождение рудных тел, их группирование в относительно небольших пространствах (т. е. само явление рудного поля) определяется влиянием факторов внешней геологической среды и геодинамики и в какой мере оно зависит от свойств магматических флюидов и их происхождения.

Проведенными исследованиями было установлено, что форма, тип симметрии и целостность рудного поля как определенной системы сближенных и структурно связанных рудных тел обусловлены не только свойствами внешней геологической среды рудообразования. Решающими являются свойства магматогенных флюидов, которые продвигаются к земной поверхности вертикальными или наклонными потоками определенной формы, внутренней структуры и протяженности. Свойства таких потоков зависят прежде всего от природы флюидов и условий их движения. Соответственно пространственные соотношения в пределах данного рудного поля «месторождений» («участков»), рудных тел и рудных столбов, как и основные черты морфологии их, определяются не только структурными элементами

внешней геологической среды (системой путей проникновения), но и свойствами потока растворов — стремлением его к расширению по мере проникновения вверх, распадом потока на струи, характером развития процесса газовой-жидкостной дифференциации в потоке и др. С учетом этих факторов была обоснована *типизация рудных полей*. Выделены три главных родовых группы рудных полей и определяющие их причины.

Было показано, что морфология, размеры и структура рудных полей в сильнейшей степени зависят от расстояний, на которые перемещаются в земной коре минерализующие растворы от места отделения их от материнских пород к месту отложения руд. Когда зона отделения растворов и зона отложения руд расположены близко (многие дистилляционные месторождения), решающими факторами контроля оруденения являются морфология материнского интрузива, особенности его фазового строения, быстрые смены температуры и давления растворов, неоднородности среды в области кровли и др. Такие рудные поля — поля I рода, *ореольные* или *бескорневые* — часто эквивалентны определенным субфациям интрузивов, например, приконтактовым участкам интенсивного аутометасоматоза в их сателлитах, а также зонам скарнирования, грейзенизации с сопутствующим оруденением. Вертикальная протяженность рудных полей I рода, созданных потоками надкритических газов, обычно менее 200—400 м, между тем как латеральные размеры их могут быть большими. Такие рудные поля обладают незакономерными изменениями внутреннего строения и формы, им, в частности, не свойственна сколько-нибудь отчетливая симметрия.

Если источник рудоносных растворов и область их разгрузки разделены расстоянием, превышающим 0,4—1 км, то рудное поле приобретает совершенно иные морфогенетические свойства. Распределение рудных тел (столбов) и парагенных мелких интрузивов в геологическом пространстве и их морфологические особенности здесь обычно определяются крутопадающими структурными элементами. Рудное поле приобретает значительную вертикальную протяженность и отчетливую коническую симметрию. Последняя проявляется двояко — либо про-

сто в виде конической (воронкообразной) формы всей минерализованной массы пород рудного поля (например, медно-порфировые и другие штокверки), либо в виде древовидного или иного ветвления рудных тел и столбов (а нередко и магматических тел) в направлении дневной поверхности, так что общая площадь рудного поля снизу вверх всегда увеличивается. Чем значительнее вертикальная протяженность магматогенных рудных полей, тем четче бывает выражено явление конической симметрии их. Рудные поля, обладающие конической симметрией, отнесены к *корневым* рудным полям II рода. Наиболее глубинная суженная часть рудного поля II рода рассматривается в качестве «корня» (стволового канала), от которого вверх и в стороны расходятся рудные тела (столбы) и минерализованные зоны. К корневым полям относится подавляющее количество изучавшихся промышленно важных месторождений цветных и благородных металлов, а также железа и олова. Для них установлено существование направленных изменений структурно-морфологических и геохимических (вещественных) параметров по направлению от корней к фронту рудного поля, т. е. в направлении движения минерализующего потока растворов. Это дало основание в объемной фигуре рудного поля выделить несколько уровней (зон) с разными структурно-вещественными характеристиками: фронтальную, прифронтальную (наиболее расширенную, включающую главные массы руд), промежуточную (прикорневую) и корневую.

В отличие от ореольных, корневые рудные поля созданы потоками более плотных рудоносных флюидов изначально жидкостной природы. Коническая симметрия таких магматогенных рудных полей и их структурно-вещественная зональность — это действительно их общее свойство; оно обусловлено направленными изменениями РТ-состояния флюидов при движении последних снизу вверх в гравитационном поле Земли. На глубинах менее 5—6 км (т. е. в области, где формировалась основная масса рудных полей) рудоносные флюиды спонтанно расширялись, причем тем сильнее, чем меньше глубина (внешнее давление) и больше вещественная дифференцированность флюида. Этот процесс в одних условиях развивается

эволюционно, в других взрывообразно. Показано, что изменение углов конусности фигур рудных полей удовлетворительно согласуется с объемными коэффициентами расширения главных компонентов магматогенного флюида — воды, углекислоты и других — для условий температур и давлений зоны рудоотложения, а также с возрастанием снизу вверх пористости вмещающих пород.

Корневые рудные поля по отношению к магматическим породам подразделены на две группы. К рудным полям собственно II рода отнесены системы рудных тел и поздних магматических отщеплений (даек, штоков, силлов), имеющие общие корни внутри наблюдаемого крупного интрузива (комплекса), т. е. продукты деятельности «остаточных магматических очагов». К рудным полям III рода отнесены такие, у которых корни располагаются весьма глубоко (свыше 1—2 км) без видимой (геологически устанавливаемой) связи с крупными плутонами.

Среди корневых рудных полей необходимо различать простые (однокорневые) и составные (многокорневые). Простое корневое рудное поле представляет собой один пучок или одну компактную колонну рудных тел и парагенных с рудами магматических тел. Оно сформировано одним потоком минерализующих растворов. Составные рудные поля представлены несколькими (обычно менее пяти-семи) рудными пучками, развивающимися в пределах общей геологической структуры. Такие поля имеют хорошо выраженное узловое строение и в практике разведочных работ обычно разделяются на «участки», «месторождения», «зоны». На высоких гипсометрических уровнях ветви соседних рудных пучков могут соприкасаться, создавая иллюзию единого рудного поля. С глубиной корни пучков обособляются и могут по латерали отстоять друг от друга на расстоянии от 1—2 до 4—6 км. Составные рудные поля создаются обособленными, хотя и сближенными в пространстве, потоками минерализующих растворов, не имеющими между собой гидродинамической связи выше уровня корней.

Фигура рудного поля при геометризации ее описывается непрерывной поверхностью, которая отделяет всю систему связанных рудных тел и гидротермально-метасомати-

ческих пород, сформированных данным процессом, от неминерализованных горных пород субстрата. В этом объеме могут быть заключены также блоки «пустых» и неизменных пород, парагенные интрузивные породы и др. *Геометрические модели* однокорневых рудных полей, хотя и обладают общим свойством конической симметрии, но сильно различаются между собой формой, размерами, величинами углов конусности и ориентировкой в геологическом пространстве. Эти различия и положены в основу дальнейшего морфогенетического подразделения рудных полей.

По степени уплощенности объемной фигуры (т. е. по соотношению длины — «а» и ширины — «б» рудного поля в горизонтальных сечениях) выделены *конический, уплощенно-конический и плоский типы*, различающиеся по величине «коэффициента линейности» a/b . Этот коэффициент выражает в общей форме влияние вертикальной и крутонаклонной план-параллельной анизотропии геологической среды на морфологию восходящего потока растворов. В условиях однородной среды возникают рудные поля простой конической формы; в вертикальных зонах смятия с особо большой тектонической подвижностью формы рудных полей плоские (значение коэффициента линейности достигает 100, 200 и более).

Изучение закономерностей ориентировки фигур рудных полей в геологическом пространстве показало, что вертикальные рудные поля отнюдь не являются преобладающими в природе. Потоки глубинных жидкостей в гипабиссальной зоне земной коры с ее преимущественно слоистым сложением совершают меньшую работу при миграции по наклонным путям, чем по вертикальным. Поэтому широко распространены *полого- и умеренно наклонные рудные поля*. Величина этого наклона характеризуется углом, который составляет ось рудного поля (ось его геометрической фигуры) с горизонтом. Для многих крупных рудных полей величина этого угла составляет 45—30°. Из этого следует, что корни рудных полей нередко располагаются на глубине не под выходами руд на поверхность, а далеко в стороне по простиранию рудоконтролирующих структур. Была изучена латеральная

симметрия рудных полей, выявлены ее главные типы и причины возникновения. Относительно вертикали, проходящей через корневую часть, рудное поле может развиваться по простиранию директивных структур: в одном направлении, в двух противоположных, причем либо равномерно, либо с разной полнотой. Соответственно различаются: односторонние, двусторонние симметричные (веероподобные) и двусторонние асимметричные рудные поля. *Типы латеральной симметрии рудных полей* определяются геолого-структурными и тектоническими условиями внедрения магм и инфильтрации флюидов и в большинстве случаев могут предсказываться при прогнозно-металлогенетических исследованиях.

Таким образом, морфогенетическое изучение магматогенных рудных полей, опирающееся на *объемное картирование* глубоковскрытых месторождений, позволило выявить новые чрезвычайно важные для поисковика и разведчика свойства рудных полей и закономерности, наметить новые теоретические и прикладные аспекты учения о рудных месторождениях.

В методическом отношении морфогенетическое изучение рудных полей является продолжением геолого-структурных, петрологических и минералого-геохимических исследований, обычно проводимых на рудных месторождениях. Вкратце, последовательность работ такова. Вначале уточняется положение рудного поля в региональной структуре, выясняются особенности материнского магматического комплекса, последовательность основных геологических событий, приведших к возникновению данного рудного поля, а также его формационный и структурный типы и т. д. Если поле имеет узловый характер, то после выяснения взаимосвязи обособленных узлов (участков, месторождений) для каждого из них определяются границы, форма и размеры рудного объекта на верхних, средних и нижних горизонтах эксплуатационных работ или разведки. Изучаются закономерности изменения формы и размеров рудного объекта с глубиной, а также качественные и количественные зависимости между горизонтальными и вертикальными его размерами. Составляется обобщенное представление о рудном поле как трехмерном геологическом

теле, определяется его морфогенетический тип. Далее анализируются особенности локализации рудных тел и столбов, магматических и метасоматических пород, выясняются их пространственные и временные взаимоотношения, закономерности ветвления и выклинивания, общая картина изменений в пространстве и т. п. Это позволяет подойти к изучению структурно-минералогической и вещественной зональности рудного поля. Анализируются особенности вертикальной зональности поля, направленные изменения с глубиной формы и размеров его фигуры, степени насыщенности на разных уровнях рудными телами, теми или иными магматическими или метасоматическими образованиями; изучается изменение соотношений сплошных и вкрапленных руд, корреляций основных и сопутствующих металлов и т. п. Этот анализ дополняется аналогичным изучением главных рудных тел, материнских жил, рудных столбов, причем изучение любых частей рудного поля осуществляется как составная часть анализа целого с обязательным учетом определившихся морфоструктурных особенностей его.

Выявляемые при этом закономерности морфологии и зональность рудных полей позволяют прогнозирующему и разведчику месторождений, зная часть, предвидеть целое, т. е. реализовать принцип распознавания неизвестной части рудного поля по разведанной, для которой устанавливается морфология и закономерные изменения оруденения по вертикали. Сведения, получаемые на начальных стадиях разведки рудного поля (например, при разведке до глубины 200—300 м), становятся надежной базой для прогнозирования масштабов оруденения и характера поведения рудных тел на глубину многих сотен метров. В работах обосновывается также объективный метод оценки степени эродированности рудных полей, для которых выявлены необходимые морфологические характеристики. На примере многих десятков промышленных месторождений показана эффективность метода экстраполяции контуров фигуры рудного поля от верхних его горизонтов на глубину до уровня корней. Поскольку одновременно доказано существование закономерных связей между морфологическими свойствами и вещественной зональностью рудных полей и эти связи

получают количественное выражение (на кривых изменения с глубиной параметров и интенсивности оруденения), то метод экстраполяции позволяет давать количественный прогноз рудоносности глубоких горизонтов рудных полей, если известна определенная рудоносность их верхних зон. Он позволяет также оценивать на ранних и средних стадиях разведки предельную вертикальную (и по склонению) протяженность рудных полей с достаточной для практических целей точностью.

Выполненные исследования по морфогенезу рудных полей отвечают лишь определенному этапу в изучении сложнейших проблем эндогенного рудообразования. Новые все расширяющиеся требования практики ставят более сложные задачи по количественному моделированию различных природных объектов и процессов их образования. В последние пятилетия, как известно, в рудной геологии получает широкое распространение практика многофакторного и параметрического моделирования рудных месторождений. А. И. Кривцов в недавно опубликованном обзоре состояния и путей развития этой проблемы [Геонауки в СССР. — М.: Недра, 1992] совершенно справедливо считает приоритетными направлениями в моделировании создание количественных моделей рудообразующих систем с минералого-геохимическим анализом геологического пространства.

В этой связи уместно подчеркнуть, что изложенные выше итоги морфогенетического изучения рудных полей являются той теоретико-методологической основой, на которой может строиться дальнейшее количественное моделирование рудных месторождений и процессов их образования.

СПИСОК РАБОТ АВТОРА

По проблеме морфогенеза магматогенных рудных полей

1. Проблема пучков малых интрузий и гидротермальных струй на колчеданно-полиметаллических полях Рудного Алтая // Докл. АН СССР. 1961. Т. 138. № 4.

2. *О происхождении* минерализованных брекчий некоторых месторождений колчеданного типа Алтая и Урала // Докл. АН СССР. 1962. Т. 142. № 2.
 3. *Магматизм* и закономерности пространственного размещения медных и полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. V. 1962. Изд. АН СССР. С. 190—206.
 4. *О морфогенетических* типах пучков малых интрузий и гидротермальных струй // Докл. АН СССР. 1963. Т. 149. № 4.
 5. *Отношение* комплексов внутриматрической серии на примере Рудного Алтая // Тр. I Уральского петрограф. совещания. Свердловск, 1963. С. 215—223.
 6. *О закрытых* эксплозиях, сопровождающих гипабиссальные интрузии и их роли при формировании рудных месторождений // Геология и геофизика. 1965. № 10. С. 23—34.
 7. *Морфология* глубоковскрытых магматогенных рудных полей. — М.: Недра, 1970. 288 С.
 8. *О глубине* образования, вертикальной протяженности и зональности магматогенных рудных полей // Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент, 1971.
 9. *О понятии* «рудное поле» // Тр. СНИИГГИМС. Вып. 39. 1966. Новосибирск. С. 7—19.
 10. *Новые задачи* изучения магматогенных рудных полей // Тр. СНИИГГИМС. Вып. 44. 1967. Новосибирск. С. 6—23.
 11. *Рудные столбы* как элементы гидротермального потока // Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972. С. 6—12.
 12. *О вертикальном* диапазоне оруденения в земной коре и рудоносных магматических фациях // Проблемы магматической геологии. Новосибирск: Наука, 1973. С. 342—351.
 13. *О системном* подходе в геологических исследованиях // Сов. геология. 1973. № 8. С. 1—13.
- По внедрению итогов морфогенетических исследований, метода изучения и оценки перспектив рудных полей на глубину**
14. *О морфологии* и зональности Тейской рудно-магматической системы // Тр. СНИИГГИМС. Вып. 104. 1969. Новосибирск. С. 14—25. (В соавторстве с Н. И. Соколовой)
 15. *О морфогенезисе* скарново-магнетитовых месторождений, ассоциирующих с Тельбесским плутоном // Вулкано-плутонический магматизм и железоруденение. Новосибирск: Наука. 1970. С. 114—123. (В соавторстве с Ю. Д. Зубковым)
 16. *Морфологические* особенности магнетитовых рудных полей Тургая и возможная глубина железоруденения // Вулкано-плутонический магматизм и железоруденение. Новосибирск: Наука. 1970. С. 43—64. (В соавторстве с А. М. Дымкиным и Н. И. Соколовой)
 17. *Золотоносные* рудно-магматические системы гранитоидного ряда // Геология и геофизика. 1971. № 5. Новосибирск. С. 55—63. (В соавторстве с К. Р. Рабиновичем)
 18. *Морфогенетические* особенности рудных полей Норильского района // Докл. АН СССР. 1971. Т. 199. № 3. С. 673—676. (В соавторстве с В. А. Люлько и Г. М. Ремпелем)
 19. *Принципы* и методы прогнозирования медно-колчеданного и полиметаллического оруденения. — М.: Недра, 1972. 256 С. (В соавторстве с Н. Л. Бубличенко, Ю. Ю. Воробьевым, П. В. Иншиным, В. С. Кузевым, В. И. Любецким, В. В. Поповым, Н. И. Стучевским)
 20. *Атлас* морфоструктур рудных полей (железо, полиметаллы, медь, золото и олово) / Под ред. П. Ф. Иванкина. — Л.: Недра, 1973. (В соавторстве с В. Н. Акчуриной, В. А. Бульниковым, Ю. Д. Зубковым, Н. Л. Петренко, А. А. Потаповым, К. Р. Рабиновичем, Н. И. Соколовой)

Ivankin P. F.

PROBLEMS OF ORE FIELD AND DEPOSITS MORPHOGENESIS

A summary of studies on morphogenesis of different metals' ore fields is given based on results of investigation of more than 200 deeply stripped deposits

УДК 553.078.411 (571.56)

ЭТАПЫ РУДООБРАЗОВАНИЯ И МИНЕРАЛОГЕОХИМИЧЕСКИЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ И РУДОПРОЯВЛЕНИЙ ЗОЛОТА ВЕРХОЯНСКОЙ МИОГЕОСИНКЛИНАЛЬНОЙ ЗОНЫ

Г. Э. БАРАКОВСКИЙ (Аллах-Юньское ГГП)

Генезис золотого оруденения Верхоянья рассмотрен с позиции гетерогенного интрателлурического металлогенического ряда. Выделены два этапа рудообразования: ранний восстановительный с вкрапленным золото-сульфидным оруденением и более поздний окислительный с жильной золото-сульфидно-кварцевой наложенной минерализацией, сопровождающейся перераспределением раннего золота. Рассматриваемый ряд состоит из семи минералого-геохимических типов, последовательная смена которых не зависит от влияния возможных магматических очагов и отражает общую латеральную и вертикальную зональность крупных металлогенических структур, что можно использовать при мелко-и среднемасштабной прогнозной оценке территорий.

Большинство месторождений и рудопроявлений золота Верхоянской миогeosинклинальной зоны по-видимому могут быть объединены в единый гетерогенный интрателлурический металлогенический ряд [3, 4], осложняемый, в ряде случаев, проявлениями магматизма. Другие точки зрения на генезис этого оруденения известны по ранее опубликованным работам [12].

По нашим геолого-петрографическим данным, формирование оруденения происходит в ходе эволюции восстановленных газовых смесей в водосодержащие флюиды за счет взаимодействия их с вмещающими породами. Вначале происходило науглероживание вмещающих пород с накоплением в них металлов в сульфидной, микросамородной и металлоорганической формах [9], что привело к образованию зон сульфидно-углеродистой минерализации с повышенной фоновой металлоносностью [2]. По мере окисления паро-газовые смеси насыщались щелочами и кремнекислотой и сменялись щелочно-кремниевыми флюидами [2—4]. Петрографически это выражается в неравномерном серицит-альбит-кварцевом замещении углеродистых пород, переходящем в альбит-кварцевое и далее в кварцевое пор-

фиробластическое и сегрегационное замещение с появлением микропрожилков кварца. Для Верхоянья характерно появление большого количества хлоритов на начальной и средней стадиях замещения, для средней — появление апатита, турмалина, рутила, циркона. Этот метасоматоз сопровождается интенсивным выгоранием углеродистого вещества и перекристаллизацией ранних сульфидов с освобождением их от примесей, причем на заключительных стадиях высвобождается и укрупняется золото. Возможно, этим объясняется образование части Верхоянских золотых россыпей, не имеющих сопоставимых кварцево-жильных источников, но берущих начало в зонах повышенной пиритизации. На завершающей стадии окислительного этапа, в связи с гидролизом пород, происходит массовое отложение кремнекислоты, а также образуются ореолы карбонатизации, ангидритизации — огипсования и каолинизации пород.

Петрографически, по степени метасоматических изменений пород, однозначно провести границу между этапами рудообразования трудно. Практически эту границу мы выделяем по появлению полнопроявленных альбит-кварцевых метасоматитов и прожилковому окварцеванию, превышающему 10%, а также по появлению жил выполнения.

Поскольку в условиях неоднородной обстановки процессы протекают крайне неравномерно, в пространстве оруденение намеченных двух этапов значительно перекрывает друг друга, а их границы зачастую неконтрастны. Однако в региональном плане парагенетические ассоциации разновременных минералов и последовательность их выделения поразительно устойчивы; они не зависят от морфологических типов рудных тел и не меняются под воздействием предполагаемых магматических очагов.

Так, для стратиформных пластовых золото-кварцевых месторождений и рудопроявлений Южного Верхоянья додайкового возраста и секущих жильных зон Задержинского, вероятно магматогенного, месторождения постдайкового возраста выделяется одинаковая последовательность отложения минеральных парагенезисов: пиритовая дожилая, иногда с пирротинном, пирит-арсенопиритовая дожилая, пирит-арсенопиритовая жильная, золото-сфалерит-галенитовая, иногда сульфоантимонитовая и собственно золотая.

Для секущих минерализованных зон хорошо изученного Нежданинского месторождения по [8] выделяются следующие вертикальная и временная последовательности минеральных ассоциаций: полевошпат-шеелитовая, пирит-арсенопиритовая дожилая, пирит-арсенопиритовая жильная, галенит-тетраэдрит-сфалеритовая с золотом и буланжерит-антимонитовая.

С учетом парагенетических ассоциаций золото-сурьмяных месторождений [5] и золото-ртутного месторождения Кючус, обобщенная зональность будет представлена рядом: пирротин-пиритовая, полевошпат-шеелитовая, пирит-арсенопиритовая дожилая, пирит-арсенопиритовая жильная, золото-сфалерит-галенитовая, сульфосольная (блеклорудная), золото-антимонитовая, золото-киноварная. Характерной особенностью зонального ряда является сквозной характер золота как примеси рудных минералов. Ранние пириты содержат в среднем 0,35 г/т золота [6], пирит-арсенопиритовая ассоциация характеризуется уровнем десятков и сотен грамм на тонну [1, 8], золото-сфалерит-галенитовая — первых килограмм на тонну. В более поздних ассоциациях золото активнее проявляет само-

родные свойства, поэтому блеклые руды содержат его на уровне сотен грамм на тонну, а в антимоните около 1 г/т [5].

Отражение минеральной зональности месторождений должно тождественно проявляться и на уровне металлогенических зон [10]. Действительно, если рассматривать Южно-Верхоянский синклиниорий как единую золоторудную зону, то с юга на север от реки Юдомы наблюдается смена монозолотого оруденения золото-серебряным, затем золото-сурьмяным, а на самом севере ртутным, не оцениваемым ранее на золото. Эта закономерность хорошо согласуется с общим северным погружением структуры. Факты подобной зональности хорошо известны.

Вышеизложенное позволяет рассматривать золотое оруденение в терригенных отложениях Верхоянья в виде зонального ряда минералого-геохимических типов. Положение их в ряду определяется ведущим золотоносным минеральным парагенезисом и уточняется геохимической специализацией. Для ряда закономерна смена серебро-золотого отношения в связи с ростом серебристости руд в верхних его частях. В двух последних типах серебро может заменяться более подвижными сурьмой и ртутью. От ранних к поздним типам уменьшается мышьяковитость руд, в том числе вкрапленных, в связи с увеличением удельного содержания сурьмы, которая присутствует и в ранних типах, но в безминеральной форме.

Выделение минералого-геохимических типов (таблица) отвечает «вещественному» направлению формационного анализа. Генетические представления, прямо или косвенно заложенные во всех формационных классификациях, относятся здесь ко всему ряду, который по объему можно параллелизировать с «укрупненной» золото-углеродистой формацией [2, 12]. В отличие от формационной принадлежности оруденения, его минералого-геохимический тип достоверно определяется еще на стадии поисково-съёмочных работ, что облегчает прогнозную оценку новых объектов и площадей.

Восстановительный этап рудообразования представлен двумя типами: пирит-пирротинным и пирит-арсенопиритовым, остальные пять относятся к окислительному этапу.

Минералого-геохимические типы золоторудных месторождений и рудопроявлений
Верхоянья

Последовательность формирования	Минералого-геохимические типы	Минеральные типы оруденения		Геохимические типы	Серебро-золотое отношение	Этапы рудообразования	Примеры месторождений и рудопроявлений
		вкрапленного	жильного				
7	Кварц-сульфидный золото-ртутно-сурьмяный	Пирит-антимонит-арсенипиритовый	Золотокиноварно-антимонитовый	Золото-ртутно-мышьяково-сурьмяный	?		Кючюсское
6	Кварц-сульфидный золото-сурьмяный	»»	Золото-бертьерит-антимонитовый	Золото-мышьяково-сурьмяный	1—0,05		Сарылахское, Сентачанское, Танское и др.
5	Сульфидно-кварцевый золото-серебряный	Пирит-арсенипиритовый	Арсенипирит-галенит-сфалерит-блеклорудный	Золото-серебряный полиметалльный	10—200 и более	Окислительный	Северный фланг Нежданнинского, рудопроявления Элхуга, Лазурное
4	Золото-кварцевый свинцово-цинковый	»»	Золото-арсенипирит-сфалерит-галенитовый	Золото-свинцово-цинковый	0,5—5		Задержнинское и другие жилы Нежданнинского
3	Золото-кварцевый мышьяковый	»»	Золото-арсенипиритовый	Золото-мышьяковый	0,2—0,4		Дуэтское, Юрское, Оночалахское и др.
2	Пирит-арсенипиритовый золото-мышьяковый	»»	Нет	»»	Менее 0,2	Восстановительный	Нежданнинское, Бадран и др.
1	Пирротин-пиритовый золотой	Пирротин-пиритовый	Нет	Мышьяковый, фемический	?		Пункты минерализации

Пирротин-пиритовый тип, видимо, является основанием металлогенического ряда, его месторождения в Верхоянье неизвестны, хотя пункты минерализации с содержанием золота 0,2—2, реже до 5 г/т, характерны. Геохимически они относятся к золото-никель-кобальтовому и золото-мышьяковому (более золотоносному) типам.

Самостоятельный крупнообъемный тип такого оруденения с низкими содержаниями золота можно выделить, сопоставив участки

повышенной (1—5%) сульфидизации в зонах глубинных разломов Верхоянья с рудами Сухоложского месторождения. Среднее содержание золота в пиритах Южно-Верхоянского синклиория составляет 0,35 г/т [6], достигая в ряде случаев десятков грамм на тонну, что позволяет предполагать даже наличие промышленного оруденения. Характерная для сухоложского типа смена пирита на глубину менее золотоносным пиротином отмечается в наиболее эродированных частях зон глубинных разломов,

хорошо выделяющихся по магнитным аномалиям.

Пирит-арсенопиритовый золото-мышьяковый тип представлен прожилково-вкрапленными рудами, наиболее значимыми по запасам, с вертикальным размахом оруденения свыше 2 км, что позволяет считать его «базовым» [7], в отличие от более распыленного пирит-пирротинового.

Оруденение отлагалось в зонах смятия и милонитизации, частично захватывая их боковые части и будины вмещающих пород. Мощность минерализованных зон составляет десятки метров, причем внешняя их часть существенно пиритовая, а внутренняя арсенопиритовая. Содержание тонковкрапленных сульфидов составляет 4—5%, максимально до 10%. Рудные интервалы устанавливаются только опробованием. Количество свободного золота составляет для разных месторождений от 2 до 80%, основная его часть связана сульфидами, до 10% с углеродистым веществом.

На месторождении присутствуют золотоносные кварцевые жилы окислительного этапа рудообразования с более высокими содержаниями металла, чем в основных рудах, но сравнительно небольшими его запасами. С них, как правило, и начинается открытие месторождений. На типичном месторождении описываемого типа — Нежданинском — установлено [8] резкое снижение содержания золота в сульфидах (с 40—90 до 2,4 г/т) в околожильном пространстве, что свидетельствует о его перераспределении в окислительный этап.

Одним из случаев проявления пирит-арсенопиритового типа оруденения является послонная дожилная импренция арсенопирита в зальбандах стратиформных золотоносных кварцевых жил, прослеживающаяся и после их выклинка. Содержание золота на массу составляет десятые доли грамм на тонну, но, поскольку здесь также отмечается вынос металла из околожильного пространства, нельзя исключать возможность обнаружения вкрапленных руд с промышленными содержаниями при слабом проявлении окислительного этапа оруденения. Такие тела с низкими (2—4 г/т) содержаниями золота установлены нами на рудопроявлении Ненкан. Оруденение представлено согласной с напластованием зоной

вкрапленности тонкоигольчатого арсенопирита (до 5—7%), сопровождаемой кварцевым прожилкованием, причем сами прожилки практически не золотоносны — десятые доли грамм на тонну.

Вышеизложенное позволяет утверждать, что в Верхоянье поисковыми работами слабо охвачено вкрапленное и прожилково-вкрапленное оруденение восстановительного этапа, не сопровождаемое значительным жиллообразованием, особенно в зонах сплошных дислокаций и надвиговых структурах. Объясняется это как невзрачностью самого оруденения, так и низкими, зачастую непромышленными, содержаниями золота, особенно в поверхностных условиях. Характерные примеры — долготлетняя история оценки Нежданинского месторождения, положительно решенная только подземными горными выработками, и сложности, связанные с разведкой месторождения Бадран.

Окислительный этап рудообразования представлен несколькими типами.

Золото-кварцевый мышьяковый тип является наиболее ранним и глубинным. Он представлен специфическими стратиформными кварцево-жильными месторождениями, известными как Юрско-Буларский (Дуэтский) тип. Золотоносные жилы небольшой (0,05—2, редко более, метров) мощности, но значительной протяженности (сотни метров, первые километры) залегают по сорванным контактам алевролитовых и песчаниковых пачек, реже занимают секущее внутрипластовое положение в песчаниках. Протяженность жил по падению достигает сотен метров, секущие жилы ограничены мощностью пластов песчаников.

Жилы по составу почти чисто кварцевые, не считая ксенолитов вмещающих пород. В качестве примеси в них встречаются железистые и магнезиальные карбонаты, доломит, кальцит, альбит. Количество рудных минералов редко превышает 0,5%; из них резко преобладает арсенопирит (80—90%), остальное приходится на пирит, галенит, сфалерит и золото. Последнее свободное, крупное, с пробностью 800—860 ‰. Восстановительный этап рудообразования представлен пирротин-пиритовой и пирит-арсенопиритовой импренциями, описанными в предыдущих разделах.

Золото-кварцевый свинцово-цинковый

тип представлен очень широко распространенными, в основном секущими, жилами и жильными зонами. Жилы имеют небольшую (десятки, реже первые сотни метров) протяженность по простиранию и падению, мощность их от первых сантиметров до 0,5—1, редко более метров. Несмотря на малые параметры жил, высокие (десятки и сотни грамм на тонну) содержания золота делают их весьма рентабельными для обработки. Жильные зоны более масштабны, особенно по мощности. В межжильном пространстве они несут вкрапленную пирит-арсенопиритовую минерализацию восстановительного этапа, значительно менее золотоносную.

Основная продуктивная минеральная ассоциация жил — золото-сфалерит-галенитовая, иногда с тетраэдритом. В значительном количестве ей сопутствует пирит-арсенопиритовая, реже сульфоантимонитовая. Содержание сульфидов составляет 0,5—5%, что полностью соответствует малосульфидной золото-кварцевой формации Н. В. Петровской (1960 г), в отличие от жил предыдущего типа. Кроме кварца отмечается до 0,5—5% карбонатов. Содержания серебра и золота сопоставимы, но чаще содержания серебра выше. Золото менее высокопробное (700—800 ‰), чем в кварц-мышьяковом типе, но также свободное и крупное. В редких случаях преобладания в продуктивной ассоциации блеклых руд пробность золота повышается до 900—920 ‰.

Сульфидно-кварцевый золото-серебряный тип представлен на северном фланге Нежданнинского рудного поля рудопроявлениями Элхуга, Лазурное и др. в виде жил и жильных зон с высокой концентрацией серебра (сотни грамм на тонну, зачастую первые килограммы на тонну) и малым содержанием свободного золота. Масштабы рудных тел те же, что и для предыдущего типа.

Основными рудоносными ассоциациями являются тетраэдрит-фрейбергитовая и галенит-сфалеритовая, в меньшем количестве встречается пирит-арсенопиритовая. Рудные минералы составляют 3—20%, а некоторые участки жил содержат их до 50—70%. Из нерудных, кроме кварца, постоянно присутствуют карбонаты — от 3 до 10—15%. Среди рудных преобладают блек-

лые руды (тетраэдрит и фрейбергит) и сфалерит; меньше галенита, пирита, арсенопирита, в небольшом количестве отмечаются сульфосоли, редко самородное золото. По единичным определениям (данные М. К. Силичева) пробность золота около 730 ‰, большая его часть связана в сульфидах и блеклых рудах.

Сопутствующее вкрапленное золото в составе зон представлено пирит-арсенопиритовой дожилной ассоциацией с преобладанием пирита и характеризуется низкими содержаниями как золота, так и серебра. За пределами зон широко проявлена послонная импреньяция пирита (до 1—5%) пирротин-пиритовой ассоциации с содержанием золота на массу до 0,3 г/т.

Кварц-сульфидный золото-сурьмяный тип представлен золото-антимонитовыми месторождениями Яно-Колымского пояса (Сарылахское, Сентачанское, Танское и др.), а также множеством рудопроявлений. Рудные тела представлены жилами и линзами, сильно варьирующими по мощности и протяженности и залегающими в зонах рассланцевания и милонитизации мощностью от 2 до 30 м. Менее продуктивны зоны штокверкового окварцевания и лестничные жилы.

Жилы имеют переменный кварц-антимонитовый (90—98%) состав, на отдельных участках антимонит значительно преобладает над кварцем, в целом руды высокосульфидны. Ведущий минеральный тип — золото-бертьерит — антимонитовый. Самородное золото выделяется с двумя — тремя ассоциациями пирит-арсенопиритовой, сфалерит-галенитовой с сульфоантимонитами, бертьерит-антимонитовой. Основное золото позднее, высокопробное (до 960—999 ‰), свободное, относительно крупное.

Золотоносность вкрапленного дожилной оруденения пирит-арсенопиритового типа в целом низкая, но с учетом кварц-антимонитовых прожилков достигает промышленного значения.

Кварц-сульфидный золото-ртутно-сурьмяный тип представлен месторождением Кючюс в Западном Верхоянье. Оруденение залегают в минерализованных зонах смятия и милонитизации продольной ориентировки и оперяющих трещинных системах. Рудные тела определяются опробованием,

поскольку представлены сочетанием вкрапленного пирит-антимонит-арсенопиритового и прожилково-жильного кварц-сульфидного оруденения. Основное оруденение связано с окислительным этапом, ведущими минеральными ассоциациями которого являются золото-антимонитовая и золото-антимонит-киноварная, которые, как правило, образуют самостоятельные жилы и прожилки. В завершающую ассоциацию также входят: халцедоновидный кварц, карбонаты, самородная ртуть, реальгар и аурипигмент.

Характерной особенностью оруденения [5] является высокая ртутистость золота — от 10—12 до 17—19%. Пробность его резко падает по сравнению с предыдущим типом — до 770—780 ‰. Золото относительно крупное и свободное, некоторая его часть связана в сульфидах восстановительного этапа рудообразования.

Рассмотрение минералого-геохимических типов золотого оруденения интрателлурического ряда в углеродистых терригенных отложениях Верхоянья свидетельствует о совмещении на месторождениях минерализации двух этапов рудообразования. Положение в ряду и практическая ценность рудных объектов определяются соотношением оруденения этих этапов — вкрапленного и жильного, с ближайшей перспективой вовлечения в отработку сравнительно бедных, но большеобъемных руд восстановительного этапа.

Выделенные в ряду минералого-геохимические типы разновелики по значимости, однако весьма характерны, и их последовательность отражает однонаправленную пространственно-временную эволюцию золотого оруденения, что может быть использовано в прогнозных оценках рудоконтролирующих структур с учетом глубины их эрозионного среза.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Белозерцева Н. В., Силичев М. К. Минеральный состав и геохимические особенности стратиформных золоторудных месторождений Южно-Верхоянского синклиория // Типоморфизм и геохимические особенности минералов эндогенных образований. Якутск, 1985. С. 10—16.
2. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Геолого-геохимические закономерности формирования рудного поля золото-углеродистой формации и поисковые критерии // Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. М., 1982. Т. 5. С. 35—45.
3. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. — М.: Недра, 1988. 254с.
4. Иванкин П. Ф., Назарова Н. И. О типизации рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 33. № 5. С. 3—12.
5. Индолев Л. Н., Жданов Ю. А., Суплецов В. М. Сурьмяное оруденение Верхоянно-Колымской провинции. — Новосибирск: Наука, 1980. 232с.
6. Кокин А. В. Золото в терригенном верхоянском комплексе и изверженных породах Восточной Якутии // Геология и геофизика. 1990. № 3. С. 47—55.
7. Сидоров А. А. Рудные формации фанерозойских провинций. — Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1987.
8. Силичев М. К., Белозерцева Н. В. Использование минералого-геохимической зональности ореолов сульфидной импреньяции при поисках и оценке золоторудных месторождений // Методы разведки аномалий и аномальных площадей. — Магадан: СВКНИИ ДВНЦ АН СССР, 1982. С. 44—46.
9. Слободской Р. М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. — Новосибирск: Наука. 1981, 134с.
10. Степанов О. А. О закономерностях строения рудных зон и формирования эндогенного оруденения // Тихоокеанская геология, 1990. № 4. С. 82—91.
11. Томсон И. Н., Сидоров А. А., Полякова О. П. и др. Графит-ильменит-сульфидная минерализация в рудных районах Востока СССР // Геология рудных месторождений. — 1984. № 6. С. 19—31.
12. Яновский В. М. Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналией. — М.: Недра, 1990, 246с.

Barakovski G. E.

STAGES OF ORE FORMATION AND MINERALOGICAL-GEOCHEMICAL TYPES OF GOLD DEPOSITS AND OCCURENCES WITHIN VERKHUYANSKAYA MIOGEO SYNCLINE ZONE

Genesis of Verkhoyanye's gold mineralisation is discussed in terms of heterogenous intratelluric metallogenic series. 2 stages of ore formation have been found: early reductive with disseminated gold-sulfide mineralisation and later oxidative with vein gold-sulfide-quartz superimposed mineralisation accompanied by redistribution of earlier gold. The series consists of 7 mineralogical-geochemical types whose consecutive alteration doesn't depend on the impact of possible magmatic focuses and reflects a general lateral and vertical zonality of large metallogenic structures which can be used during small- and medium- scale prognostic evaluation of areas



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

**КОМПЛЕКСНАЯ МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ
МЕТОДИКА ПОИСКОВ И ОЦЕНКИ ЗОЛОТОРУДНЫХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

Методика основана на комплексном исследовании околорудных метасоматических, минералогических и геохимических ореолов, выявляемых как на эндогенном уровне, так и в зоне гипергенеза. При этом достигается значительное повышение достоверности прогнозных оценок за счет суммирования <поисковых вкладов> ряда независимых групп критериев.

Методика включает серию новых разработок. К их числу относятся способы выявления и интерпретации аномалий ряда ионов (NH_4^+ , K^+ , Na^+ , Cl^- и др.) и потенциалов (рН, Eh), выступающих как индикаторы скрытого и глубоко скрытого золотого оруденения. Новыми являются также приемы выведения эндогенных минералогических и околорудных метасоматических ореолов в зону гипергенеза, позволяющие картировать эти ореолы на поверхности при мощности наносов свыше 10 м.

Существенные элементы новизны содержатся в методике математической обработки суммарной минералого-геохимической информации с получением количественных параметров приближения к скрытым золоторудным месторождениям (рудным телам) по латерали и вертикали, оценки типа и масштаба оруденения. Методика позволяет осуществлять следующие виды работ:

- крупномасштабные (1:50 000–1:25 000) поиски в открытых и закрытых районах с прогнозированием скрытых месторождений и рудных тел (непосредственно по поверхности или по малоглубинным скважинам);
- глубинные поиски по данным бурения глубоких скважин с оценкой вновь выявляемых рудопроявлений и прогнозированием "слепых" рудных тел;
- оценка флангов и глубоких горизонтов разведующихся и эксплуатирующихся месторождений.

Адрес: 13545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 315-43-47
Факс: (095) 315-27-01

УДК 553.412(571.56)

НОВЫЙ ТИП СЕРЕБРОСОДЕРЖАЩИХ РУД ВОСТОЧНОГО ВЕРХОЯНЬЯ

А. П. БАБИЧ, В. В. КРЫЛОВА, А. В. ТИХОМИРОВ (ЦНИГРИ)

Изучены условия локализации, парагенезисы и последовательность формирования серебрясодержащих руд одного из месторождений Якутии. Амальгамы серебра представлены твердыми растворами ртути в серебре с концентрацией ртути в минерале от 3 до 40 %.

На одном из рудопроявлений серебра в Якутии авторами обнаружены и изучены минералы из группы амальгам серебра, являющиеся основными минералами — концентраторами полезного компонента руд. Их кристаллизация происходила на протяжении всего процесса рудообразования.

Рудные зоны представлены серией кварц-карбонатных крутопадающих жил с четкими тектоническими контактами, мощность отдельных жил не превышает 0,2—0,5 м. Текстуры руд массивные, вкрапленные в зальбандах жил тонкополосчатые, брекчиевые, брекчиевидные, что свидетельствует о значительной роли тектонических процессов в формировании руд. По результатам структурно-минералогического картирования, анализу соотношений жильных и рудных минералов, текстурно-структурным особенностям руд составлена схема последовательности их кристаллизации (табл. 1).

Как видно из табл. 1, формирование руд происходило в два этапа и три стадии, в составе которых выделены шесть минеральных ассоциаций. В результате предрудных гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород образовалась кварц-гидрослюдисто-пиритовая ассоциация, которая локализуется во вмещающих осадочных породах в виде непротяженных околожильных зоннок мощностью 1—2 см, не поддающихся картированию и представленных парагенезисами кварца с не гидратированными или слабо гидратированными слюдистыми минералами (табл. 2).

Самородное серебро в этой ассоциации установлено в виде проволочек, лентовид-

ных и игольчатых кристаллов, а также в форме комковидных аллотриоморфных минеральных агрегатов (рис. 1). Амальгама серебра представлена овоидными, глобулярными и аллотриоморфными зернами, приуроченными к скоплениям диагенетического пирита в окварцованных алевропесчаниках (рис. 2).

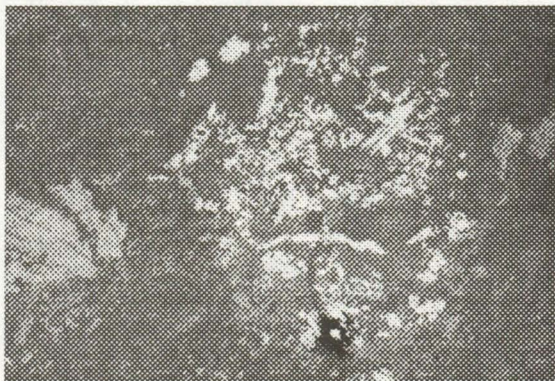


Рис. 1. Проволоковидные и комковидные скопления серебра кварц-гидрослюдисто-пиритовой ассоциации, локализованной в алевропесчаниках (Полированный аншлиф, ув. 260)



Рис. 2. Псевдоморфозы амальгам серебра по овоидам пирита в окварцованных алевропесчаниках (Полированный аншлиф, ув. 260)

1. Схема последовательности процесса рудообразования

Этап	Гипогенный			Гипергенный		
	Метасоматическая	Гидротермальная	Этзогенная	Ассоциация		
Стадия	Кварц-гидрослюдисто-пиритовая	Карбонат-полисульфидная	Кварц-карбонат-сульфоселевая	Сульфатная	Окисная	Карбонатная
Минерал	2	3	4	5	6	7
1	2	3	4	5	6	7
Кварц	-----	---	--- --			
Пирит	--	--	--			
Арсенопирит	-					
Серицит	---					
Гидрослюда	----					
Биотит	-					
Хлорит	-----					
Ортоклаз	--					
Адуляр			--			
Кальцит			- --			---
Доломит	-	-----	--			
Сидерит		-----				
Анкерит		-----				
Олигонит		----				
Кутнагорит		-				
Родохрозит		----				
Галенит		----	--			
Буланжерит		--				
Сфалерит		--	-			
Фрейбергит		-	-			
Пираргирит		-	---			
Полибазит			-----			
Стефанит			- --			
Серебро			-----	-	-	-
Золото					-	
Конгсбергит		-----	--	-	-	-
Аркверит		-----				
Бордозит		-----				
Акантит				-	-	-
Англезит					-	
Госларит					-	
Гематит					-	
Ярозит					--	

Продолжение таблицы

1	2	3	4	5	6	7
Смитсонит						--
Церуссит						-
Платтнерит					-	
Гетит					-	
Плюмбоферрит					-	
Стибиконит					-	
Штернбергит					-	
Кераргирит				-		
Интерметаллиды ртути, сурьмы, серебра				-		
Пироморфит				-		

2. Рентгенометрическая характеристика гидрослюдистых минералов

Номер образца	Характеристика материала жилы	Минералогические константы			Минерал
		$d, b\text{Å}$	$\Delta d, \text{Å}$	l	
1	Окварцованный алевролит	10,05/10,0	0,05	1,5	Не гидратированная гидрослюда
2	Окварцованный милонит	10,05/10,0	0,05	1,5	Не гидратированная гидрослюда
3	Коричневые монокварциты	10,05/9,98	0,07	1,5	Не гидратированная гидрослюда
4	Кварц-карбонатный состав	10,16/10,05	0,11	1,75	Гидратированная гидрослюда
5	Белые монокварциты	10,05/10,0	0,25	1,8	Гидратированная гидрослюда
6	Кварц	10,02/10,2	0,12	1,6	Слабо гидратированная гидрослюда
7	Монокварциты с пиритом	10,02/9,98	0,04		Слабо гидратированная гидрослюда

Следующая по времени основная продуктивная стадия представлена кварц-карбонатными жилами, в составе которых выделены две минеральные ассоциации. В ранней карбонат-полисульфидной ассоциации крупнозернистые сульфиды — галенит, буланжерит и сфалерит (размер зерен 0,5—0,3 мм) ассоциируют с сульфосолями серебра — фрейбергитом, стефанитом, пираргиритом (размер зерен 0,02—0,01 мм) и амальгамами серебра, которые наблюдались в ви-

де интерстициальных и неполнокристаллических минеральных агрегатов (размер зерен 1,5—0,5 мм) с реликтами галенита и пираргирита (рис. 3, 4).

Тектонические процессы, сформировавшие тонкопластинчатые и брекчиевидные текстуры руд, отразились на форме минеральных агрегатов амальгамы. Ковкая и пластичная амальгама серебра в результате пост- и интратрудных деформаций приобретает дендритоподобный и пластинчатый га-



Рис. 3. Амальгама серебра выполняет интерстиции в кварц-карбонатном агрегате (Полированный аншлиф, ув. 90)

битусы с тонкопрожилковой и ленточной формой образований (рис. 5).

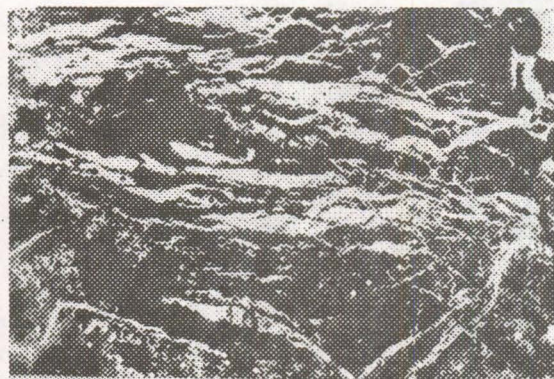


Рис. 5. Пластинчатые формы образования амальгамы в результате пострудных деформаций (Полированный аншлиф, ув. 90)

Основными жильными минералами этой ассоциации являются железо-магнетитово-марганцевые карбонаты, диагностированные фазовым рентгенодифрактометрическим методом (аналитик ст. науч. сотрудник А. И. Алышева) с уточнением химического состава методом лазерного спектрального микроанализа (аналитик ст. науч. сотрудник Н. Г. Кореннова). Результаты этих исследований приведены в табл. 3.

Основным минералом в ряду карбонатов является железистый доломит-анкерит с темно-коричневой окраской и металлическим блеском. Кроме него установлены: сидерит, светло-желтого и коричневого цветов и розоватые — родохрозит, кутнагорит, кальцит. Основные рудные минералы — галенит и амальгамы серебра составляют от 1



Рис. 4. Реликты галенита и пираргирита в амальгаме серебра. (Полированный аншлиф, ув. 260)

до 5 % от объема жильного вещества, доля других рудных минералов — не более 0,1 %.

Кварц-карбонат-сульфосолевая, вторая продуктивная ассоциация, развита в пределах тех же жил в виде тонких непротяженных прожилков и просечек прозрачного кварца в ассоциации с адуляром (микроклин), снежно-белым кальцитом и зеленоватым железистым хлоритом (с Sin A-14,07; I: I: I = 12: 67: 21; Fe — 2,75; Al — 1,75). Наблюдались колломорфные текстуры этих прожилков со скрытокристаллическими структурами минеральных агрегатов. Рудная минерализация представлена тонкой гнездоподобной вкрапленностью галенита, стефанита, пираргирита, полибазита, самородного серебра и его амальгам, размеры перечисленных минералов значительно меньше, чем в ранней продуктивной ассоциации, и составляют 0,01—0,1 мм.

Химический состав рудных минералов этой ассоциации определен на микроанализаторе «КАМЕКА» (аналитики Гурьянов В. Ю., Ботова М. И., Сандомирская С. М.) и приведен в табл. 4. Состав серебряных минералов близок к теоретическому [1], при этом структура, изученная методом дебаеграм, значительных отклонений от эталонов не имеет, что свидетельствует о стехиометричности изученных минералов. Последняя является признаком кристаллизации минерала в равновесных условиях или результатом перестройки структуры кристалла в твердом состоянии с удалением элементов-примесей. Аналогичные процессы диффузии элементов установлены в парагенезисах рудных минералов этой ассоциации и иллюстрируются наличием реак-

3. Фазовый и химический состав карбонатов

Но- мер образ- ца	Характеристика карбоната	Констан- та мине- ралоги- ческая	Концентрация, %				Минерал
			Ca	Mg	Fe	Mn	
1	Желтый до светло-коричневого	2,76	10—15	6—7	12—15	1	Сидерит
2	Белый	2,94	20	6—7	12—15	10	Кутнагорит
3	Темно-коричневый до черного	2,90	20	15	12	0,1	Доломит-анкерит
4	Светло-коричневый	2,78	20	15	10	1—2	Сидерит
5	Желто-медовый	2,76	1	15—20	12—15	3—7	Сидерит
6	Темно-коричневый до черного	2,91	15	12	15—20	3—7	Доломит-анкерит
7	Светло-коричневый	2,78	0,2	2—5	12—15	1—5	Сидерит
8	Желтовато-розовый	2,84	20	15	12—15	3—7	Родохрозит
9	Темно-коричневый	2,80	25	1	17	1—2	Доломит-анкерит
10	Кремово-желтый	2,78	1,2	15—20	12—15	1	Сидерит
11	Снежно-белый	3,029	30	2—0	1	2	Кальцит
12	Светло-желтый	3,037	30	2—5	3—5	1	Кальцит
13	Желтый	2,79	10—15	6—7	12—15	1	Сидерит
14	Коричневый	2,90	25	15	20	3—7	Доломит-анкерит
15	Черный	2,90	20	15—20	12—15	1	Доломит-анкерит
16	Светло-коричневый	2,79	0,2	25	12	3—7	Сидерит
17	Коричневый	2,901	20—25	12—15	12—15	1	Доломит-анкерит

Формула доломита-анкерита для образцов:

9 — $\text{Ca}_{0.51} \text{Fe}_{0.18} \text{Mg}_{0.31}$

14 — $\text{Ca}_{0.46} \text{Fe}_{0.16} \text{Mg}_{0.37} \text{Mn}_{0.04}$

17 — $\text{Ca}_{0.45} \text{Fe}_{0.16} \text{Mg}_{0.36} \text{Mn}_{0.02}$

ционно-диффузионных зон смешанного состава на контакте различных серебряных минералов. Так, на рис. 6 наблюдаем внутреннюю кайму серебро-свинцового состава, образовавшуюся на контакте двух минералов — галенита и стефанита.

Количественная роль первой продуктивной ассоциации в составе руд составляет около 90—97 %.

Процесс гипергенных преобразований серебро-ртутных руд характеризуется развитием сульфатных, карбонатных и окисных парагенезисов, которые выделены в од-

ноименные минеральные ассоциации (см. табл. 1). В каждой из этих ассоциаций наблюдались минералы серебра и ртути, размеры зерен которых не превышают 0,1 мм. Химический состав гипергенных минералов серебра приведен в табл. 4 (см. анализы 11—15 и 19—25), а характер сростания минеральных агрегатов в этой ассоциации иллюстрируется рис. 7—8.

Таким образом, все выделенные и описанные выше ассоциации в качестве полезного компонента содержат минералы серебра, в их ряду преобладают амальгамы сереб-

4. Химический состав серебряных минералов

Номер образ-ца	Минерал	Химический элемент						
		Серебро	Сурьма	Мышьяк	Медь	Железо	Сера	Сумма
1	Пираргирит	60,70	21,45	0,42	0	0	17,65	99,69
2	Пираргирит	59,22	21,63	0,69	0	0	17,63	98,70
3	Пираргирит	59,75	21,90	0,22	0	0	17,60	99,46
4	Фрейбергит	35,30	24,84	0,14	11,94	5,77	21,00	99,90
5	Фрейбергит	36,80	24,37	0,41	11,29	5,68	21,20	99,80
6	Стефанит	68,33	13,99	0,69	0	0	15,26	98,63
7	Стефанит	67,99	15,28	0,70	0	0	16,22	100,19
8	Стефанит	67,82	15,57	0,12	0	0	15,99	99,55
9	Стефанит	67,81	15,22	0,34	0	0	16,44	99,70
10	Стефанит	67,62	15,14	0,30	0	0	16,04	99,70
11	Акантит	83,94	0	0	0	0	13,62	97,63
12	Акантит	86,83	0	0	0	0	12,81	99,64
13	Акантит	86,93	0	0	0	0	12,89	99,72
14	Акантит	85,68	0	0	0	0	12,67	98,45
15	Акантит	85,86	0	0	0	0	12,83	98,69
16	Серебро	99,95	0	0	0	0	0	99,95
17	Серебро	99,55	0,25	0	0	0	0	99,80
18	Серебро	99,40	0,20	0	0	0	0	99,60
19	Полибазит	74,50	7,88	0,26	2,16	0,03	15,41	100,31
20	Серебряный колчедан	46,59	0	0	0	24,62	27,49	98,70
21	Серебряный колчедан	45,71	0	0	0	24,10	27,52	97,33
22	Серебряный колчедан	47,00	0	0	0	24,38	28,38	99,76
		Серебро	Сурьма	Мышьяк	Медь	Ртуть	Сера	Сумма
23	Интерметаллид ртути, серебра, сурьмы	81,70	2,45	0	0,03	13,38	0	97,46
24	Интерметаллид ртути, серебра, сурьмы	83,40	2,01	0	0,01	15,09	0	100,51
25	Интерметаллид ртути, серебра, сурьмы	87,80	1,72	0	0,06	10,09	0	100,67

ра, кристаллизация которых происходила на протяжении всего процесса формирования руд.

Амальгамы серебра относятся к редким минералам, встречаются, как правило, в

виде единичных находок и являются, чаще всего, твердыми растворами ртути в серебре [1, 2, 3]. Исследуемые амальгамы, по данным рентгенометрического анализа, имеют структуру серебра, отличаясь увеличенным

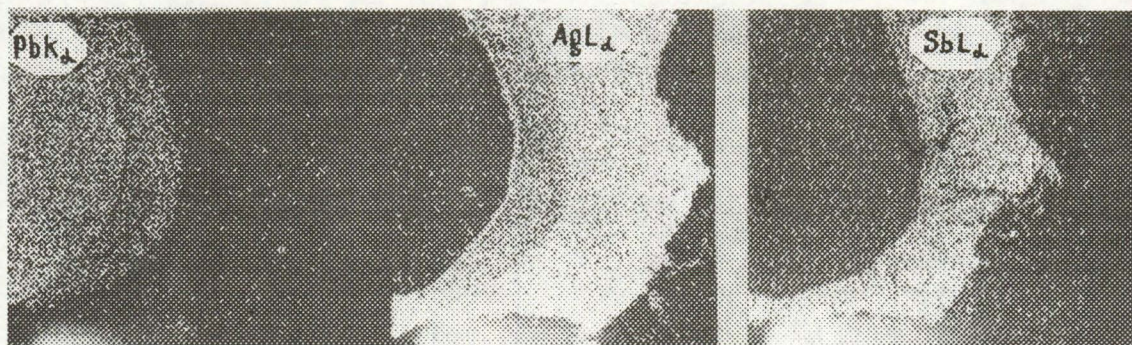


Рис. 6. Диффузионная свинцово-серебряная кайма на контакте галенита и стеванита (Микрозонд, ув. 400)

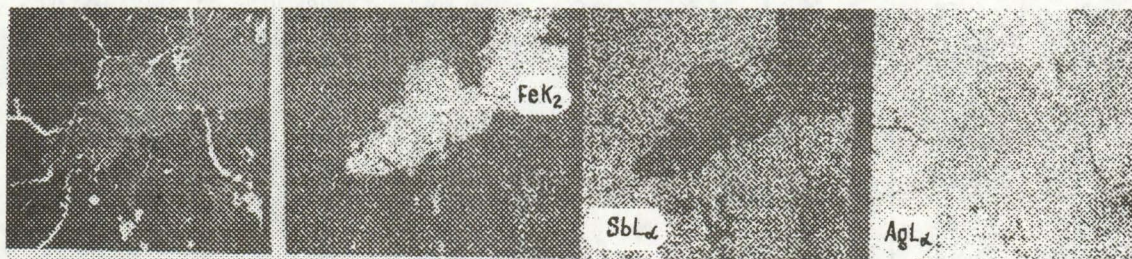


Рис. 7. Замещение стеванита гипергенными минералами из группы серебряных колчеданов (Микрозонд, ув. 400)

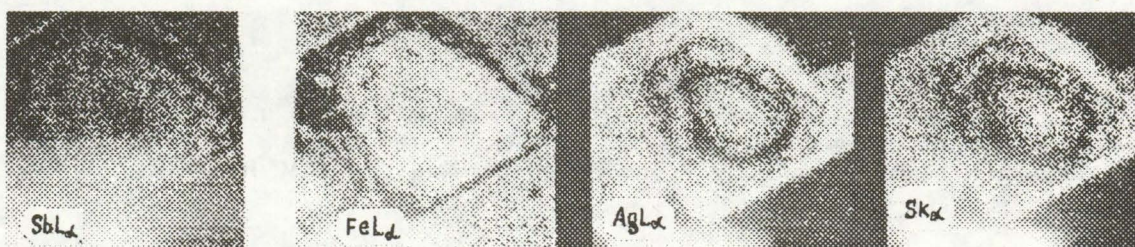


Рис. 8. Псевдоморфозы гипергенного акантита в ассоциации с оксидом железа и сурьмы, из группы стибиконита, по арсенипириту (Микрозонд, ув. 2000)

параметром кубической гранецентрированной решетки (в результате вхождения ртути) и на данной стадии изучения также отнесены к твердым растворам. Химический состав амальгам представлен в табл. 5 и характеризуется колебаниями концентраций ртути и серебра. Как видно из таблицы, в гипогенных амальгамах (анализы 1—7) присутствуют примеси висмута, сурьмы и теллура, а в преобразованных в зоне гипергенеза (анализы 8—14) примесей нет и установлены мелкие включения самородного золота (анализ 8) и серебра (анализ 9).

Проведенное изучение минерального состава нового типа серебряных руд показало, что промышленная значимость их определяется суммарным количеством продуктивных гипогенных и гипергенных ассоциаций.

Впервые в мире изучен объект с серебрянортутным минеральным типом оруденения, в котором основным полезным компонентом являются амальгамы серебра, входящие в состав гипогенных и гипергенных ассоциаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амосов Р. А., Крылова В. В., Щегольков Ю. В. Уникальная находка амальгам серебра в Восточном Верхоянье.
2. Крылова В. В., Сандомирская С. М., Чувикина Н. Г. Олово, свинец и интерметаллические соединения в

5. Химический состав амальгам серебра

Номер анализа	Золото	Серебро	Ртуть	Медь	Висмут	Сурьма	Теллур	Сумма
1	0,39	99,23	0	0	0	0	0,03	99,65
2	0,50	95,75	0	0	0	0	0,08	95,08
3	0,50	95,75	2,93	0	0	0	0,05	99,23
4	0,75	84,63	13,01	0	0	0	0	98,39
5	0,75	82,75	15,92	0	0,63	0,30	0	100,35
6	0,76	73,86	23,74	0	1,06	0,07	0	99,49
7	0,73	72,56	25,56	0	0,89	0,29	0	100,03
8	87,50	9,43	0	0,37	0	0	0	97,8
9	0,39	98,98	0	0	0	0	0	99,36
10	0,52	93,96	5,04	0	0	0	0	99,52
11	0,50	87,50	9,87	0	0	0	0	97,87
12	0,82	82,00	14,08	0	0	0	0	97,40
13	0,88	88,00	18,61	0	0	0	0	98,45
14	0,75	76,50	21,03	0	0	0	0	98,28

рудах месторождений золото-серебряной формации // Тр. ЦНИГРИ. 1979. Вып. 142. С. 22—28.

3. Кудряшова В. И., Рождественская И. В. Новые

минералы / Зап. ВМО. Ч. СХУ111. Вып. 4. 1989, 91с.

4. Минералы. Т. 1. — М.: Изд-во АН СССР, 1962, 460с.

Babich A. P., Krylova V. V., Tikhomirov A. V.

NEW TYPE OF SILVER-BEARING ORES OF EASTERN VERKHUYANSK REGION

The conditions of localization, parageneses, and the sequence of forming silver-bearing ores of one of the deposits in Yakut Republic have been investigated. The silveramalgams are represented by solid solutions of mercury in silver, the concentration of the mercury in the mineral is from 3 to 40 %

УДК 553.435:552.12 (470.55/57)

РУДОВМЕЩАЮЩИЕ ФАЦИИ ВУЛКАНИТОВ НА НОВОУЧАЛИНСКОМ МЕСТОРОЖДЕНИИ ЮЖНОГО УРАЛА

А. Г. КУЗНЕЦОВ (ЦНИГРИ)

Исследования зернистости близрудных вулканомиктовых фаций, их текстурных особенностей и распределения мощностей в пределах рудовмещающей структуры Новоучалинского месторождения позволили автору сделать заключение о генезисе руд и особенностях их последующих диагенетических преобразований.

В колчеданосных районах Урала, в частности, на Сибайском, Гайском, Узельгинском рудных полях и Учалинском месторождении при расчленении продуктивных вулканогенных толщ широко применяется метод фациального анализа [7, 8, 9, 11].

В настоящей статье на примере Новоучалинского колчеданного месторождения показано, что изучение состава и текстурно-структурных особенностей туфов и руд позволяет реконструировать условия формирования рудного тела и вмещающих его пород. Используются данные по ряду глубоких скважин, характеризующих различные участки рудного тела и подстилающих его пород по простиранию и в вертикальном разрезе.

Новоучалинское месторождение является частью Учалинского рудного поля и относится к учалинско-сибайскому типу, геологическая позиция которого определяется приуроченностью к внутренней зоне палеоостровной дуги, представленной грядами подводных палеовулканов, сложенных породами контрастной риолит-базальтовой формации натровой серии [3]. Колчеданное оруденение ассоциируется с кислыми вулканитами, развитыми в небольших объемах (3—10%) среди базальтоидов. Палеореконструкции, выполненные Е. П. Ширавом и В. С. Требухиным показывают, что это месторождение расположено к югу от ядра экстрезивного купола риодацитов в палеовпадине. Севернее палеовпадины на склоне палеовулкана на том же рудоносном уровне находится Учалинское месторождение. По данным ряда исследователей (М. Б. Борода-

евской, А. Г. Злотника-Хоткевича, П. И. Пирожка, А. В. Чадченко, Е. П. Ширая и др.), оно образовалось вулканогенно-осадочным способом в вулканической депрессии над рудоподводящим каналом. В пределах залежи широко распространены различные типы обломочных руд.

Колчеданная залежь Новоучалинского месторождения, в отличие от Учалинского, сложена массивными афанитовыми, комковатыми и полосчатыми рудами. Рудное тело на всем протяжении подстилается вулканокластическими породами кислого состава и содержит прослойки мелкообломочных туфогенных пород. Эти прослойки концентрируются в основном у подошвы и на выклинках рудного тела. Руды перекрыты мощной толщей подушечных лав афировых базальтов субмаринного происхождения, переслаивающихся с гиадокластитами и фтанитами (рис. 1).

Изучение подрудных и рудовмещающих туфов риодацитов позволило по ряду признаков (гранулометрический состав, степень окатанности обломков и выраженности слоистости, вещественный состав и характер взаимоотношений компонентов) выделить четыре их разновидности: массивные грубообломочные с градационной текстурой, параллельно-слоистые грубообломочные, псаммитовые и мелкозернистые. В вертикальном разрезе массивные туфы располагаются в основании подрудной толщи. Их последовательно перекрывают параллельно-слоистые грубообломочные и псаммитовые туфы. Мелкозернистые туфы в виде тонких прослоев заключены внутри рудного тела.

Массивные грубообломочные туфы обладают градационной текстурой и плотной

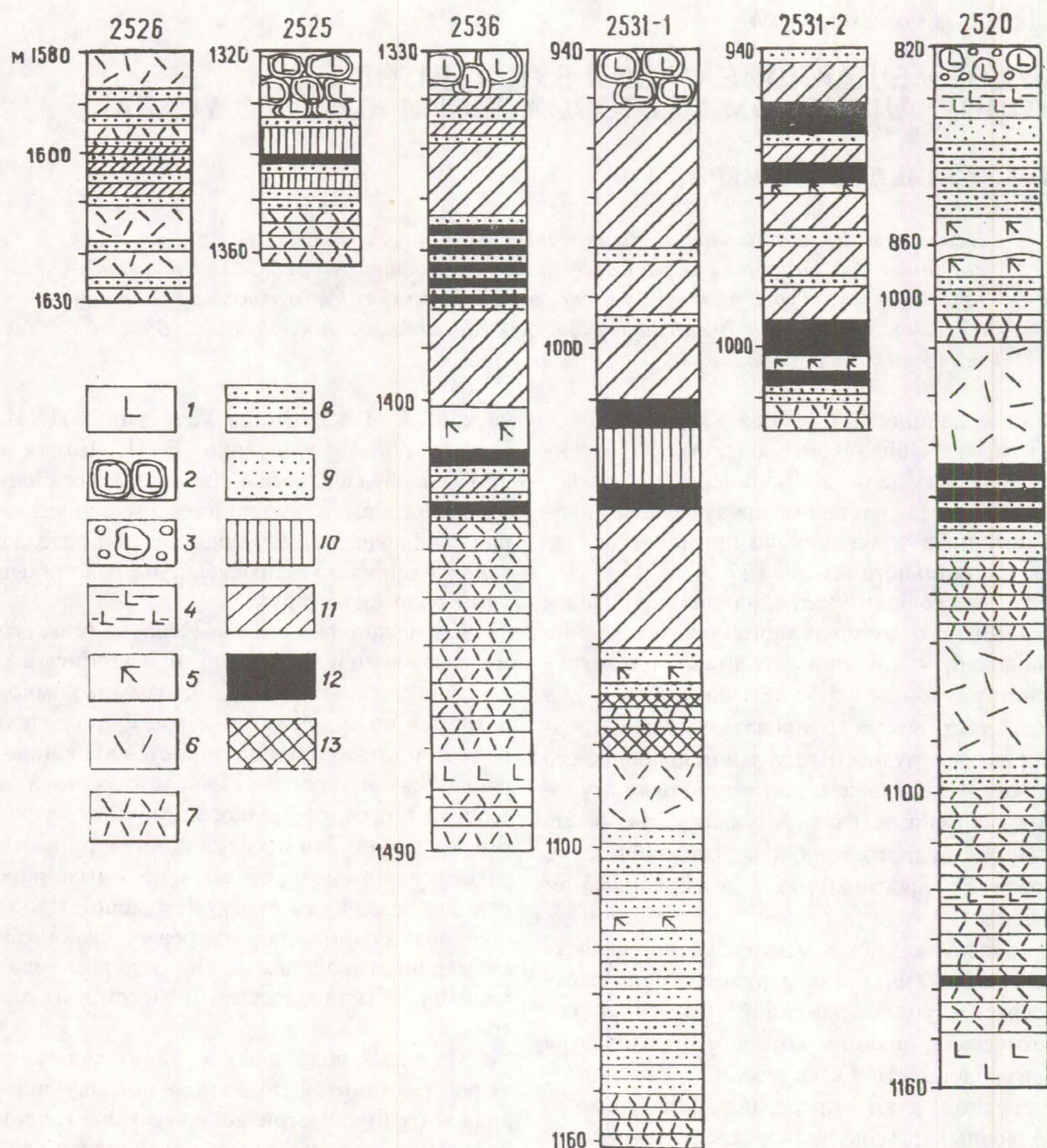


Рис. 1. Разрезы рудовмещающей туфогенной толщи различных участков Новоучалинского месторождения:

1 — лавы мелкоплагиопорфировых базальтов; 2 — лавы шаровые миндалекаменные с гиалоклатитовым заполнением интерстиций; 3 — туфы плагиопорфировых базальтов литокристаллокластические разнообломочные; 4 — тонкослоистые контуриты, состоящие из вулканического стекла основного состава; 5 — дайки микродиабазов; 6—9 — туфы риодацитов: 6 — массивный градационный, 7 — параллельно-слоистый грубообломочный, 8 — параллельно-слоистый псаммитовый, 9 — параллельно-слоистый мелкообломочный; 10 — афанитовые медноколчеданные руды; 11 — волнисто- и извилисто-полосчатые медно-цинковые руды; 12 — обломочно-полосчатые медно-цинковые руды; 13 — хлоритолиты и серицитолиты с рассеянной вкрапленностью мелкокристаллического пирита

почти бесцементной упаковкой обломков (мощность по керну 5—20 м). Обломки и лапилли остроугольные или полуокатанные. Аксессуары представлены обломками базальтов и рудокластами. Связующая масса состоит из осколков хлоритизи-

рованного вулканического стекла, шлака и кристаллов плагиоклазов. В силу плохой сортировки материала (размер обломков 1—65 мм) слоистость в грубообломочных разностях отсутствует, а в мелкообломочных она неясно выражена. Вверх по разрезу

наблюдается уменьшение размера обломков от гальки до крупного песка с гравием. Контакт массивных туфов с подстилающими мелкозернистыми слоистыми туфами представлен зоной сильного перемешивания и волочения обломочного материала со следами срезания слоев.

Туфы второй разновидности параллельно-слоистые (мощность 50—70 м). Размер их обломков колеблется от 1 до 34 мм, причем около половины объема породы составляют свежие или полуокатанные зерна плагиоклазов и пироксенов песчаного размера. В нижних горизонтах слоистость обычно неясная, в верхних — более отчетливая. Здесь наблюдается чередование параллельно-слоистых гравийно-галечных и волнисто-, извилисто-слоистых гравийно-песчаных прослоев. Мощность прослоев не превышает первых метров.

Туфы третьей разновидности псаммитовые с хорошо выраженной параллельной слоистостью (мощность 2—3 м). Среди обломков преобладают мелкие лапилли (2—2,5 мм) и остроугольные зерна плагиоклазов (0,5—3 мм). Цемент серицит-хлоритовый. Лапилли и литокластический материал слагают тонкие часто чередующиеся прослои, мощность которых составляет первые миллиметры.

Туфы четвертой разновидности наиболее мелкозернистые параллельно-слоистые. Для них характерно чередование тонких песчано-алевролитовых и алевро-пелитовых прослоев, состоящих из темноцветной кристаллокластики в зеленовато-серой хлорит-серицитовой массе. Кристаллы плагиоклазов и пироксенов имеют хорошо сохранившиеся грани или свежие сколы и лишены следов окатывания. Туфы этой разновидности встречаются в виде маломощных прослоев (0,5—2 м), разделяющих рудную толщу, а размер их обломков постепенно уменьшается вверх по разрезу. Контакт туфа с подстилающей его рудой обычно волнистый (рис. 2,а). Тонкие слои вулканокластического материала плавно облекают небольшие неровности на поверхности руды. Контакт туфов с перекрывающей их рудой в подавляющем большинстве случаев извилистый, перистый, с многочисленными карманами и петлевидными изгибами слоев, за-

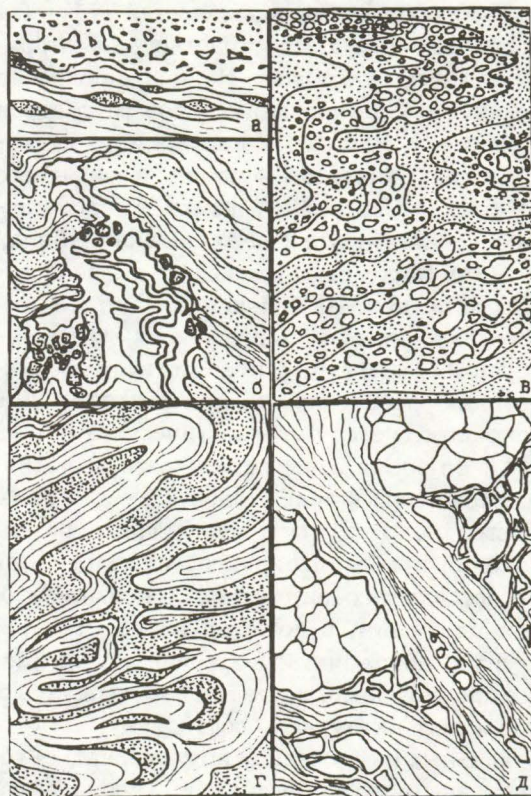


Рис. 2. Текстуры туфов и руд Новоучалинского месторождения:

а — волнистый контакт параллельно-слоистого мелкообломочного туфа с подстилающей его линзовидно-полосчатой медно-цинковой рудой, $\times 14$, скв. 2536 (1383,3 м); б — оползневый извилистый контакт мелкообломочного туфа с перекрывающей его извилисто-полосчатой медно-цинковой рудой (руда на контакте сильно раздроблена, полосчатость прервана образованием кармана), $\times 4$, скв. 2531-2 (986 м); в — параллельно-слоистый псаммитовый туф со следами оплывания, $\times 4$, скв. 2531-1 (1125 м); г — извилисто-полосчатая медно-цинковая руда со следами оплывания, $\times 2$, скв. 2531-2 (965,5 м); д — полосчато-брекчиевая медно-цинковая руда (пирит-халькопиритовые обломки в пирит-халькопиритовом цементе), $\times 2$, скв. 2531-2 (996 м)

полненными рудокластами размером 0,5—3,5 мм (рис. 2,б).

Как отмечалось выше, в размещении разновидностей туфов по вертикали и относительно рудной толщи наблюдается определенная зависимость, выражающаяся в уменьшении вверх по разрезу размера обломков, лучшей их сортировке, увеличении относительного содержания цемента и появлении слоистости. При этом наиболее мелкозернистые туфы переслаиваются с горизонтами колчеданных руд.

Подобная вертикальная последователь-

ность текстурных разновидностей туфов (за исключением руд) описана многими авторами для разрезов Урала. Наиболее подробно механизм формирования туфов рассмотрен в работе Э. Ямады [12] на примере вулканических формаций Японии и западного побережья Северной Америки. По его мнению, субаквальные извержения на глубинах до 500 м порождают подводные пирокластические потоки. На больших глубинах высокое давление воды задерживает выделение паров из магмы, что препятствует возникновению взрывчатости и, в конечном счете, пирокластического потока [14]. Во время извержения частицы поднимаются вверх в виде столба и, оседая вниз, быстро охлаждаются в водной среде. Возникающий при этом пирокластический поток представляет собой течение суспензии высокой плотности, в которую непрерывно поступает обломочный материал. Медленное осаждение частиц через водную толщу обуславливает их лучшую сортировку при субаквальных извержениях по сравнению с субаэральными и, как результат, хорошо выраженную текстурную неоднородность по площади и в вертикальном разрезе. Последовательность фаций туфов имеет много общего с циклитом турбидита. В связи с этим Д. Р. Лоу [13] считает, что механизм движения и отложения материала подводным пирокластическим потоком близок к таковому турбидного потока высокой плотности.

Принимая во внимание мнение указанных исследователей, общую картину формирования туфогенной толщи лежачего бока Новоучалинской залежи можно представить следующим образом. Извержения подводного вулкана, на склоне которого локализовано рудное тело, носили взрывчатый характер и сопровождалась образованием подводных пирокластических потоков. О субаквальной природе этих потоков свидетельствует отчетливая вертикальная смена текстурных разновидностей туфов. Отложение массивных градационных, параллельно-слоистых грубообломочных и псаммитовых туфов происходило в момент извержения и вскоре после него. Аксессуарные компоненты базального горизонта вышеописанной последовательности были захвачены движущимся потоком при пересечении им покро-

вов базальтов и расположенного выше по склону вулкана Учалинского рудного холма. Прослой мелкозернистых параллельно-слоистых туфов встречаются внутри рудного тела. Колчеданные руды ассоциируются именно с этой разновидностью туфов и, по-видимому, были сформированы в период осаждения наиболее мелкообломочной вулканокластики, завершившей вулканическое извержение. Таким образом, совокупность массивных градационных, параллельно-слоистых грубообломочных, псаммитовых и мелкозернистых туфов является частью одной фазы вулканизма.

В масштабах всей туфогенной толщи, включающей в себя подрудные и заключенные внутри руд туфы риодацитов, отложения пирокластических потоков, многократно повторяясь в вертикальном разрезе, отражают прерывисто-пульсационный характер поступления вулканогенного материала в акваторию во время одной фазы вулканизма, что подчеркивали М. Б. Бородаевская и А. И. Кривцов при рассмотрении общих вопросов рудообразования [2].

Рассматривая пространственные взаимоотношения руд и туфогенных пород, обратим внимание на их близсинхронное отложение. При этом мы полагаем, что локализация рудного тела в виде протяженного интервала сплошных руд определяется сильным снижением интенсивности поступления вулканического материала. В этот период в центральной части Новоучалинской палеовпадины интенсивность накопления руд явно превышала интенсивность накопления вулканокластики. В то же время на флангах, где наблюдается частое переслаивание туфогенных пород и руд, накопление руд и вулканокластики происходило примерно с одинаковой интенсивностью.

В южной, фланговой части месторождения текстуры грубообломочных и псаммитовых туфов несут на себе отпечаток постседиментационного перемещения осадков. Характерная здесь волнистая и извилистая слоистость, по-видимому, обусловлена оплыванием неравномерно обводненных рыхлых толщ, сложенных чередующимися прослоями крупно- и мелкозернистой вулканокластики (рис. 2, в). Как известно, при диагенетическом уплотнении осадков наиболее обводненными оказываются крупно-

зернистые прослои, выполняющие роль поверхностей скольжения. В зависимости от частоты встречаемости этих прослоев по ним соскальзывают либо отдельные пластины, либо оплывают целые толщи. На Новоучалинском месторождении оплыванию подверглись горизонты мощностью в первые десятки метров.

Заключенные внутри туфогенной толщи руды также достаточно разнообразны. Данные изученных пересечений позволяют разделить их по текстурным особенностям на три типа: полосчатые, комковатые и однородные афанитовые. Наиболее часто встречающиеся из них, полосчатые, представлены частым чередованием тонких (1—5 мм) полос сфалерит-пиритового и халькопирит-пиритового составов. Характер полосчатости меняется от параллельной до волнистой и извилистой (рис. 2,з). Наряду с полосчатыми рудами, изредка встречаются горизонты обломочно-полосчатых руд, в которых крупные (3—5 см), подверженные синерезисной трещиноватости обломки халькопирит-пиритовой руды обволакиваются тонкослойчатым сфалерит-пиритовым цементом (рис. 2,д). Это свидетельствует о дезинтеграции отдельных слоев *in situ* и захоронении их обломков рудным осадком. В ряде случаев в роли обломков выступают мелкие комки халькопирит-пиритовых афанитовых руд (см. рис. 2,а). По сравнению с первыми двумя типами пиритовые руды с реликтовой афанитовой и комковатой текстурами встречаются сравнительно редко и, как правило, слагают отдельные маломощные горизонты (2—11 м) в толщах полосчатых руд. В целом рудное вещество отличается мелкозернистостью и, по мнению А. Г. Злотника-Хоткевича, не претерпело сильной перекристаллизации.

Особого внимания заслуживает рассмотрение прослоя руд (пластины), заключенного между двумя прослоями туфов. От подошвы пластины к кровле различные типы руд распределяются следующим образом. Поверхность мелкозернистого туфа с многочисленными рудокластами перекрывают извилисто-полосчатые руды мощностью 0,2—0,7 м. Выше располагается горизонт извилисто-полосчатых руд с завихрениями и перистыми разрывами слоев (мощность по керну 0,1—0,3 м), вновь переходящий в горизонт

извилисто-полосчатых (0,3—0,5 м) и волнисто-полосчатых руд. В верхней части толщи волнисто-полосчатых руд заключены горизонты обломочно-полосчатых и афанитовых руд. Подобная совокупность текстурных типов руд в пределах одной пластины могла возникнуть благодаря сочетанию процессов оползания пластины в целом и оплывания рудного вещества внутри нее.

Касаясь вопроса о возможных путях формирования рудного тела, следует в первую очередь отметить выдержанность размеров зерен рудного вещества в пределах одного горизонта, простирающегося на расстояние нескольких сотен метров. Это явление может в определенной степени свидетельствовать об однородности условий рудонакопления, а также о том, что рудный осадок не претерпел существенных последующих преобразований. Контакты руд и туфов в сочетании с текстурно-структурными особенностями самих руд указывают на скольжение пластин рудного вещества. При этом поверхностями скольжения, как правило, служили прослои мелкозернистой стекловатой вулканокластики. Иными словами, рудная толща представляла собой чередование осадков с различным объемным весом (более тяжелых рудных и легких пирокластических) и в процессе становления, по-видимому, обладала гравитационной неустойчивостью, в результате чего в определенный момент (например, после сейсмического толчка или накопления критической массы) могла прийти в движение [6].

Происхождение полосчатых и экзотических обломочно-полосчатых текстур руд связано, вероятно, с дифференциацией течения [4]. Не исключено, что зерна разного размера, изначально равномерно распределенные в мелкообломочной массе, при холоднопластическом течении рудного вещества перемещались и сосредоточивались в виде полос. Отражением ламинарного характера течения является вертикальная текстурная зональность руд, рассмотренная выше. Движение пластичных, неконсолидированных, но довольно тяжелых рудных масс по склону, возможно, начиналось вследствие сейсмических толчков, вызывавших тиксотропное разжижение осадка [5]. При этом крупные обломки были автохтонными и на большое расстояние не перемещались.

Судя по тому, что интенсивность накопления рудного вещества в центральной части залежи была максимальной, а для руд характерны в основном мелкообломочные текстуры, логично предположить существование местного источника рудного вещества. В пользу этого свидетельствует и значительная удаленность Новоучалинского рудного тела от Учалинского рудного холма. Однако хорошо выраженных рудоподводящих каналов пока не выявлено. Частое чередование в разрезе различных текстурных типов руд, наличие следов их перемещения и присутствие прослоев вулканокластики свидетельствует об импульсивном характере поступления рудного вещества. Поскольку процесс рудоотложения сопровождался осаждением вулканокластики, скорость рудонакопления, хотя и была подвержена колебаниям, в целом в данной обстановке сопоставима со скоростью осаждения вулканических частиц песчано-алевритового размера.

Текстуры руд и туфов во многом проявляют сходство, выраженное в широком распространении тонкослоистых мелкозернистых разностей. Слоистость редко остается параллельной и обычно в той или иной степени искажена процессами холоднопластического перемещения осадочных масс. Эти общие особенности текстур пирокластических и рудных отложений свидетельствуют о единстве происхождения и позволяют выделить два этапа их формирования. На первом этапе гравитационными потоками при активном участии воды, способствовавшей сортировке обломочного материала, отлагались рыхлые неоднородные слоистые осадки. На втором этапе существенную роль играли межгранулярные воды. Под воздействием сейсмических толчков неравномерно обводненное неоднородное осадочное тело разжижалось и оплывало, обретая при этом новые особенности сложения, выраженные в текстурах заволакивания, оплывания, разрыва слоев и т. д.

В целом сравнение Новоучалинской рудной залежи с расположенной севернее на том же рудоносном уровне Учалинской залежью позволяет выявить ряд существенных отличий между ними. Так, Учалинское рудное тело характеризуется наличием рудоподводящего канала, выраженного зоной серицит-кварцевых пород и серицитолитов со

штокверком существенно пиритовых руд. Центральную часть Учалинского рудного тела слагают массивные руды с синерезисной трещиноватостью. По периферии широко распространены брекчиевые и слоистые песчаные руды, образовавшиеся в результате подводного разрушения рудной постройки [7, 8, 9]. Для флангов также характерны прослой гематит-кремнистых и туфопесчаных пород [1]. Туфогенноосадочные породы и туфы внутри рудного тела присутствуют в небольших количествах.

Под Новоучалинским рудным телом рудоподводящего канала не обнаружено. Слагающие его руды отличаются выдержанностью текстур и однородностью на большом протяжении по простиранию. Здесь преобладают полосчатые и бестектурные разности, образующие мощные оползневые пластины, отделенные одна от другой прослоями мелкообломочных туфов. Латеральная зональность в распределении текстур внутри пластин отсутствует.

Формирование этой рудной залежи, по видимому, происходило в замкнутой палеовпадине с местным источником рудного вещества. Учитывая значительные размеры Новоучалинского рудного тела и относительную однородность руд в его пределах, можно предположить, что либо рудное вещество изливалось на дно по протяженной трещине, пересекавшей большую часть палеовпадины, либо источников было несколько и они равномерно размещались по площади палеовпадины. Однако для однозначного ответа на этот вопрос необходимы дополнительные исследования.

Таким образом, в результате исследований на Новоучалинском месторождении установлено, что:

- рудоподстилающие вулканокластические породы являются отложениями подводных пирокластических потоков;
- при приближении к подошве рудного тела наблюдается уменьшение зернистости туфогенного материала и смена конгломератов и гравийных разностей песчанистыми и алевритистыми;
- внутри рудного тела развиты преимущественно алевритистые разности туфов, концентрирующиеся главным образом у лежачего бока и на флангах;

- в формировании текстур руд и окружающих пород большую роль играли гравитационные процессы (оползание, оплывание), наиболее проявленные во фланговых частях;
- текстурно-структурные особенности руд позволяют предположить наличие местного источника рудного вещества.

Автор выражает искреннюю благодарность и признательность В. С. Требухину и Е. П. Шираю за большую помощь в сборе материала и ценные советы в ходе работы над рукописью.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Бородаевская М. Б., Злотник-Хоткевич А. Г., Пирожок П. И. и др. Условия локализации и формирования колчеданных руд на примере Учалинского месторождения // Сов. геология 1984. № 3. С. 25—35.
2. Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. Последовательность минералообразования и рудная зональность на колчеданных месторождениях. Вопросы генезиса эндогенной зональности колчеданных месторождений. // Тр. ЦНИГРИ. 1979. Вып. 148. С. 3—11.
3. Бородаевская М. Б., Требухин В. С., Ширай Е. П. и др. Палеовулканические структуры колчеданных полей Урала // Геология рудных месторождений. 1984. № 4. С. 44—53.
4. Жабин А. Г. Синезис и дифференциация течения в магматических расплавах // Записки Всес. минер. общ-ва. 1971. Сер. II. Ч. 100. Вып. 5. С. 578—589.
5. Жабин А. Г. Особенности рудных тел гидротермально-осадочной фации рудоотложения // Геология рудных месторождений. 1977. № 1. С. 51—69.
6. Жабин А. Г. Скорость литификации сульфидных вулканогенно-осадочных руд и возникновение рудокластов // Бюлл. МОИП. Отд. геол. 1978. № 4. С. 118—129.
7. Злотник-Хоткевич А. Г., Кузнецов А. Г., Пирожок П. И. Геологические особенности слоистых руд Учалинского месторождения // Продукты разрушения гидротермальных построек в колчеданосных районах. Свердловск. 1991. С. 56-62.
8. Пирожок П. И., Злотник-Хоткевич А. Г. Новые данные о генезисе Учалинского колчеданного месторождения // Докл. АН СССР. 1978. Т. 242. № 2. С. 390—393.
9. Рудницкий В. П., Путинцева Е. В. Тектурная зональность руд Учалинского медноколчеданного месторождения // Докл. АН СССР. 1978. Т. 302. № 2. С. 403—406.
10. Требухин В. С. Новые данные о строении и развитии палеовулканической структуры Гайского рудного поля // Тез. докл. VI Всес. палеовулк. симп. УНЦ АН СССР. 1983. С. 27.
11. Чадченко А. В. К вопросу о палеовулканических условиях локализации Учалинского медноколчеданного месторождения // Тез. докл. V чтений памяти акад. А. Н. Заварицкого. Уфа. 1982. С. 174.
12. Ямада Э. Подводные пирокластические потоки: развитие и отложение // Геология окраинных бассейнов. Пер. с англ. — М.: Мир. 1987. С. 52—64.
13. Lowe D. R. Sediment gravity flows. II. Deposition models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents // J. sediment. Petrol. 1982. V. 52. P. 279—297.
14. Mc Birney A. R. Factors governing the nature of submarine volcanism // Bull. Volcanol. 1963. V. 26. P. 455—469.

Kuznetsov A. G.

ORE-HOSTING FACIES OF VOLCANICS AT THE HOVOUCHALINSKOYE DEPOSIT, SOUTHERN URALS

Investigation of ore-bearing tuffs of Novouchalinskoye sulphide ore deposition showed that they are the depositions of submarine pyroclastic flows. General textural and structural features of tuffs and ores were formed by postdeposition slip of non-consolidated sediments. Based on ores features the local ore vent is proposed.

УДК 553.411 (571.54)

ЗОЛОТОРУДНОЕ МЕСТОРОЖДЕНИЕ ЗУН-ХОЛБА (БУРЯТИЯ)

А. В. БРАЖНИК (ЦНИГРИ)

Рассмотрено геологическое строение золоторудного месторождения Зун-Холба, являющегося представителем золото-сульфидно-кварцевых месторождений зон рудовмещающих дислокаций. Приведена характеристика состава, морфологических черт, особенностей пространственного распределения и условий формирования продуктивных минеральных комплексов. Показано, что оруденение месторождения служит примером унаследованного многократного наложения сходных по составу минеральных комплексов в пределах одной рудолокализирующей структуры в процессе развития вязкопластичных складчато-разрывных дислокаций.

Золоторудное месторождение Зун-Холба было открыто А. Г. Лакиным и О. Ф. Горнаковым в 1955 г. при поисковых работах масштаба 1:50000 вокруг Пионерского золоторудного месторождения. За 37 лет изучения был собран огромный фактический материал по структуре, условиям локализации оруденения и вещественному составу руд. Наряду с планомерными исследованиями, проводимыми Окинской ГРЭ ПГО «Бурятгеология», здесь в разное время работали специалисты ЗабКНИИ, ГИН БФ СО АН СССР, Восточно-Сибирского геологического института, Воронежского, Московского, Львовского государственных университетов, ВостСибСНИИГИМСа, ИЗК, ИГиГ СО АН СССР, Томского политехнического института, ЦНИГРИ и других организаций. Большая заслуга в изучении месторождения на начальном этапе принадлежит В. А. Глобе, Е. И. Громовой, В. А. Ананину, В. В. Левицкому, Г. А. Феофилактону и др. В последующие годы (1976—1992) изучение месторождения проводилось наряду со второй очередью разведки силами Зун-Холбинской ГРП Окинской ГРЭ под руководством П. А. Рошкетая. В этот период интересные материалы по минералогии и технологическим свойствам руд были получены И. Д. Чацкисом, Н. В. Тулиновой, В. Я. Кулигиным, В. И. Красниковым и др..

Приведенные в статье новые данные, полученные автором в 1990—1991 гг., позволяют существенно уточнить и дополнить

известные сведения по вопросам геологической структуры и особенностям вещественного состава рудных тел месторождения.

Месторождение Зун-Холба находится на западе республики Бурятия, в междуречье рек Урика, Китоя и Оки. Оно расположено в северо-восточной части Гарганской глыбы, представляющей собой выход на поверхность архей-протерозойского кристаллического фундамента, обрамленный поясами пород офиолитовой ассоциации. Здесь плетроплагиогнейсограниты основания, перекрытые рифей-вендскими карбонатными и песчано-сланцевыми отложениями чехла палеомикроконтинента, прорваны гранитоидами ордовик-силурийского возраста, знаменующими начальные этапы раннепалеозойской активизации района.

Месторождение локализуется в седловидной линейно-вытянутой перемычке северо-западного простирания, разделяющей два палеозойских купольно-блоковых поднятия. Главным структурным элементом является линейная крутопадающая зона смятия и разрывных дислокаций, представленная системой сближенных синусоидальных в плане и разрезе кулисообразных разрывных нарушений. Последние проявлены в виде зон катаклаза и рассланцевания, сопровождаемых гидротермально-метасоматическими изменениями и продуктивной минерализацией. Длина структуры достигает 30 км при ширине до 9—10 км. В северо-западном и юго-восточном направлении она фрагментарно прослеживается под перекрывающими ее, смятыми в пологие брахиск-

ладки карбонатно-терригенными отложениями чехла глыбы.

Значительную часть этой структуры выполняют измененные породы осадочного и, возможно, вулканогенно-осадочного комплексов. Они представлены известняками, доломитами, углеродистыми сланцами, существенно хлоритовыми сланцами по породам основного-среднего состава, возможно, метаэффузивам, березитизированными обломочными породами предположительно осадочного генезиса. Разведочными выработками и скважинами эта субвертикально стоящая пачка пород прослежена более чем на 800 м без какой-либо тенденции к выклиниванию.

Северо-восточная ее часть находится в зоне экзоконтакта массива диоритов, гранодиоритов, юго-западная граничит с блоком плероплагногнейсов основания. Все породы прорваны дайками и малыми телами лейкогранитов поздней фазы гранитоидного комплекса.

Подвергшиеся динамометаморфизму осадочные и вулканогенно-осадочные породы опущены на глубину по зоне разрывных нарушений в наиболее узкой части перемычки, ширина которой в этом месте составляет 100—300 м. Роль жестких упоров, контролирующих эту структуру, принадлежит плероплагногнейсам и гранитоидам купольно-блоковых поднятий (рис. 1).

Образование этой структуры связано с многократными левосторонними взброс-сдвигами, происшедшими после внедрения основной массы гранитоидов [14]. Подобные вертикально или субвертикально залегающие пачки осадочных пород, зажатые в крупных разломах среди метаморфических и магматических образований, многократно описывались в геологической литературе [4, 7, 8, 11, 12] и получили название «прокладок» [7] или «пакетов» [12].

Среди наиболее важных особенностей структуры следует отметить ее линзовидно-блоковое строение, проявленное в том, что будинообразные блоки жестких пород как осадочного, так и магматического генезиса обтекаются зонами рассланцевания и милонитизации. Характер деформаций изменяется по вертикали месторождения. На верхних его горизонтах преобладают деформации продольного изгиба слоистых толщ и

хрупкого дробления пород, на нижних — изоклинально-складчатое смятие слоистых толщ и пластическое течение бластомилонитов и сланцеватых тектонитов. Эти различия отражают неоднородный характер деформаций в кинематически единой зоне глубинного разлома и во многом определяют морфологию типов руд в разрезе месторождения.

Длительная активность и повышенная проницаемость зоны разрывных дислокаций обусловили приуроченность к ней даек различного состава, а также разновозрастных и разнотипных гидротермальных образований: пропилитизированных, березитизированных и окварцованных пород, березитов, лиственитов, кварцевых, кварц-карбонатных жил и зон прожилкования, а также различных проявлений сульфидной минерализации. Таким образом, минерализованная тектоническая зона, представляющая собой рудное поле, обладает всеми признаками зоны рудовмещающих дислокаций (ЗРД), по В. М. Яновскому [15], т. е.:

- сочетанием складчатых, блоковых и разрывных дислокационных элементов высоких порядков в терригенном этаже;

- контролирующей ролью по отношению к предрудным магматическим образованиям (малые тела лейкоплагногранитов поздней фазы холбинского гранитоидного комплекса);

- присутствием метасоматитов и рудных тел, связанных в структурном отношении с зоной.

Участки региональных пропилит-березитоидных изменений слабой интенсивности подчеркнуты геохимическими ореолами золота, серебра, свинца, цинка, меди и совокупностью геофизических аномалий. ЗРД и совпадающая с ней минерализованная зона не имеют четких ограничений вкрест простирания, т. к. наряду с виргацией тектонических межблоковых зон широко распространены обособленные зоны катаклазитов, милонитов и метасоматических изменений, сопровождаемых кварцевыми жилами и прожилками, мощность и интенсивность проявления которых уменьшается по мере удаления от оси структуры. Протяженность минерализованной зоны составляет около 20 км при ширине 3—5 км. Падение крутое,

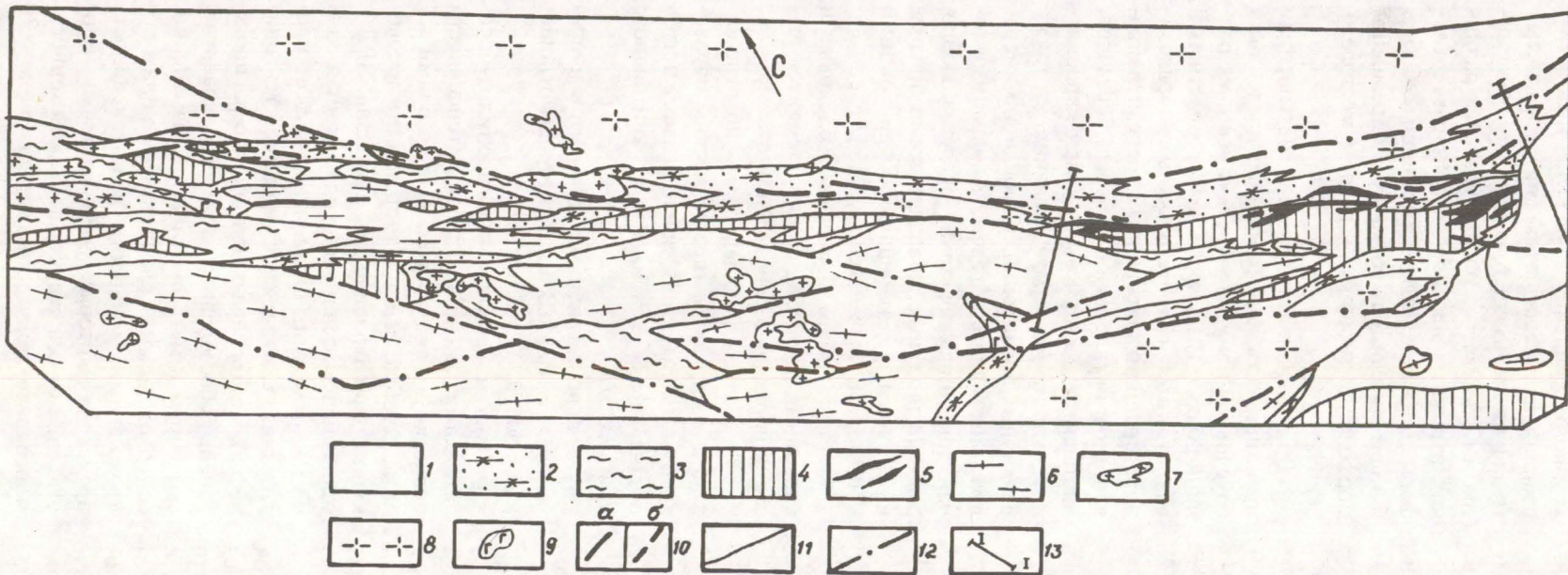


Рис. 1. Геологическая схема Зун-Холбинского месторождения (по данным Зун-Холбинской ГРП (1991) с изменениями автора):

1 — четвертичные отложения; 2 — кварц-хлоритовые, кварц-серицит-хлоритовые сланцы; 3 — кварц-серицитовые сланцы; 4 — известняки и доломиты; 5 — рудоносные углисто-серицит-кварцевые, углисто-карбонатные сульфидизированные сланцы; 6 — плероплаггиогнейсограниты; 7 — дайки лейкократовых гранитов; 8 — плагиограниты, гранодиориты, диориты; 9 — метадиабазы; 10 — кварц-сульфидные и сульфидно-кварцевые рудные тела: *a* — выходящие на поверхность, *b* — проекции тел, не выходящих на поверхность; 11 — геологические границы; 12 — разрывные нарушения; 13 — линии разреза

субвертикальное, общее простирание 290—310°.

Рудные тела месторождения приурочены к рудоносной зоне с интенсивной прожилково-вкрапленной сульфидизацией, окварцеванием и березит-лиственитовыми изменениями тектонически переработанных пород. Строение рудоносной зоны в более крупном масштабе повторяет линзовидно-блоковое строение рудного поля (рис. 2). Сочетание определенного набора синусоидальных разрывных нарушений различных порядков, конфигурация контакта гранитоидного массива, различная компетентность вмещающих пород обусловили ячеисто-каркасное распределение рудной минерализации. В каждый из продуктивных этапов, характеризующихся своим полем напряжений, рудный материал закономерно отлагался в блоках, испытавших растянутый сдвиг, и локализовался в участках разгрузки тектонических напряжений. Следствием этого явилось образование рудных тел, представляющих собой сложно построенные полосы жильной, жильно-прожилковой и прожилково-вкрапленной минерализации в березитоидах, березитах, окварцованных карбонатных породах и углеродистых сланцах в областях растяжения на периферии крупных линзовидных блоков (мегабудин).

Границы рудных тел часто не совпадают с геологическими и устанавливаются большей частью по данным опробования.

На месторождении выделяется два структурно-морфологических типа рудных тел: жилообразные тела и зоны прожилково-вкрапленной и вкрапленной минерализации. Первые характерны для тектонизированных алюмосиликатных пород различного генезиса верхнего этажа ЗРД (область преобладания хрупких деформаций) и представляют собой системы кулисообразно расположенных прожилков и маломощных жил, составляющих одну или несколько четковидных серий. Вторые сформировались вдоль контактов линзовидных блоков карбонатных пород с тектонизированными углеродистыми, реже алюмосиликатными образованиями в условиях пластического течения тектонитов. В распределении руд второго типа большую роль играет литологический фактор, выражающийся в приуро-

ченности оруденения к контакту карбонатных пород и углеродистых сланцев.

Распределение золота в рудных телах месторождения крайне неравномерное и зависит от интенсивности проявлений ассоциаций тех или иных продуктивных минеральных комплексов (по терминологии Н. В. Петровской [9]). Выделение минеральных комплексов позволяет решать на месторождении задачи минералогического картирования, связав воедино особенности различных морфологических типов руд, технологические свойства и степень их золотоносности.

Руды Зун-Холбинского месторождения характеризуются проявлением нескольких групп минеральных ассоциаций и минеральных комплексов, четыре из которых являются продуктивными и отвечают золоторудному этапу. Это раннепродуктивные пиритовый и пирит-пирротиновый комплексы, основной продуктивный пирит-полиметаллический и позднепродуктивный полиметаллический комплексы. Более ранние ассоциации, хотя иногда и распространены на месторождении довольно широко, но либо не несут промышленных концентраций полезного компонента, либо крайне трудно распознаются среди более поздних минеральных образований. Среди них особого внимания заслуживает стратиформная пиритовая минерализация черных углеродистых сланцев и графитизированных известняков. По мнению ряда исследователей [1, 2], это оруденение имеет вулканогенно-осадочную природу и служило поставщиком части рудного материала в ходе дальнейшего развития рудно-магматической системы. Такая точка зрения не противоречит имеющемуся в настоящее время фактическому материалу.

Унаследованность развития ЗРД предопределила пространственное совмещение и наложение образований различных продуктивных минеральных комплексов. Сложность реконструкции последовательности формирования рудных тел усугубляется сходным минеральным составом, когда пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит и галенит в различных пропорциях присутствуют в образованиях всех продуктивных комплексов. Для более четкого обоснования принадлежности ассоциаций к тому или иному продуктивному комплексу был использован

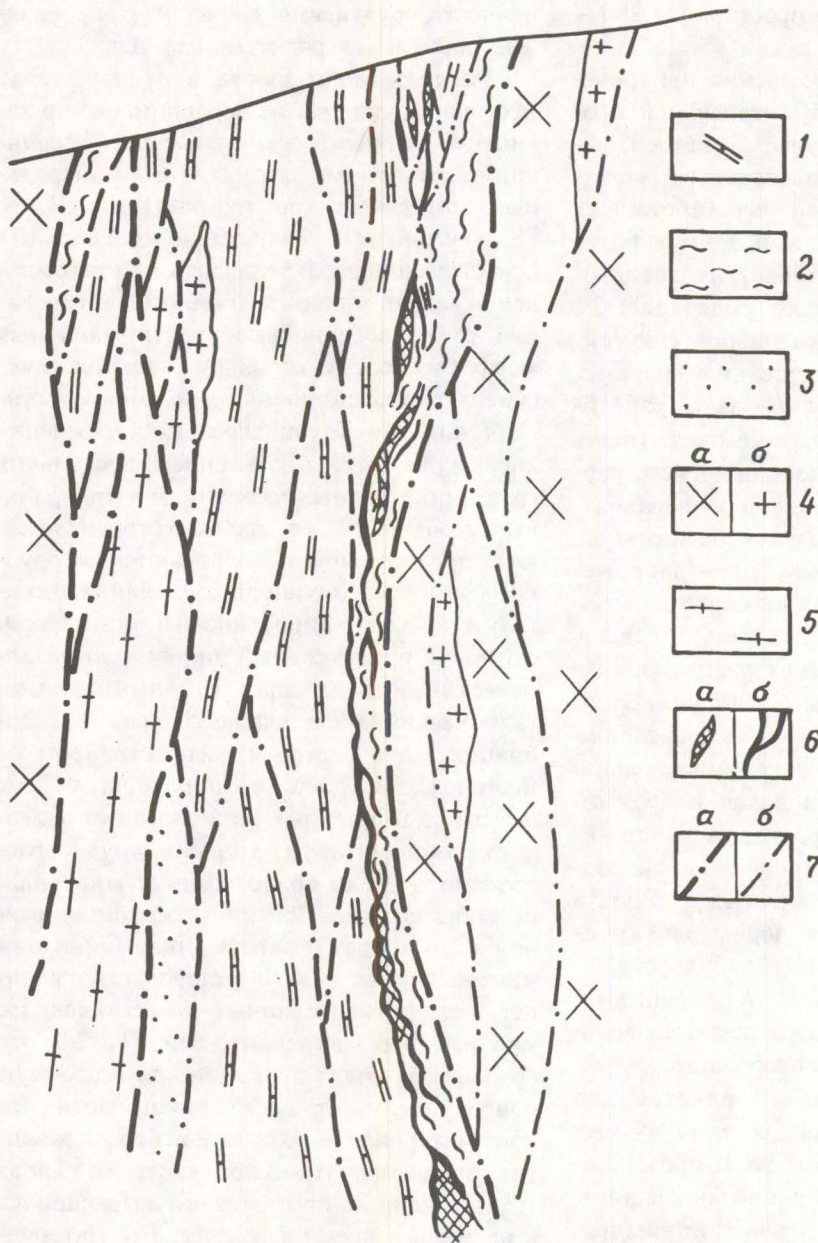


Рис. 2. Обобщенный разрез через Зун-Холбинское месторождение:

1 — известняки, доломиты; 2 — кварц-серцит-хлоритовые сланцы; 3 — серцит-полевошпат-кварцевые метасоматиты; 4 — граниты и гранодиориты (а); лейкократовые граниты (б); 5 — плероплагиогнейсограниты; 6 — золотоносные образования: кварц-сульфидные и сульфидно-кварцевые (а); сульфидизированные углеродистые сланцы (б); 7 — разрывные нарушения: основные (а), второстепенные (б)

набор установленных типоморфных признаков (таблица).

Раннепродуктивный пиритовый комплекс. Образования этого комплекса формируют мощные (до нескольких десятков метров), протяженные (несколько сотен метров) зоны вкрапленной и прожилково-вкрапленной минерализации и в сочетании с окolorудными измененными породами березит-лиственитовой формации слагают рудоносную зону, часто с размытыми границами. Содержание пирита и пирротина колеблется от 1 до 3 %, редко более. Наиболее интенсивная минерализация локализуется,

как правило, в метасоматитах внутренней зоны. Порядок содержания в ней золота позволяет включать большинство разведочных сечений в промышленный контур, при этом граница березитов внутренней зоны часто является естественной границей рудного тела.

Преобладают пятнистые, вкрапленные, реже полосчатые текстуры. Основной рудный минерал — пирит, второстепенный — пирротин. Спорадически встречаются халькопирит, сфалерит (см. таблицу). Золото представлено округлыми, каплевидными выделениями в пирите размером от тысячных

Типоморфные особенности продуктивных минеральных комплексов

Минеральные комплексы	Морфология образований	Текстуры руд	Типоморфные минералы комплексов								
			Рудные минералы							Кварц	Другие нерудные минералы
			Золото	Пирит	Пирротин	Халькопирит	Галенит	Сфалерит	Другие рудные минералы		
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
1. Раннепродуктивный пиритовый	Зоны вкрапленной минерализации с неясными ограничениями	Сланцеватые, директивные, прожилково-вкрапленные, вкрапленные	Ксеноморфные, амебообразные, округлые, каплевидные, реже вытянутые, эмульсионные выделения, главным образом, в пирите, реже в пирротине	Главный. Кубический, трапецоэдрический, параллелепипедальный со штриховкой, линзовидный, неправильной формы. Содержит большое количество включений нерудного	Второстепенный	Редкий	Крайне редкий	Редкий. Эмульсионная вкрапленность отсутствует	Арсенопирит, пентландит, ильменит, лейкоксен, рутил, магнетит	Светло-серый, серый. Рассланцованный, гранобластический, обломочный, гранулированный с мозаичным угасанием	Биотит, серицит, клинохлор, альбит, графит, редко анкерит, доломит, железистый кальцит, брейнерит, фуксит
2. Раннепродуктивный пирит-пирротиновый	Сульфидно-кварцевые, кварцевые с сульфидами жилы и зоны прожилково-вкрапленного оруденения	Массивные, полосчатые, пятнистые, гнездовые, прожилковые, прожилково-вкрапленные	Угловатые, комковидные, пластинчатые, округлые, каплевидные выделения монокристаллического иногда полиэдрически-зернистого строения	Главный. Кубический, редко октаэдрический, уплощенный со штриховкой, неправильной и округлой формы, часто резорбированный. Содержит большое количество включений нерудного	Главный	Второстепенный	Редкий	Второстепенный. Эмульсионная вкрапленность редка	Арсенопирит, кубанит	Светло-серый, белый, средне-крупнозернистый, неравномерно-зернистый, рассланцованный, катаклазированный с мозаично-блоковым угасанием	Серицит, мусковит, фуксит, альбит, анкерит

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
3. Основной продуктивный пирит-полиметаллический	Кварц-сульфидные, сульфидно-кварцевые жилы и прожилки	Пятнистые, прожилковые, полосчатые, массивные, порфирировидные, «шариковые»	Ксеноморфные, жилковидно-пластинчатые, прожилковые, угловатые выделения неяснозонального, мелкокристаллического, реже двойникового строения	Главный. Кубический, пентагондодэкаэдрический, кубооктаэдрический, скелетные формы. Катаклазированный, реже, чем пирит ранних комплексов	Второстепенный	Второстепенный	Второстепенный	Второстепенный. Часта эмульсионная вкрапленность	Борнит, кобальтин, зигенит, миллерит, бурнонит, тетраэдрит, фрейбергит, серебро, алтаит, висмутин, айкинит, гудмундит, эмплектит, джемсонит, буланжерит, медистое золото и др.	Темно-серый, тонкокристаллический, гранулированный с нормальным угасанием, реже волокнистый, стельчатый	Мусковит, хлорит, анкерит, кальцит
4. Поздний продуктивный полиметаллический	Гнездовые скопления, зоны рудных брекчий и прожилково-вкрапленного оруденения	Пятнистые, гнездовые, брекчиевидные, массивные, (прожилково-вкрапленные)	Ксеноморфные, пластинчатые, угловатые, прожилковые выделения. Строение зернистое, зональное	Второстепенный. Кубический со штриховкой, части скелетные формы. Содержит большое количество включений сульфидов полиметаллов	Крайне редкий	Главный	Главный	Главный. Эмульсионная вкрапленность редка	Самородное серебро, барит	Светло-серый, прозрачный, в виде хорошо образованных кристаллов	Кальцит, серицит

до сотых долей миллиметра и имеет высокую пробу — 920-50. Среди элементов-примесей в нем отмечаются железо, никель, хром, медь.

Особенности строения минерализованных пород раннепродуктивного комплекса позволяют предположить, что процесс рудоотложения развивался на фоне затухания процессов динамометаморфизма, совместно с отложением последних порций серицита, хлорита, карбонатов и кварца в условиях однонаправленных давлений. Последнее доказывается их ориентированно-зернистыми текстурами. Пирит этого минерального комплекса характеризуется уплощением по одной из осей с преобразованием в трапецеэдрические, чечевицеобразные и параллелепипедальные формы согласно рассланцеванию вмещающих пород. При этом зоны роста кристаллов, выявленные травлением, также имеют субсогласное удлинение с элементами вращения, указывающими на переменный характер напряжений. В обрамлении кристаллов пирита, в тенях давления согласно с плоскостью рассланцевания, или под небольшим углом к ней наблюдались стебельчато-волокнистые агрегаты «стресс-кварца» (термин И. Д. Чацкиса' (1988)). Они образовались явно за счет перекристаллизации гранулированного кварца, имеют зональное строение и ассоциируют с хлоритом. В микротрещинках кристаллов пирита в отдельных случаях отмечались чешуйки серицита. Преобразования предрудного и раннего продуктивного этапов в условиях кислотного выщелачивания сопровождались привнесом магния и калия и выносом кремнезема, извести и, в меньшей степени, железа. Редчайшая вкрапленность магнетита, турмалина, хлорита и карбоната в кварце в указанной последовательности свидетельствует о повышении щелочности раствора к концу этого гидротермального этапа. Слабое развитие карбоната в серицит-кварцевых ассоциациях свидетельствует об открытости системы и быстрой дегазации CO и CO_2 из проницаемой зоны. Температуры образования ассоциаций этого этапа оцениваются в 480—350°C [5,13].

Ранний пирит-пирротиновый продуктивный комплекс. Образования комплекса представлены жилообразными телами и зонами прожилковой и прожилково-вкраплен-

ной минерализации и их комбинациями с образованиями раннего пиритового комплекса. Мощность жил колеблется от первых десятков сантиметров до первых метров при протяженности в несколько десятков метров. Мощность зон прожилкования достигает нескольких десятков метров и протяженности до первых сотен метров. Жилы часто не выдержаны по мощности, характеризуются большим количеством раздувов, пережимов, выклинок и имеют сложную морфологию. Околожилные изменения проявлены в виде спектра пород березит-лиственитовой метасоматической формации.

Среди текстур преобладают массивные, прожилково-вкрапленные, пятнистые, гнездовые, полосчатые, шлировидные. Содержания сульфидов достигают 30, в среднем 3—5%. Главный рудный минерал — пирит, реже встречается пирротин, спорадически — сфалерит, халькопирит, галенит. Золото в виде угловатых, комковатых, пластинчатых, реже округлых выделений от 0.0001 до 0.07 мм содержится в пирите и пирротине. Оно характеризуется вариацией пробыности от 900 до 780 и содержанием таких элементов-примесей, как железо, медь, свинец, висмут, палладий. Прямых взаимоотношений с образованиями раннего пиритового комплекса не установлено, но многократно наблюдались случаи пересечений рудными прожилками рассланцованных пород с субсогласно ориентированными выделениями раннего пирита и отсутствия ориентировки кристаллов в призальбандовых частях соседних жил.

Это объясняется тем, что к концу раннепродуктивного пиритового этапа новые сдвиги привели к локальным растяжениям рудовмещающей структуры и катаклазу предшествующих минеральных образований, что выразилось в формировании субсогласных, реже секущих по отношению к сланцеватости вмещающих пород кварцевых жил и прожилков, несущих минерализацию пирит-пирротинового комплекса. Катаклаз кварца, пирита и двойникование пирротина и халькопирита указывают на стрессовые обстановки при завершении и этого этапа. По данным И. В. Попивняка и В. Г. Охрименко (1977) (анализ водных вытяжек из кварца), анионный состав рудообразующих растворов был хлоридно-гидро-

силикатно-гидрокарбонатным. Среди катионов преобладали натрий и кальций. Температурный интервал рудообразования 415—220°C. Судя по околожильным изменениям кварц-анкерит-серцитового состава, для процесса был также характерен привнос калия и закрытость системы, что выразилось в повышении μCO_2 и фиксации его в анкерит.

Основной продуктивный пирит-полиметаллический комплекс. Образования комплекса трассируют стержневую, наиболее проработанную тектонически часть рудоносной зоны, обычно в пределах контура образований ранних комплексов, и представлены системами маломощных (до первых десятков сантиметров) кварц-сульфидных жил и прожилков незначительной (первые десятки метров) протяженности. С образованиями ранних комплексов минерализация имеет субсогласные, реже секущие взаимоотношения. На долю кварц-сульфидных образований приходится 9% от руд месторождения, на долю существенно сульфидных — 2%. Содержание сульфидов в рудах 20—95%. Из околорудных изменений наиболее характерно окварцевание, в меньшей степени — мусковитизация и переотложение углеродистого вещества.

Основные рудные минералы: пирит, пирротин, сфалерит, халькопирит, галенит. В полиметаллической ассоциации комплекса отмечались: борнит, кобальтин, зигенит, миллерит; в блеклорудной: бурнонит, тетраэдрит, фрейбергит, серебро самородное, айкинит, пираргирит, штрмейерит, акантит, антимонит, джемсонит, буланжерит. Характерно также присутствие теллуридных минералов, в отдельных случаях образующих собственно теллуридную ассоциацию: гессит, петцит, тетрадимит с самородным висмутом, висмутином, алтаитом, отличающуюся высокой пробностью золота (900—950), по сравнению с более низкой (250—850) других ассоциаций комплекса. И. Д. Чацкисом (1988) отмечались единичные находки риккардита, мелонита, гудмундита, люционита, медистого золота.

Золото бледно-желтое, часто в сростаниях с галенитом, пирротинном, халькопиритом, реже с кюстелитом, блеклыми рудами, теллуридами, отмечаются сонахождения с самородным серебром. Микропрожилки и пунктирные выделения его по трещинкам

спайности присутствуют во всех основных сульфидах, особенно часто в пирите, реже встречаются пластинчатые, каплевидные, интерстициальные выделения в кварце. Очень характерны обрастания высокопробного золота более низкопробным.

Преобладают массивные, полосчатые, прожилковые, шариковые, пятнистые, порфировидные текстуры руд.

Основной продуктивный этап характеризуется концентрацией таких элементов, как медь, свинец, цинк, серебро, золото. Ассоциации комплекса накладываются на ранее сформированные и часто наследуют их текстурные особенности. Новый этап дислокационного метаморфизма проявился в срыве уже залеченных сдвиговых полосостей и обусловил ремобилизацию и перекристаллизацию ранее отложенного рудного вещества на фоне привноса новых его порций. В это время была сформирована стержневая зона рудных тел, сложенная массивными кварц-сульфидными рудами, несущими основную долю богатого оруденения, что существенно усложнило картину пространственного распределения руд. Динамометаморфизм, сопровождающий этот этап, проявился в рудах в виде специфических шариковых текстур пирита, образованных в результате скалывания углов и ребер кубических кристаллов и обрастания их каймами гораздо более мелких кристалликов новообразованного пирита. Этот процесс происходил, видимо, как перекристаллизация под давлением. Он способствовал перегонке рудного материала (и ранее отложенного, и привнесенного) в области разгрузки тектонических напряжений. В результате возникли эффекты, описанные на месторождении как рудный диапиризм [1].

К началу отложения минералов основного комплекса рудообразующие растворы были щелочными, о чем говорят их повышенная резорбирующая способность по отношению к более ранним сульфидам, и натрий-калий-кальциевый гидрокарбонат-хлоридно-гидросиликатный состав водных вытяжек из кварца. Отмечаются повышенные содержания лития, и, судя по рудным ассоциациям, — теллура. Процесс протекал при довольно высокой температуре 350—100°C (термобарогеохимические данные И. В. Попивняка и В. Г. Охрименко), 475—

150°C (минераграфические наблюдения И. Д. Чацкиса и др.). По нашим данным, температуры были не ниже 380°C по парагенезисам теллуридных минералов. Специфические физико-химические условия процесса характеризовались присутствием в гидротермах метана (до 11 об. %), окиси углерода (до 13 об. %), водорода (до 2.5 об. %) [6]. Системы такого состава еще недостаточно изучены. Можно предполагать, что в такой сильно восстановительной среде возможен перенос углерода в значительных количествах [3, 10 и др.].

Поздний продуктивный полиметаллический комплекс. Руды характеризуются повышенными содержаниями меди, свинца и цинка. Образования комплекса проявлены фрагментарно, что затрудняет геометризацию и выделение блоков для селективной отработки руд. Обычно это непротяженные (первые метры — первые десятки метров) зоны прожилково-вкрапленной минерализации трубообразной или более сложной формы и зоны рудных брекчий с полисульфидным цементом. Среди сульфидов преобладают сфалерит, галенит. В меньшей степени характерны пирит, халькопирит, барит. Содержание сульфидов достигает 50—80%. Из метасоматитов отмечаются серицитолиты.

Золото присутствует в виде ксеноморфных, пластинчатых, угловатых, прожилковых выделений зернистого, реже зонального строения. Пробность — 850—250. Характерные элементы примеси — свинец, медь, железо, ртуть. Не исключена возможность, что, по крайней мере, часть золота этого комплекса связана с более ранними образованиями пирит-полиметаллического комплекса. Содержания золота колеблются от низких до богатых. Последнее, по-видимому, также можно объяснить пространственным совмещением ассоциаций комплекса с более ранними образованиями.

Сведения об условиях формирования парагенезисов комплекса также отрывочны. По текстурным особенностям руд (прожилковые и брекчиевидные текстуры) можно полагать, что после образования жил основного продуктивного комплекса происходили частые подвижки сдвигового характера с приоткрыванием линзовидных и трубообразных полостей, дроблением материала и переотложением до некоторой степени ра-

финированных рудных минералов (см. таблицу) при относительном дефиците компонентов в растворе (присутствие скелетных форм). Для процесса характерен привнос бария и снижение температуры до 250—100°C. Метасоматические изменения выразились в образовании серицитолитов с низкотемпературной модификацией слюды 1M + 2M.

Анализ содержаний золота для различных руд месторождения показывает соответствие степени богатства руд определенным продуктивным минеральным комплексам. Так, образования раннепродуктивного пиритового комплекса являются определяющими для выделения бедных и убогих руд раннего пирит-пирротинового продуктивного комплекса и определяют положение рядовых руд. Высокий уровень содержаний золота связан с основным пирит-полиметаллическим комплексом, что и предопределяет его ведущую роль в формировании богатых руд.

Таким образом, проведенные исследования позволяют сделать следующие выводы:

Главным структурным элементом месторождения является линейная крутопадающая зона рудовмещающих дислокаций в седловидной перемычке, разделяющей два палеозойских купольно-блоковых поднятия.

Рудные тела локализуются на периферии будинообразных блоков жестких пород, в областях растяжения и обуславливают ячеисто-каркасное распределение продуктивной минерализации.

Изучение минерального состава руд показало, что они представляют собой продукты совмещения сходных по составу, разновозрастных минеральных парагенезисов в специфических условиях интратрудного динамометаморфизма с неоднократной перекристаллизацией и перераспределением рудного вещества.

Выделение рудного вещества в каждый этап сопровождалось понижением температуры рудоотложения к его завершающей стадии. Та же тенденция сохранилась, в целом, и для всего рудного процесса.

Оруденение Зун-Холбинского месторождения представляет несомненный интерес как пример унаследованного многократного наложения сходных по составу продуктивных минеральных комплексов в

пределах одной рудо локализирующей структуры в процессе развития вязко-пластичных складчато-разрывных деформаций.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. *Геология и рудоносность Восточного Саяна*. — Новосибирск: Наука, 1989. 126 с.
2. *Минералого-геохимические признаки полигенности самородного золота золоторудного месторождения Восточного Саяна* / Добрецов Н. Л., Жмодик С. М., Карманов Н. С. и др. // Докл. АН СССР. 1989. Т. 308. № 3. С. 703—707.
3. *Иванкин П. Ф.* Морфоструктуры и петрогенезис глубинных разломов. — М.: Недра. 1991, 256 с.
4. *Казанский В. И.* Некоторые особенности разрывных нарушений в известняково-сланцевых толщах // Тр. ин-та геологических наук. Серия рудных месторождений. — М.: Изд-во АН СССР. Вып. 162. № 17. 1955. С. 109—119.
5. *Кныш С. К.* Вертикальная зональность золоторудных месторождений Восточного Саяна. Генетическая минералогия по включениям в минералах. — Новосибирск: Наука. 1978. С. 111—118.
6. *Кныш С. К., Шугурова Н. А.* Состав газовой фазы включений из некоторых золоторудных месторождений Восточного Саяна. Генетическая минералогия по включениям в минералах. — Новосибирск: Наука. 1978. С. 119—125.
7. *Наследов Б. Н.* Кара-Мазар. — Изд. Таджикско-Памирской экспедиции. Материалы экспедиции. Вып. XIX. 1935. 402 с.
8. *Невский В. А.* Особенности внутреннего строения, минерализации и истории развития разломов некоторых рудных районов Средней Азии. Библиотека НТО Горного. Сер. геологическая. М. Вып. 6. 1959. 52 с.
9. *Петровская Н. В.* О систематике минеральных ассоциаций, возникающих при гидротермальном рудообразовании // Геол. рудн. месторожд. 1965. Т. VII. № 1. С. 3—13.
10. *Савельева В. В.* Об одном из источников углерода в тектонических зонах / 2 Всес. совещание по геохимии углерода. — М. 29 сент. — 1 окт. 1986. С. 99—101.
11. *Сонюшкин Е. П.* О происхождении некоторых плитообразных тел известняков в юго-западном Тянь-Шане // Тр. ин-та геологических наук. Сер. рудн. месторожд. — М.: Изд-во АН СССР. Вып. 162. 1955. С. 82—93.
12. *Тарасов В. А.* О механизме образования разломов // Тр. САИГИМСа. Ташкент. 1964. Вып. 4. С. 85—93.
13. *Феофилактов Г. А.* О монасцендентном типе эндогенной зональности вокруг рудоносной интрузии на примере Китайско-Урикского золоторудного узла (Восточный Саян) // Матер. по геологии и полезным ископаемым Бур. АССР. Вып. XIII. — Улан-Удэ: Бур. кн. изд-во. 1970. С. 11—20.
14. *Феофилактов Г. А.* О механизме структурного контроля золотого оруденения Зун-Холбинского месторождения (Восточный Саян) // Геол. рудн. месторожд. 1992. № 4. С. 100—106.
15. *Яновский В. М.* Рудоконтролирующие структуры терригенных миогеосинклиналей. — М.: Недра. 1990. 245 с.

Brazhnik A. V.

ZUN KHOLBA GOLD DEPOSITS (BURYATIA)

It is a description of geological structure of Zun-Holba gold deposit, which is representative of gold-quartz-sulfide deposits in ore containing dislocations zones. The characteristics of mineralogical composition, morphological features, properties of spatial distribution and original conditions of productive mineral complexes are presented. The mineralization of this deposit is the illustration of similar in composition mineral complexes multiple superimposition in the same ore containing structure, resulting from viscous-plastic rupture — fold deformations development

УДК 553.435:551.21

КОЛЧЕДАНОНОСНЫЕ ВУЛКАНОГЕННО-РУДНЫЕ УЗЛЫ И ТИПЫ РУДНЫХ ПОЛЕЙ

А. Н. БАРЫШЕВ (ЦНИГРИ)

Показано, что механизм воздействия магматического очага на породы его кровли в вулканогенно-рудных узлах обуславливает закономерную структуру этих узлов и определенную позицию в ней колчеданных рудных тел. Последующие вулканические преобразования и фрагментация структуры узла определяют тип рудного поля как тип фрагмента.

В геологической литературе нет единства в определении рудного поля, в частности колчеданного. Под рудным полем, в соответствии с определением В. М. Крейтера [8], автор понимает участок земной коры, включающий серию пространственно сближенных генетически родственных месторождений, отделенный от других участков большими безрудными пространствами.

Существует ряд основанных на разных принципах примеров типизации колчеданных рудных полей. Один из них был предложен П. Ф. Иванкиным [6]. Типизация предусматривает анализ локальных рудомагматических систем (РМС), каждая из которых включает рудогенерирующее магматическое тело, рудоподводящий канал, фиксируемый околорудными метасоматитами, и венчающие их рудные тела. Недостаток этого принципа состоит в недоучете окружающей геологической среды. Кроме того, реализация данного принципа на практике в отношении колчеданных месторождений оказалась порочной, т. к. недоучитывала послерудные наклоны РМС. В результате первично пологие, позже поставленные на голову месторождения и рудные поля рассматривались как глубококорневые, а сохранившие пологое залегание — как мелкокорневые и бескорневые.

Совершенно иной принцип предложен другими исследователями [3, 7]. Ими, в частности М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцовым, Г. Ф. Яковлевым, подчеркивается, что «...наблюдаемые ныне структуры рудных полей и месторождений являются результатом сочетания синвулканических и

более поздних собственно тектонических процессов». Учет поздних осложнений выразился в выделении групп провинций по интенсивности дислокаций. Типизация синвулканических черт рудных полей определялась по преобладанию роли тех или иных рудоконтролирующих структурных элементов (кальдер, секторных и кольцевых блоков и разломов, гряд вулканических построек центрального типа и т. п.) в зависимости от особенностей состава вулканогенных формаций, в частности, от соотношения кислых и основных вулканитов, присутствия или отсутствия андезитов. Обладая многими достоинствами, упомянутый принцип не вскрывал общих закономерностей взаимосвязи и взаимопереходов между выделяемыми типами рудоконтролирующих структур, что необходимо для прогноза — предвидения возможности встретить не только выделяемые, но и промежуточные геологические ситуации с колчеданными месторождениями.

Восполнить этот пробел можно путем анализа структур более крупных рудомагматических систем, соответствующих понятию вулканогенно-рудный узел, и соотношения с ним участков земной коры, которые на практике именуют рудными полями.

Под колчеданноносным вулканогенно-рудным узлом понимается магматогенно-рудная система, включающая родоначальный магматический центр — крупный (до 15—20 км в поперечнике) рудоконтролирующий вулкан центрального типа и собственно рудный узел.

Анализ типов рудных полей через соотношение их с вулканогенно-рудными узлами имеет, кроме того, важное методологическое значение, а именно, позволяет по-

нять, на каком этапе исследований необходимо использовать помимо линейно-зонального принципа (присущего мелко-и средне-масштабным исследованиям) принцип анализа центральных (узловых) структур. Это следует из того, что связь колчеданных месторождений с вулканизмом центрального типа сейчас уже ни у кого не вызывает сомнения.

Колчеданоносные вулканогенно-рудные узлы (ВРУ) проявлены во всех типах субпровинций: базальтоидных, андезитоидных, риолитоидных. Соотношения вулканитов разной степени основности, а также количество осадочных пород в них весьма отличны. Если в узлах базальтоидных субпровинций базальты составляют основную массу вулканитов, а количество осадочных пород минимально, то в узлах риолитоидных субпровинций базальтоиды могут быть эпизодичны, а количество осадочных пород весьма существенным. Все это связано с большей ролью коровых выделок при формировании узлов в риолитоидных субпровинциях и большей близостью к источникам денудационного сноса. На рис. 1 показаны механизм формирования ВРУ и отличие вертикального разреза вулканогенных толщ ВРУ базальтоидной и риолитоидной субпровинций. Прообразами моделей этих узлов послужили Межозерный ВРУ на Южном Урале и Чакчарский ВРУ в Юго-Западном Гиссаре.

Несмотря на вещественное различие упомянутых ВРУ, общая их структура имеет принципиальное сходство, т. к. механизм воздействия промежуточных коровых магматических очагов на породы кровли, динамика питания вулканов из магматических очагов и их камер, формирование кальдер, экструзивов, приэкструзивных депрессий сходны.

В колчеданоносных ВРУ выделяются зоны, характеризующиеся особенностями фаций вулканитов, структурой, различиями в колчеданоносности.

В центральной области (зоне) присутствуют базальты жерловой и околожерловой фаций. Это фиксируется повышенной по сравнению со средними значениями для данной вулканогенной формации мощностью базальтов, признаками пониженной вязкости базальтовых лав (присутствием подушек

с апофизами), а также повышенной газонасыщенностью, выраженной в обилии шлаков. Область совпадает с центральной или секторной кальдерой. Базальты в кальдере могут образовывать сомму. В риолитоидных субпровинциях распространение базальтов продуктивной формации может ограничиваться центральной областью, не выходя за ее пределы.

Центральная область обрамляется промежуточной зоной, приуроченной к границам кальдеры. В ней максимально проявлены кремнекислые экструзивы и продукты их разрушения.

Кальдерные разломы нередко вмещают корни кремнекислых экструзивов и, кроме того, фиксируются резким перепадом мощностей вулканитов, секущими зонами окорудных метасоматитов. При переходе от центральной области к промежуточной зоне часто присутствуют породы, состоящие из смеси базальтоидной тefры и обломков кислых вулканитов (продуктов разрушения экструзивных куполов).

Удаленная, или периферическая, зона ВРУ и пространства между соседними узлами характеризуются повышением роли вулканогенно-обломочных пород, причем чем дальше от центра, тем большее развитие получают среди них мелкообломочные и хорошо сортированные фации, а также нормально осадочные породы.

Помимо фациальных критериев, одним из важных признаков центра ВРУ является сходение под небольшим двугранным углом синвулканических разломов, имевших первично крутое залегание. Для случая сочленения разломов под большим углом трудно бывает определить принадлежность их только к радиальной или к радиальной и концентрической группам.

Позиция колчеданных месторождений в ВРУ подчиняется следующим закономерностям. В вертикальном разрезе продуктивных формаций оруденение приурочено к определенным стратиграфическим уровням, которые в узлах базальтоидных субпровинций совпадают с уровнями локализации кремнекислых экструзивных куполов или весьма близки к ним. Особенно характерна близость к уровням экструзивных куполов апокрисобалитовых кварцевых порфиров.

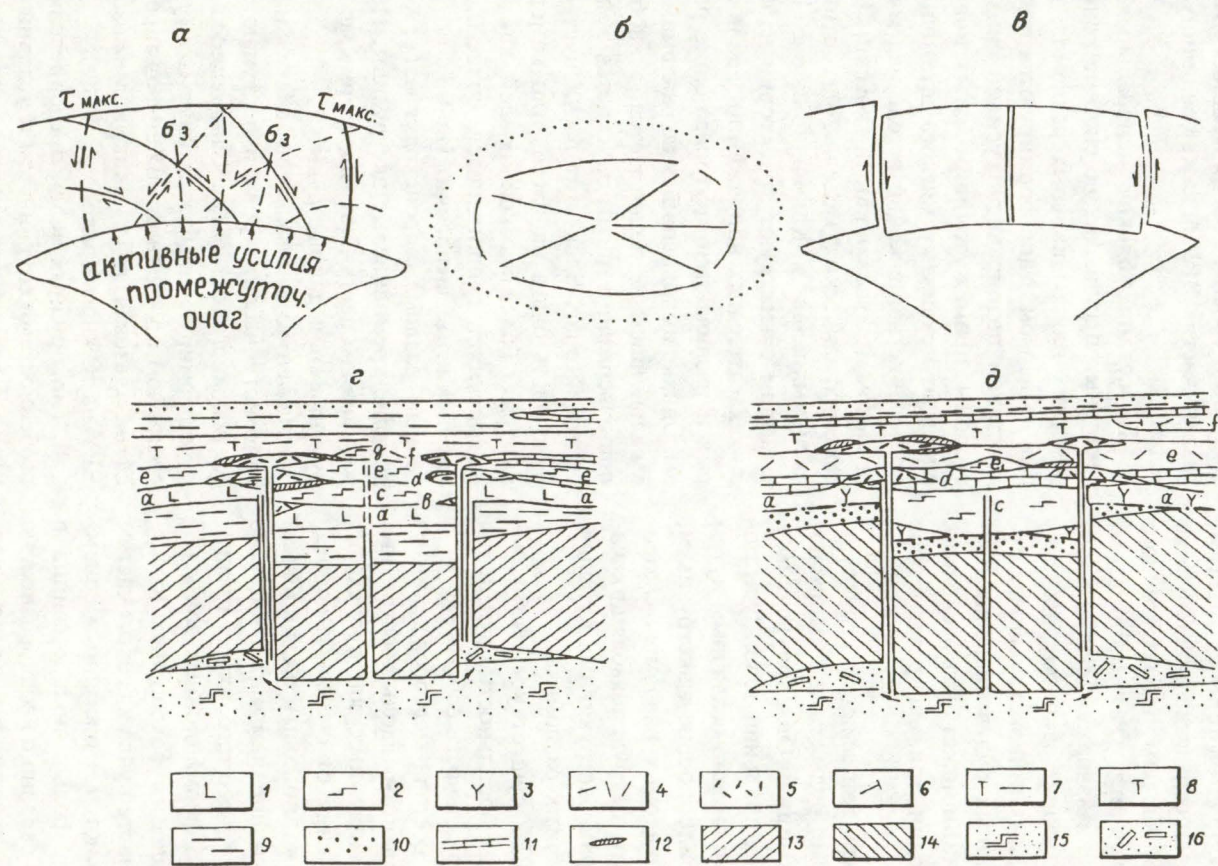


Рис. 1. Схема формирования колчедановых вулканогенно-рудных узлов и их типовые разрезы:

а — поле напряжений в вертикальном разрезе земной коры над промежуточным магматическим очагом до вулканических извержений (по экспериментам воздействия мягкого штампа на перекрывающийся материал, по данным М. В. Гзовского); б — радиально-концентрическая система разрывов в земной коре над очагом в плане; в — кальдерообразующий провал центрального блока, компенсирующий пространство, занимавшееся изверженной магмой; схематические вертикальные разрезы вулканогенно-рудных узлов базальтоидных (г) и риолитоидных (д) субпровинций 1 — высокотитанистые афировые базальты; 2 — базальтовые и андезито-базальтовые порфиры; 3 — андезито-дацитовые порфиры; 4 — существенно полевошпатовые дацитовые и дацито-риолитовые порфиры; 5 — кварцевые риолитовые порфиры; 6 — трахириолитовые порфиры; 7 — толща яшмовидов, туффитов, песчаников, алевролитов; 8 — толща туфов преимущественно кислого состава, туффитов, песчаников; 9 — глинистые сланцы с прослоями алевролитов; 10 — песчаники с прослоями гравелитов и алевролитов; 11 — известняки и доломиты; 12 — пластовые тела колчеданных руд; 13, 14 — догеосинклинальный фундамент: 13 — субокеаническая, 14 — субконтинентальная земная кора; 15 — базальтовая магма; 16 — кремнекислые выплавки и дифференциаты

В риолитоидных субпровинциях, где кремнекислые вулканы занимают большой стратиграфический интервал, уровни локализации оруденения близки к уровням проявления своеобразной пары вулканических пород: базальтов, которые в этих провинциях эпизодичны, и опять же апокристобалитовых кварцевых порфиров. Эта ассоциация не случайна, она подчеркивает роль базальтоидных магм в формировании колчеданосных кремнекислых вулкаников. Фенокристаллы β -кристобалита свидетельствуют о наиболее высоких (свыше 1470°) температурах кремнекислых магм, выплавляемых в непосредственной близости к базальтоидным магмам промежуточного магматического очага. Таким образом, близкое по времени извержение этих пород и колчеданообразование закономерны.

Уровней локализации экстрезивных куполов и колчеданных руд в пределах продуктивной формации может быть несколько: часто два, реже один, три, еще реже четыре уровня.

В латеральной зональности структуры ВРУ колчеданные руды также занимают определенную позицию. Они приурочены к промежуточной фациальной зоне. Руды локализуются вулканогенно-осадочным путем в депрессиях, прилегающих к экстрезивам, либо вблизи кальдерных разломов. Околорудные метасоматиты рудоподводящих каналов, как и корни экстрезивных куполов, часто залегают в этих разломах.

В пределах ВРУ существует вертикальная и латеральная зональность оруденения разных типов. Зональность собственно ВРУ состоит в смене состава месторождений от центра узла к флангам: вдоль простирания структурно-формационных зон происходит смена месторождений от существенно медных к существенно цинковым и свинцовым, что связано с расчленением магматического очага на камеры. Кроме того, вкрест простирания структурно-формационных зон в направлении от более глубоководных (собственно морских) частей узла к осевым частям островодужных систем (орогенным зонам) также возрастает роль цинка и свинца в ущерб меди, что связано с неоднородностью фундамента. Зональность отложения в пределах рудных тел и по мощности рудонос-

ных уровней подробно описана в геологической литературе и здесь не рассматривается.

Причина охарактеризованной структуры ВРУ кроется в механизме их формирования. В процессе извержений проседание вулканических толщ и фундамента осуществляется в первую очередь в среду пониженной вязкости, т. е. в сам магматический очаг. Гипсометрия кровли очага вследствие этого меняется. Проседания вулканических толщ можно фиксировать, если сопоставить несколько литологических колонок ВРУ, расположенных ниже определенного стратиграфического уровня. Разная мощность толщ в разных частях ВРУ покажет величину проседания.

Проседание блоков центральных или секторных происходит по системе концентрических или радиальных разломов, которые на первом этапе формируются под воздействием подпирающих усилий снизу, со стороны промежуточного магматического очага по механизму мягкого штампа. Распределение напряжений в теле над мягким штампом исследовано М. В. Гзовским [5] на тектонофизических моделях из оптически активных веществ. Как видно из рис. 1, над штампом существуют траектории наибольших касательных напряжений, вдоль которых и развиваются крутопадающие разрывы. Однако выколовшийся по разломам блок в дальнейшем не поднимается, а наоборот, при извержении магмы опускается в магматический очаг. Блок этот расчленяет верхнюю часть очага на части, или камеры. В камерах с более высокой кровлей, как видно на рисунке, скапливаются более легкие кремнекислые выплавки. Из них по кальдерным разломам происходят извержения, дающие кремнекислые экстрезивы. По тем же каналам поступают гидротермы, формирующие колчеданные руды.

Из центральной камеры, с более низких гипсометрических уровней поступают магмы основного состава, заполняющие кальдеру и формирующие базальтовую сомму. При секторном проседании может формироваться базальтовая гряда (как в Межозерном ВРУ на Южном Урале).

Типы рудных полей предопределяются особенностями сохранности и условий залегания вулканогенно-рудных узлов в современной геологической структуре колчедано-

носных субпровинций. Если ВРУ сохраняется полностью, то найти разницу между собственно рудным узлом и крупным рудным полем без каких-либо дополнительных условий бывает практически невозможно. При расчленении ВРУ на части в результате более поздних наложенных процессов или искажении его первичного залегания отдельные части узла могут рассматриваться как самостоятельные рудные поля. Такую условность выделения рудного поля легко продемонстрировать на примере двух вулканогенно-рудных узлов — Акбастауского и Орловского.

Акбастауский ВРУ (Юго-Западный Чингиз) включает в себя Акбастау-Космурунское и Североакбастау-Кызылсорское рудные поля, отделенные друг от друга наложенным грабеном с синклиальной структурой карбонатно-терригенных пород, перекрывающих ВРУ (рис. 2). Структура и рудоносность Акбастау-Космурунского рудного поля подробно описаны автором ранее [1].

На первичное структурное единство этих двух полей, помимо сходства строения рудовмещающих толщ и стратиграфического положения в них рудопроявлений и месторождений, указывает то, что на севере Акбастау-Космурунского рудного поля от мощного тела вторичных кварцитов (гора Джусалы), залегающего в зоне Северо-Космурунского разлома, отходит к северо-востоку узкая апофиза кварц-серицитовых метасоматитов, фиксирующая дорудный разлом, трассируемый на рудопроявление Кызыл-Сор.

Главными чертами первичной структуры Акбастауского ВРУ являются: наличие секторной кальдеры, обрамляемой грядами кремнекислых экструзивных куполов, вдоль радиальных разломов и в промежуточной фациальной зоне; радиальное, исходящее из единого центра расположение рудоконтролирующих разрывов с единым временем фиксации их гидротермальными метасоматитами, предшествующими развитию вулканитов, сопоставимых с андезит-дацитовый субформацией. Например, северо-западнее горы Джусалы сходятся главные рудоконтролирующие (рудоподводящие) разломы Акбастауский и Северо-Космурунский. Оруденение локализуется в приэкструзив-

ных депрессиях на стратиграфическом уровне, соответствующем нижней границе андезит-дацитовый субформации. Значительно менее интенсивно, чем радиальные, проявлены поперечные к ним дуговые, или концентрические нарушения. Рудоконтролирующая их роль не столь ярко выражена.

О металлогенической зональности в пределах ВРУ достоверно можно судить лишь для сектора Акбастау-Космурунского рудного поля. Месторождение Акбастау, расположенное в 2—3 км от центра узла, относится к медноколчеданному типу. Отношение медь: цинк: свинец равно 1: 0,7: 0,03. Месторождение Космурун, расположенное в 9 км от центра узла, относится к колчеданно-полиметаллическому типу. Отношение медь: цинк: свинец равно 1: 1,14: 0,25.

Орловский ВРУ (Рудный Алтай) включает в себя Орловское и Золотушинское рудные поля. Геологическое строение первого подробно описано в монографии [4]. Основные палеовулканические процессы в Золотушинском рудном поле описаны автором [2]. Общая схема Орловского ВРУ показана на рис. 3.

В настоящее время строение Орловского ВРУ осложнено наложенными грабенами, ограниченными разломами 6 и 8, 5 и 7. Эти нерудоносные пространства, занятые грабенами, послужили основанием к тому, что юго-западная и северо-восточная части Орловского ВРУ рассматриваются на практике в качестве самостоятельных рудных полей Орловского и Золотушинского. Между тем, первичная геологическая сущность этих двух полей практически одинакова с одним Акбастау-Космурунским рудным полем. Это хорошо видно, если повернуть один из ВРУ на 90 градусов (например, запад Орловского поля ориентировать на север).

Первичное структурное единство Орловского и Золотушинского рудных полей фиксируется рядом фактов. Во-первых, рудные тела Орловского, Золотушинского и Ново-Золотушинского месторождений приурочены к синвулканическим депрессиям единого стратиграфического уровня, выше которого оруденение отсутствует. Во-вторых, зона синвулканического разлома, контролирующая локализацию оруденения, корня экструзива, границу области синвулканической денудации на Ново-Золотушинском



Рис. 2. Схема геологического строения Акбастауского вулканогенно-рудного узла:

1 — силурийские конгломераты, содержащие гальки кварцевых диоритов; 2—3 — верхний ордовик, акдомбаская свита: 2 — кремнисто-терригенная толща, 3 — известняки; 4—9 — средний-верхний ордовик, намасская свита: 4 — пироксен-плагноклазовые базальтовые порфириды, аналогичные базальт-андезито-базальтовой формации; 5—9 — непрерывная формация с субформациями андезито-дацитовой (5—8) и риолит-базальтовой (9): 5 — дацитовые, андезито-дацитовые порфириды, завершающие кислый вулканизм, эффузивные и субвулканические, 6 — базальтовые порфириды и их туфы, 7 — дацито-андезитовые порфириды излившиеся (а) и жерловой фации (б), 8 — туфоконгломераты, глыбовые брекчи, туфопесчаники, туфоалевролиты, туффиты, литокристаллокладестические туфы смешанного состава; 9 — базальтовые порфириды; 10—12 — интрузивные образования: 10 — кварцевые диориты и диоритовые порфириды, 11 — андезитовые и диабазовые порфириды, 12 — габброиды; 13 — кварц-серицитовые и хлорит-серицитовые метасоматиты; 14 — вторичные кварциты и алунитовые кварциты; 15 — колчеданные руды; 16—17 — обрамление ВРУ: 16 — девонские вулканогенно-осадочные породы, 17 — базальты кембрия (однородная формация); 18 — ось синклинали; 19 — тектонические разрывы и их номер: 1 — Северный, 2 — Северо-Космурунский, 3 — Бастау-Бабанский, 4 — Акбастауский (шовная зона), 5 — Поперечный, 6 — Южно-Жауыртагинский, 7 — Северо-Акбастауский, 8 — Юго-Западный. Месторождения: А — Акбастау, К — Космурун; рудопоявления: Д — горы Джусалы, СА — Северное Акбастау, КС — Кызыл-Сор

месторождении и, кроме того, подновлявшаяся в более позднее время [2], трассируется к юго-западу точно на Орловское месторождение. В главном рудном теле последнего, имеющем пластовое залегание, в направле-

нии разлома 1 протягивается зона высоких значений отношения меди к свинцу, что может указывать на рудоконтролирующую роль этого разлома. От юго-восточного фланга Золотушинского месторождения раз-

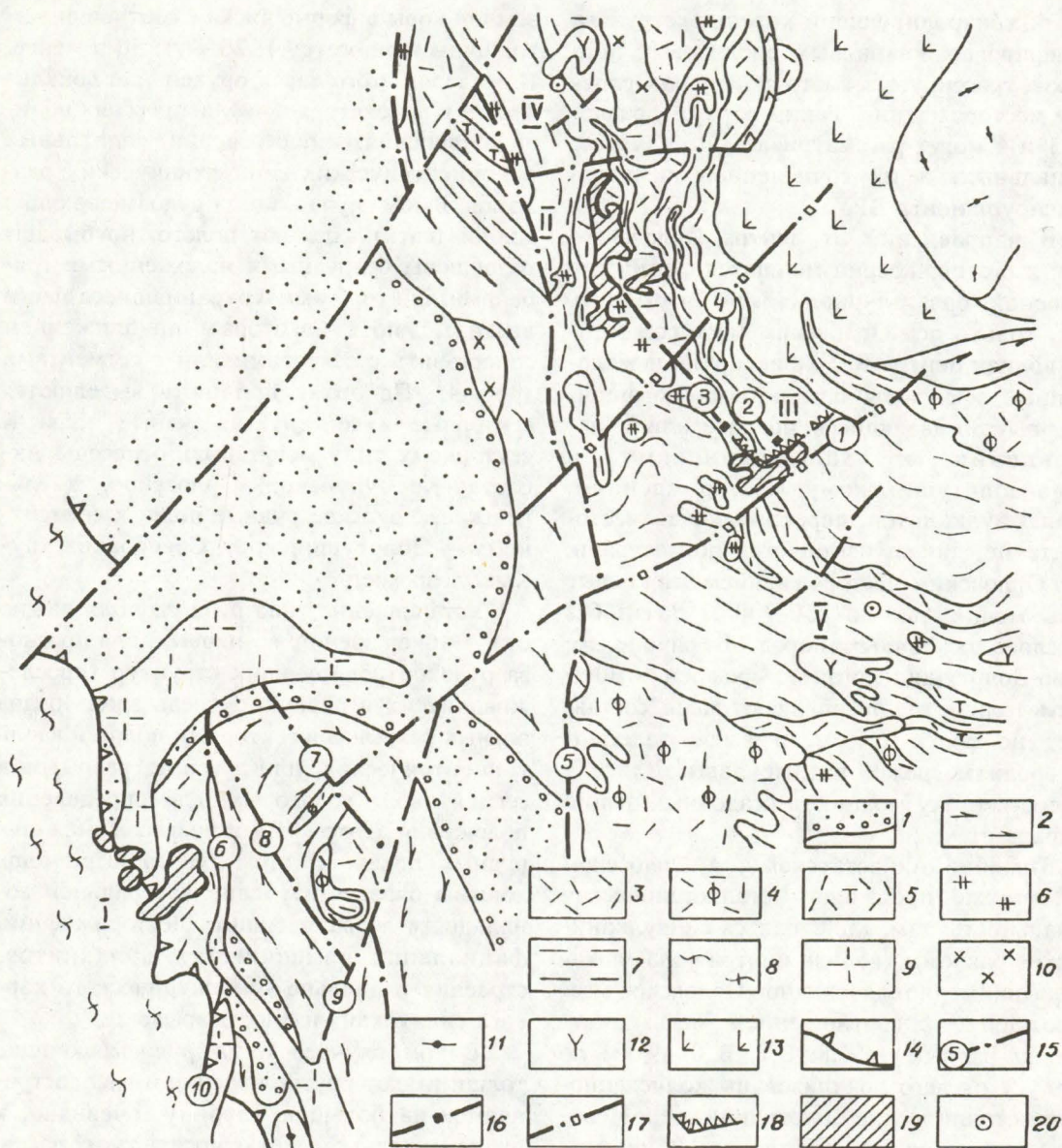


Рис. 3. Схема геологического строения Орловского вулканогенно-рудного узла:

1 — угленосные терригенные породы малоальбинской свиты нижнего-верхнего карбона; 2 — нерасчлененные вулканомиктовые с карбонатными прослоями породы франа (каменевская и снежиревская свиты) и толща чередования карбонатно-терригенных, туфогенных пород с пластами андезитовых и базальтовых порфиритов фамена (пихтовская свита); 3—6 — риолитовый комплекс базальт-риолитовой формации верхнего эйфеля-живета: 3 — кварц-альбитовые риолитовые порфиры и их лавобрекчии, 4 — фельзитовидные кварцевые риолитовые порфиры, 5 — туфы кислого состава, 6 — крупнопорфировые кварцевые риолитовые порфиры; 7 — песчаники, кремнисто-глинистые сланцы эйфеля и живета; 8 — кристаллические сланцы нижнего палеозоя; 9—13 — интрузивные образования: 9 — гранитоиды верхнего карбона, 10 — диоритовые порфириты среднего-верхнего карбона, 11 — субвулканические сферолитовые кварц-альбитовые риолитовые порфиры девона, 12 — кварцевые порфириты верхнего девона, 13 — диабазовые и пироксен-плагиоклазовые порфириты верхнего девона; 14 — послевулканические надвиги; 15 — послевулканические крутопадающие разрывы; 16—17 — синвулканические крутопадающие разрывы, подновленные в более позднее время: концентрической (16) и радиальной (17) систем; 18 — разломы, ограничивающие блоки синвулканической денудации; 19 — рудные тела месторождений: I — Орловское, II — Золотушинское, III — Ново-Золотушинское; 20 — рудопоявления: IV — Северо-Золотушинское, V — Майское. Цифры в кружках — номера тектонических разрывов

лом 4, контролирующей корень экструзива полифировых кварцевых риолитовых порфириров, трассируется к юго-западу на Орловское месторождение. Таким образом, разломы 1 и 4 могут рассматриваться в качестве радиальных, а их сочленение, очевидно, фиксирует центр ВРУ.

В направлении от центра Орловского ВРУ к его периферии меняются фации рудоносной базальт-риолитовой формации. Так, только под Орловским месторождением, вблизи центра ВРУ, фиксируются мало мощные эффузивы базальтовых порфириров, выклинивающиеся по латерали в направлении к Золотушинскому и Ново-Золотушинскому месторождениям. Толща вулканитов, перекрывающая месторождение, также изменяется по латерали. Над Орловским месторождением это кислые лавы мощностью до 750–900 м почти без прослоев осадочных пород. В районе же Ново-Золотушинского месторождения мощность толщи, где преобладают лавы, составляет не более 250 м, а выше залегают алевролиты, реже, кислые лавы. Далее к северо-востоку мощность осадочных фаций возрастает.

Подобно Акбастаускому, в Орловском ВРУ также проявлена металлогеническая зональность: там, где сходятся синвулканические разломы (вблизи центра узла) локализовано медноколчеданное Орловское месторождение с соотношением медь: цинк: свинец равным 1: 0,8: 0,2. В 8–9 км по радиусу от него локализованы колчеданно-полиметаллические Золотушинское и Ново-Золотушинское месторождения. В их суммарных запасах отношение медь: цинк: свинец равно 1: 2,1: 0,5.

Приведенные примеры показывают, что принципы выделения вулканогенно-рудного узла и рудного поля различны. Первый выделяется на основе парагенетических связей вулканитов и оруденения, второе — по прагматическим соображениям, учитывающим безрудность между фрагментами узла.

Изучение строения вулканогенно-рудных узлов и рудных полей показывает, что колчеданное оруденение в них сосредоточено в ограниченном по мощности стратиграфическом интервале (сотни метров), а диаметр ВРУ может достигать 20 км, т. е. потенциально рудоносным является участок

земной коры в форме диска с соотношением толщины к диаметру 1: 20 — 1: 50 и менее. В пределах этого диска оруденение локализуется в приэкструзивных депрессиях вблизи сочленения (и пересечения) радиальных и концентрических синвулканических разломов. В том случае, когда рудовмещающие толщи (диск) залегают полого, но бывают разобщены безрудными наложенными грабенами или горстами, сохранившиеся части диска можно с некоторым приближением сопоставить с секторами или с сегментами (рис. 4). По этому принципу выделяются секторные и сегментные рудные поля. К секторному типу могут быть отнесены Акбастау-Космурунское, Орловское, Узельгинское, Урупское рудные поля, к сегментному — Золотушинское, Североакбастау-Кызылсорское.

Установление типа *рудного поля* важно с двух точек зрения: во-первых, для прогноза рудоконтролирующих структур (прослеживания их в первую очередь вдоль радиальных разрывов в секторных полях и вдоль концентрических, или дуговых, разрывов в сегментных); во вторых, для определения положения центра ВРУ и прогноза смежных рудных полей. В этом большую помощь должны оказать изучение латеральной зональности в размещении месторождений, фациальной изменчивости вулканитов, строения радиально-концентрического каркаса синвулканических разрывов.

В том случае, когда рудовмещающие толщи имеют крутое падение и распространяются на большую глубину, очевидно, к рудному полю следует относить ту их часть, которая представляет практический интерес. Ограничивая практически используемую глубину рудного поля тремя километрами, мы тем самым мысленно вырезаем из диска призму, тогда соответствующее ей рудное поле будет называться *призматическим* (см. рис. 4). При этом в срез могут попасть части диска, расположенные так, что с глубиной мы будем приближаться к центру ВРУ или, наоборот, удаляться от него. Радиальные рудоконтролирующие разрывы с глубиной в первом случае будут сходиться (центростремительный подтип призматического рудного поля), а во втором — расходиться (центробежный подтип). Определение подтипа на практике весьма за-

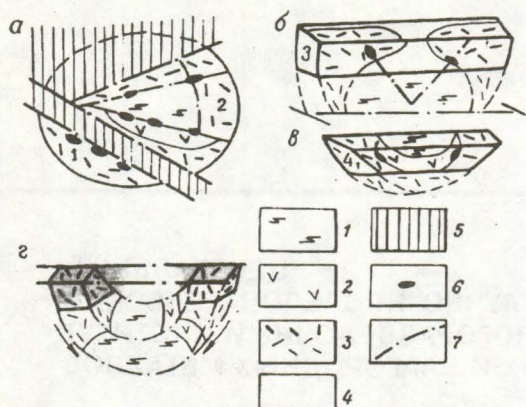


Рис. 4. Типы рудных полей относительно вулканогенно-рудного узла и условий его залегания (а — план, б — с — блок-диаграммы):

1 — области преимущественного развития базальтоидов; 2 — области с непрерывным типом разреза вулканитов; 3 — области с контрастным типом разреза; 4 — удаленные фации вулканитов; 5 — области, где продуктивные формации недоступны или отсутствуют, наложенные грабены и горсты; 6 — рудные тела и месторождения; 7 — разломы

трудно, т. к. в призме далеко не всегда можно отличить радиальный разлом от фрагмента концентрического, а фациальная изменчивость в вулканогенно-рудном узле малоконтрастна и часто затушевана зональностью самого месторождения, которая формируется по своим законам (фациальности отложения). Однако стремиться к определению надо, поскольку это даст возможность прогнозировать другую часть ВРУ — другое рудное поле в региональной покровно-складчатой или складчато-блоковой структуре. К призматическим относятся колчеданные рудные поля Иртышской зоны смятия (Рудный Алтай), Дегтярское рудное поле и т. п.

Baryshev A. N.

VOLCANOGENIC-ORE NODES AND TYPES OF MASSIVE SULFIDE DEPOSITS ORE FIELDS

Mechanism of magmatic focus influence on rocks of its roof in volcanogenic-ore knots is shown to cause orderly structure of these knots and certain position of pyritic orebodies in it. Post-volcanic transformations and fragmentation of the knot structure determine the ore field type

По-видимому, термины *секторный* и *сегментный* применимы к полого-наклонным ($0-30^\circ$) рудным полям, а *призматический* — к крутонаклонным ($60-90^\circ$). Для средненаклонных ($30-60^\circ$) возможно применение смешанных терминов, например, *секторно-призматический*, *сегментно-призматический*.

Предлагаемая типизация рудных полей является одной из наиболее общих и не исключает использование ее совместно с другими типизациями, основанными на иных принципах.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Баришев А. Н. Палеотектоническая и палеовулканическая реконструкция структуры Акбастау-Космурунского рудного поля (Центральный Казахстан) // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1978. № 2. С. 97—111.
2. Баришев А. Н. Палеовулканическая структура и колчеданное оруденение Ново-Золотушинского месторождения (Рудный Алтай) // Геология рудных месторождений. 1978. № 4. С. 70—81.
3. Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоника Байджансайского антиклинория. Ч. 3 и 4. — Изд. АН СССР. 1963. 544 с.
4. Иванкин П. Ф. Морфология глубоковскрытых рудных полей. — М.: Недра, 1970. 288 с.
5. Колчеданные месторождения мира / Под ред. акад. В. И. Смирнова. — М.: Недра, 1979. 284 с.
6. Крейтер В. М. Структуры рудных полей и месторождений. — М.: Госгеолтехиздат. 1956. 272 с.
7. Орловское рудное поле на Рудном Алтае / Волков В. М., Гинатулин А. М., Сахаров И. Т., Чекалина К. А. — Алма-Ата: Наука. КазССР. 1972. 109 с.
8. Палеовулканические структуры колчеданосных полей Урала. / Бородаевская М. Б., Требухин В. С., Ширай Е. П. и др. // Геология рудных месторождений. 1984. № 4. С. 44—53.



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

АТЛАС ПАРАМЕТРИЧЕСКИХ МОДЕЛЕЙ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КОЛЧЕДАННОГО СЕМЕЙСТВА

Атлас включает типовые модели в графической (планы, разрезы, продольные проекции с геологической, геофизической, геохимической и рудной нагрузкой) и табличной форме (описание флангового, периферического и собственно рудного, подрудного и надрудного пространства с количественной оценкой отдельных параметров) более 30 объектов стратиформных месторождений колчеданного семейства (рудноалтайского, уральского и филизчайского типов). Атлас содержит характеристики всех ведущих объектов соответствующего геолого-промышленного типа.

Систематизированы прогнозно-поисковые признаки и критерии, которым, применительно к различным частям окolorудного пространства, приданы параметрические количественные оценки, в том числе полученные на ЭВМ с применением вариационного, корреляционного и регрессионного анализов.

Рекомендуется для использования при выборе и обосновании оптимального варианта пакетов рационального определения поисковых сетей и разработке компьютерной технологии поисков и оценки месторождений.

Вид реализации – продажа атласа.

Адрес: 13545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 315-43-47
Факс: (095) 315-27-01
Телетайп: 114142 АДУЛЯР



УДК 549.283:576

ЗОЛОТЫЕ МИКРОФОССИЛИИ

Р. А. АМОСОВ (ЦНИГРИ), С. Л. ВАСИН (МП БИОМИР)

Полные псевдоморфозы золота по бактериям и водорослям, найденные в рудных и россыпных месторождениях, рассматриваются как доказательство прижизненной золотой литификации микроорганизмов в солоноводных бассейнах. В качестве возможных источников золота для золотой литификации обсуждаются континентальный снос и подводные гидротермы. Золотые микрофоссилии могут давать промышленные концентрации золота в первичном залегании и являются одним из типов коренных источников россыпей.

Микрофоссилиями называют окаменелости, возникшие в результате литификации бактерий и водорослей, доступные для изучения из-за своего малого размера только под микроскопом. До настоящего времени было известно 6 типов литификации [3]: 1) кремнистый; 2) карбонатный; 3) алюмосиликатный; 4) карбонатно-алюмосиликатный; 5) сульфидный; 6) сульфатный. При массовом электронномикроскопическом изучении образцов самородного золота из руд и россыпей авторам удалось сделать многочисленные находки золотых микрофоссилий, являющиеся основанием для выделения нового — золотого типа литификации и новой генетической разновидности золотой минерализации — биогенного золота. Последний термин обозначает скопления золота, образовавшиеся под влиянием микроорганизмов и продуктов их метаболизма. В статье приведено описание микрофоссилий, представляющих собой полные псевдоморфозы самородного золота по цианобактериям, диатомовым водорослям и некоторым другим микроорганизмам. Цианобактерии — древнейшие обитатели биосферы Земли. Их остатки зафиксированы в породах, возраст которых оценивается в 3,5 млрд лет. Подобно другим бактериям цианобактерии относятся к прокариотам — «доядерным» организмам, у которых, в от-

личие от эукариот, нет оформленного клеточного ядра и хромосомного аппарата; окислительно-восстановительные реакции, обеспечивающие получение энергии, совершаются у них в клеточной мембране. Прокариоты бесполое, размножаются делением. Форма цианобактерий сферическая (кокки) или нитевидная (трихомы), морфологическими разновидностями трихомных бактерий являются палочки (короткие прямые нити), вибрионы (изогнутые палочки) и спириллы (спирально или геликоидально закрученные нити). Нередко группа параллельных трихомов, соединенных в «жгут», окружена общей слизистой оболочкой. В геологической истории происходила эволюция цианобактерий от коккоидных форм в катархее к нитчатым (с сохранением коккоидных) в последующее время.

В мелководной зоне морей и океанов цианобактерии вместе с другими микроорганизмами образуют бентосные сообщества, известные под названием цианобактериальных матов. Цианобактериальные маты имеют тонкослоистую структуру, в которой разные биологические виды располагаются на разных ярусах. В состав матов входят как живые, так и литифицированные микроорганизмы, а также некоторое количество продуктов деструкции биомассы, накапливающихся в основном на дне под матами [14]. Цианобактериальные маты являются мощным фактором регулирования кислотно-ще-

лочного режима и уровня минерализации морской воды. Благодаря резкому перепаду кислотности-щелочности и окислительно-восстановительного потенциала по толщине мата он функционирует как геохимический барьер [4]. Так, в карбонатных строматолитах (тонкослоистых породах, формирующихся в результате литификации цианобактериальных матов) происходит накопление халькофильных элементов, коэффициент концентрации которых в сравнении с глинистыми породами составляет 1—3 для коккоидных разновидностей и 2—17 для нитчатых. Минеральная форма халькофильных элементов в строматолитах преимущественно сульфидная [3].

Цианобактерии доминировали в биоте протерозоя, уступив в дальнейшем другим организмам, однако они распространены и в современных морях, а также в континентальных водоемах и почвах. Количество видов цианобактерий составляет около 2000.

Методика и результаты исследования

Образцы, в которых найдены золотые микрофоссилии, отобраны из россыпей в Ниманском районе Хабаровского края и в Казахском районе Азербайджана, из руд месторождений Воронцовское и Бакырчик, а также из отложений термального источника на рудопоявлении Апапель (Камчатка). Комплекс использованных методов включал рентгенографию, растровую электронную микроскопию, энергодисперсионный анализ, электронно-зондовый анализ, фотографирование в электронном и характеристическом рентгеновском излучении [2]. Сначала с образцов методом обратной съемки получали рентгеновские эпиграмммы, затем просматривали золотины в растровом электронном микроскопе Jeol T-330 при увеличениях от 35 до 50000, одновременно записывая энергодисперсионные спектры (система анализа AN-10000 фирмы Link). В тех случаях, когда толщина микрофоссилий была сопоставима с глубиной выхода вторичного рентгеновского излучения, их состав контролировали по оже-спектрам, которые записывали на системе анализа поверхностей LAS-3000 фирмы Riber.

На рис. 1 а, б показана общая морфология образцов самородного золота из россыпи

в Ниманском районе. Золотины имеют вид коротких столбиков с круговым или эллиптическим сечением размером 0,1—0,3 мм или представляют собой агрегаты столбиков, сросшихся в субпараллельной ориентировке. Размер таких агрегатов достигает 2,5 мм. На торцевых поверхностях столбиков отчетливо видно их концентрически-зональное строение: рыхлое ядро окружено более плотной и однородной оболочкой. На боковых поверхностях видны многочисленные трещины, на стенках которых выявляется тонковолокнистое строение образцов. Золотины не окатаны, хотя шрамы свидетельствуют о некотором их перемещении от места образования.

Детальное изучение образцов в растровом электронном микроскопе показало, что рыхлые ядра столбиков состоят из множества вибрионов, спиралл и ветвящихся нитей (см. рис. 1 в, д), которые по своим морфометрическим параметрам определены как цианобактерии. Их толщина изменяется в пределах 0,5—3,0 мкм, чаще составляя 1,2—1,6 мкм. Длина нитей колеблется от 5 до 20 мкм. На концах они слегка расширяются и имеют отверстия, свидетельствующие о трубчатом строении. Пространство между нитями не заполнено. Их субстратом являются сферические и трубчатые формы размером 3—5 мкм с нерегулярно расположенными отверстиями диаметром 0,1—0,2 мкм, нередко покрытые бородавчатыми наростами, а также ситовидные агрегаты (см. рис. 1д). Эти формы мы также рассматриваем как биогенные, хотя принадлежность их к определенному роду биологических организмов не определена.

По данным энергодисперсионного анализа, описываемые биогенные образования состоят из золота и серебра с примесью ртути и не содержат ни кремния, ни кальция, т. е. являются полными псевдоморфозами самородного золота по цианобактериям и недиагностированным микроорганизмам. Возникало опасение, что необычные формы золота могут представлять собой продукты твердения техногенной амальгамы золота. Для контроля мы снимали при тех же увеличениях техногенные амальгамы. У последних частицы, кажущиеся сферическими («кокки»), характеризуются широким разбросом размеров; при больших увеличениях

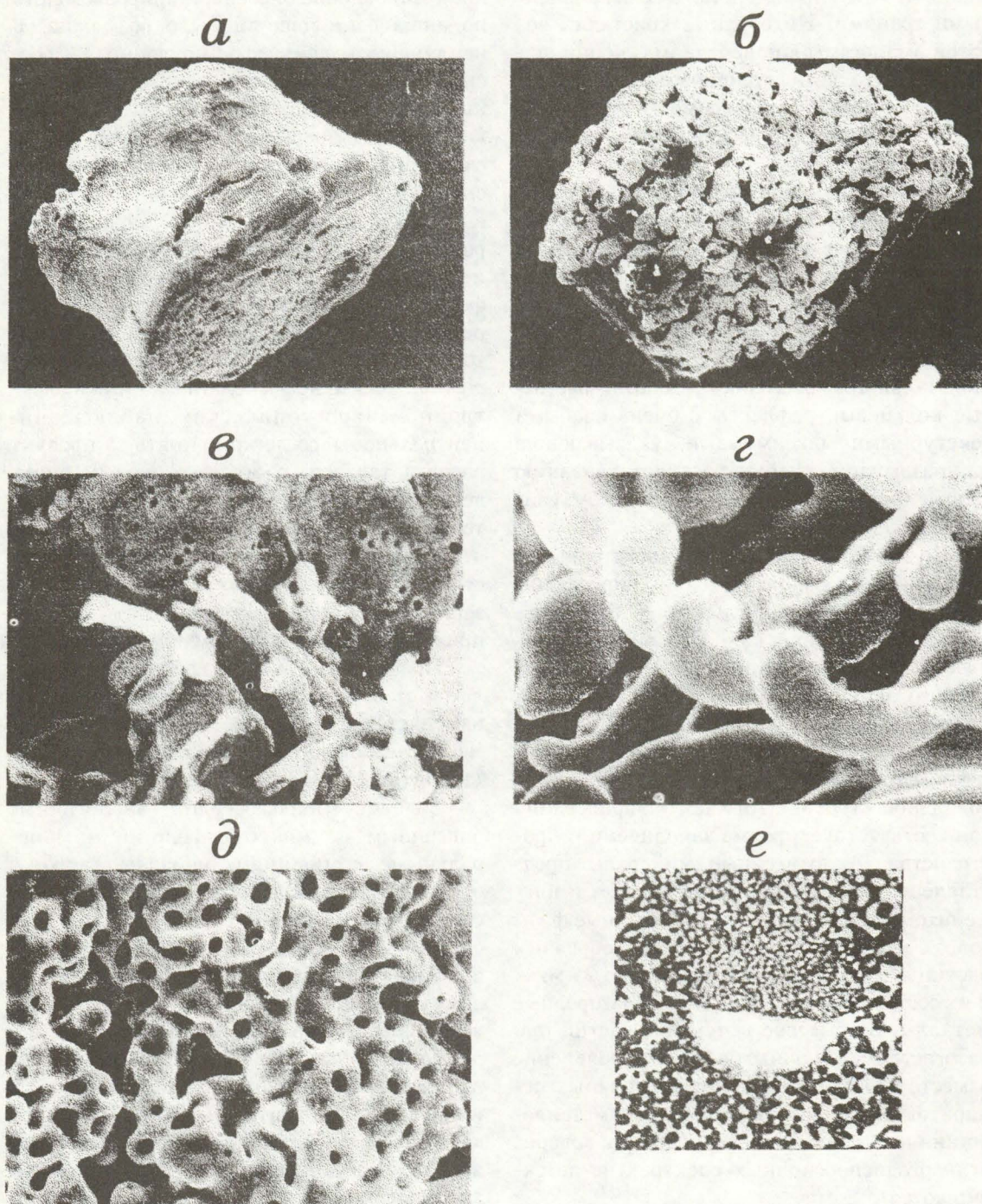


Рис. 1. Микроморфология и внутреннее строение золотых микрофоссилий из россыпи в Ниманском районе Хабаровского края:

a, б — общий вид, видны трещины на боковой поверхности «столбика» (*a*), ув. 100 и 50 соответственно; *в* — колония нитчатых цианобактерий, замещенных золотом, увел. 5000; *г* — золотая спирилла, ув. 20000; *д* — ситовидный агрегат — вероятно результат золотой литификации слизистых оболочек сближенных трихомов, видны отдельные трубчатые индивиды, ув. 7500; *е* — внутреннее строение колонии золотых микрофоссилий (изображение в поглощенных электронах), черное — золото, белое — калиевый полевой шпат, ув. 2000.

видно, что это микрокристаллы с искривленными гранями. Нитевидные кристаллы золотой амальгамы в поперечном сечении шестигранноугольные, толщина их варьирует в широких пределах в зависимости от условий синтеза и достигает десятых долей миллиметра.

Биогенная (некристаллизационная) природа золотых микрофоссилий косвенно подтверждается результатами рентгенографического анализа. Эпиграммы описываемых образцов имеют вид, совершенно нехарактерный ни для рудного золота из гидротермальных месторождений, ни для «нормального» россыпного золота: размытые кольцевые рефлексы с очень слабыми текстурными максимумами, указывающие на чрезвычайно слабую раскристаллизацию золота (рентгенограммы сняты Н. Г. Чувикиной).

По энергодисперсионным спектрам в колониях золотых микрофоссилий определены срastaющиеся с ними хлорид серебра, сульфид серебра, хлорид калия и кальция (вероятно, хлораргирит, акантит и хлорокальцит, соответственно), а также кварц, калиевый полевой шпат и кальцит. Калиевый полевой шпат заполняет промежутки между трихомами. Его агрегаты имеют концентрически-зональное строение, причем конфигурация зон соответствует форме заполняемого пространства. Аллотигенные минералы представлены кварцем, полевым шпатом и ильменитом. Встречены также необычные фазы золота и серебра в виде веретенообразных частиц толщиной 2—3 и длиной до 25 мкм. В их составе определены только благородные металлы, но быстрое вспухание частиц при разогреве электронным пучком и появление в месте его фокусирования серебряных дендритов заставляет думать, что это металлоорганическое соединение (углерод и водород в энергодисперсионных спектрах не детектируются).

Внутреннее строение микрофоссилий изучали с помощью оптического микроскопа в монтированных аншлифах. Большинство образцов выглядит в отраженном свете как массивные золотины с бахромой микронных отростков на периферии. Учитывая трудности безрельефного полирования самородного золота, в особенности его микронных выделений, нетрудно понять, что первоначаль-

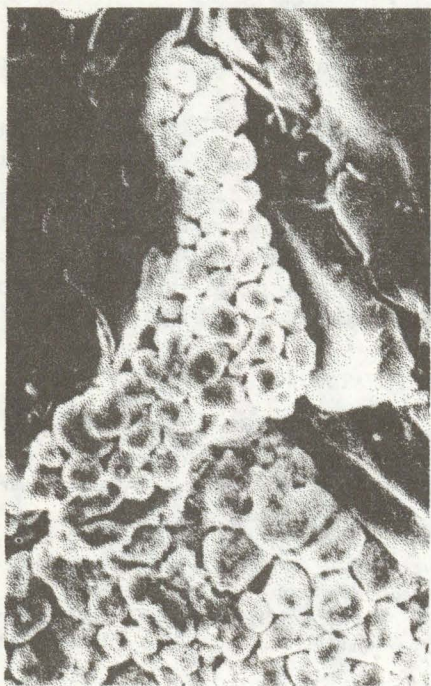
ное установление биогенной природы золота по аншлифам вряд ли было возможно. В наилучших (слабо деформированных в россыпи) образцах удается распознать зональное строение с чередованием от периферии к центру: 1) прерывистой зоны массивного сложения; 2) зоны тонковолокнистого строения, в которых золотые трихомы вытянуты в радиальном направлении; 3) ядра, в котором золотые индивиды имеют форму кокков и вибрионов (см. рис. 1е). Смена нитевидной формы на изометричную в центральном ядре возможно является всего лишь результатом изменения ориентации трихомов. Отметим также, что не располагая данными электронно-микроскопических наблюдений, центральное ядро легко принять за продукт распада твердого раствора, каковым оно в действительности не является. Примечательна резкая смена размера частиц (вероятно, соответствующая смене видов). Области с разным размером частиц разделены зернами аллотигенных минералов или соприкасаются друг с другом (см. рис 1е).

Проба золота в микрофоссилиях колеблется от 650 до 700 ед., содержание ртути изменяется от 7 до 18 %, увеличиваясь в местах взаимного соприкосновения нитей (аналитик М. М. Ботова).

Золотые микрофоссилии, аналогичные описанным по микроморфологии и минеральным ассоциациям, найдены также в брекчиевых карбонатных рудах Воронцовского месторождения (рис. 2 а, б) и в россыпном золоте из Агстафы (Азербайджан), а ситовидные и коккоидные формы — в рудах Бақырчыка. В образцах из Агстафы встречены, кроме того, прямолинейные золотые нити толщиной около 10 нм, закрепленные концами на нитчатых и коккоидных индивидах. Эти нити мы интерпретируем как результат отложения золота на полисахаридах, представляющих собой продукты метаболизма бактерий. В образцах из Апапеля «золоченые» кокки цианобактерий ассоциируют с полными псевдоморфозами самородного золота по диатомовым водорослям [2].

Возможная роль цианобактерий как осадителей золота обсуждалась ранее в связи с проблемой генезиса золотого супергиганта — месторождение Витватерсранд в ЮАР, в рудах которого обнаружены золотые нити и

а



б

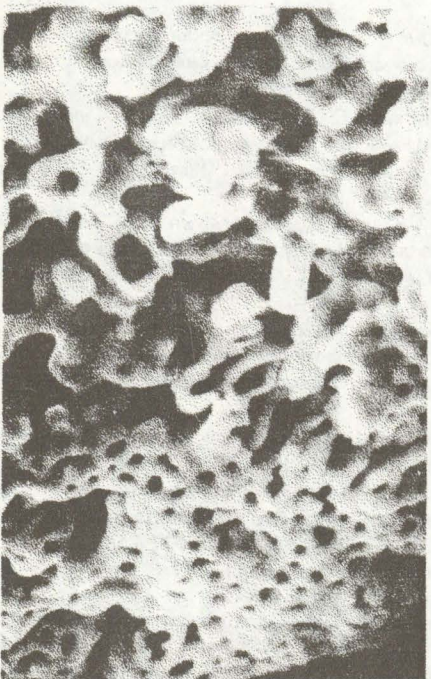


Рис. 2. Морфология золотых микрофоссилий из Воронцовского месторождения, ув. 5000 (а) и 1500 (б)

агрегаты «склеенных» нитей, интерпретируемые как результат осаждения золота цианобактериями. Предполагается, что золото поступало в бассейн осадконакопления в виде коллоидов, стабилизированных про-

дуктами метаболизма микроорганизмов, либо в форме биогенных цианидных комплексов, а затем накапливалось на цианобактериальных матах [13, 15]. Б. Декстер-Дайер, экспериментируя с современными цианобактериями, показала, что они эффективно осаждают золото, причем после умерщвления микроорганизмов их осадительная способность резко падает [12]. В современных цианобактериальных матах содержание золота достигает 18 г/т в пересчете на сухой остаток. Многие исследователи считают, что микроорганизмы играют важную роль в растворении, переносе и отложении золота, а также в образовании его промышленных концентраций [8, 9 и др.]. Основанием для этого являются результаты экспериментов по растворению металлического и самородного золота в культуральных жидкостях и по осаждению золота бактериями из истинных и коллоидных растворов [5, 7].

Сделанные находки золотых микрофоссилий позволяют считать, что действительные масштабы золотой литификации пока не оценены. Кажущаяся редкость золотых микрофоссилий объясняется прежде всего тем, что для их обнаружения требуется не практикуемое ни за рубежом, ни в СНГ систематическое изучение образцов, не подвергавшихся цементированию и полировке, в растровом электронном микроскопе с энергодисперсионным анализатором. Другая причина пропуска биогенного золота заключается в том, что, вследствие высокой диффузионной подвижности золота в твердом состоянии, биогенные формы легко трансформируются в обычные кристаллические при последующем метаморфизме. В россыпях форма и внутреннее строение биогенных золотин маскируются в результате истирания и деформации.

Процесс золотой литификации был, по нашему мнению, прижизненным (в геологическом смысле), т. е. литификация конкретных индивидов возможно имела место и после их отмирания, но литификация колонии в целом происходила синхронно с ее ростом. Об этом свидетельствует чрезвычайно высокая сохранность морфологии бактерий, невозможная, как нам кажется, в случае литификации после полного отмирания и захоронения колонии.

Паразитальной особенностью золотых микрофоссилий является высокая избирательность в поглощении золота из воды или флюида, в которых, очевидно, присутствуют все химические элементы. Этот феномен, кроме несомненно повышенного содержания золота в водах конкретных водоемов, имеет и другие объяснения. Представляется, что осаждение минерального вещества микроорганизмами можно рассматривать как механизм защиты от неблагоприятных воздействий окружающей среды. Так, кремнистая литификация предохраняет микроорганизмы от тепловых нагрузок (ссылка по [3]). В этом аспекте золотая литификация возможно является защитой от ионизирующих излучений, поскольку золото характеризуется большим радиусом захвата нейтронов [11]. Кроме того, золото — весьма эффективный поглотитель ртути — одного из наиболее токсичных элементов [10]. В связи с этим обращает на себя внимание постоянное присутствие ртути в биогенном золоте (Воронцовка, Ниман, Апапель).

Рассматривая цианобактерии в качестве осадителей золота, обычно полагают, что последнее поступает в бассейн осадконакопления в коллоидной форме. Ассоциация биогенного золота с галогенидами и сульфидами заставляет считать, что источником золота для образования стратиформных золоторудных месторождений может быть не только континентальный снос, но и подводные гидротермы.

Выводы

1. Золотые микрофоссилии распространены в черносланцевых (Бақырчик) и карбонатных (Воронцовка) разрезах.

2. Размер агрегатов золотых микрофоссилий достаточен для гравитационного извлечения, поэтому их первичные скопления являются одним из типов коренных источников россыпей.

3. Находки биогенного золота в россыпях можно рассматривать в качестве минералогического поискового признака стратиформных золоторудных месторождений.

4. Хотя фациальные обстановки и механизм накопления биогенного золота пока не выяснены, существует перспектива создания энергосберегающей технологии извле-

чения золота из морской воды специально культивируемыми цианобактериальными матами.

Авторы признательны Т. П. Поляковой за любезное предоставление образцов из Воронцовского месторождения. Авторы благодарят за полезные консультации научного сотрудника Палеонтологического Института РАН М. Б. Бурзина и проф. В. М. Горленко (Институт микробиологии РАН).

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Амосов Р. А., Васин С. Л., Щегольков Ю. В., Щепотьев Ю. М. О первой находке полных псевдоморфоз самородного золота по диатомовым водорослям. (В печати).
2. Амосов Р. А., Васин С. Л., Колесникова Е. Б., Щегольков Ю. В. Методика комплексного изучения микроморфологии и состава поверхности самородного золота. // НТД-92-ЦНИГРИ. Материалы научно-практической конференции. М.: 1992. С. 76—78.
3. Жмур С. И. Источник органического вещества и биохимические особенности формирования горючих сланцев. // Автореф. докт. дисс. — М.: 1991. 45 с.
4. Заварзин Г. А. Фенотипическая систематика бактерий: Пространство логических возможностей. — М.: Наука, 1974. 142 с.
5. Коробушкина Е. Д., Завьялова Л. Л., Коробушкин И. М. Изменение золота в процессе бактериального растворения // Изв. АН СССР, сер. биол. 1977. №6. С. 936—939.
6. Коробушкина Е. Д., Коробушкин И. М. Взаимодействие золота с бактериями и образование «нового» золота // ДАН СССР. 1986. Т. 287 №4. С. 978—980.
7. Коробушкина Е. Д., Черняк А. С., Минеев Г. Г. Растворение золота микроорганизмами и продуктами их метаболизма // Микробиология. 1974. Т. XLIII. Вып. 1. С. 49—54.
8. Маракушев С. А. Геомикробиология и биогеохимия золота. — М.: Наука, 1991, 111 с.
9. Минеев Г. Г. Участие микроорганизмов в геохимическом цикле миграции и концентрирования золота // Геохимия. 1976. №4. С. 577—582.
10. Малышев В. М., Румянцев Г. В. Золото. — М.: Металлургия, 1979. 288 с.
11. Паддеффет Р. Химия золота. — М.: Мир. 1982. 259 с.
12. Dexter-Dyer B. Microbial role in Witwatersrand gold deposition. — Biomineralization and Biol. Metall Accumulation. Biol. and Perspect. Pap. 4. Int. Simp., Dordrecht. 1983. P. 495—498.
13. Dexter-Dyer B., Kretzschmer M., Krumbein N. E. Possible microbial pathways in the formation of Precambrian ore deposits // J. Geol. Soc. London. V. 141. 1984. P. 251—262
14. Golubic S. Stromatolites, Fossil and Recent: A case History. — Biomineralization and Biol. Metall

Accumulation. Biol. and Perapect. Pap. 4. Int. Simp., Dordrecht, 1983. P. 313—326.

15. Mossman D. j., Dexter-Dyer B. The geochemistry of Witwatersrand — type gold deposits and the possible

influence of ancient procaryotic communities on gold dissolution and precipitation //Precambrian Research, 1985. V. 30. P. 303—319.

Amosov R.A., Vasin S.L.

GOLD MICROFOSSILS

Full pseudomorphorphs of gold on bacteria and algae discovered in ore and placer deposits are reviewed as a proof of gold litification of microorganisms in saline basins. Continental scavenging and underwater hudrotherms are discussed as possible gold sources for gold litification. Gold microfossil may provide economic values of the metal in primary occurence and are one of placers primary sources' types



ЦНИГРИ

ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

МЕТОДИЧЕСКОЕ РУКОВОДСТВО ПО АНАЛИЗУ ПОВЕРХНОСТИ МИНЕРАЛОВ МЕТОДАМИ ОЖ—ЭЛЕКТРОННОЙ И ФОТОЭЛЕКТРОННОЙ СПЕКТРОСКОПИИ

Впервые обобщен опыт исследования поверхности самородного золота, платиноидов, сульфидов цветных металлов и ряда других минералов методами ОЖ — электронной (ЭОС) и рентген-фотоэлектронной (РФЭС) спектроскопии. Рассмотрены основные вопросы прикладного анализа поверхности: приготовление препаратов, калибровка спектров, выбор оптимального режима анализа.

Предлагается процедура определения химического состава элементов на поверхности образцов по методу <отпечатков пальцев> с помощью специально составленного атласа стандартных ОЖ-спектров, охватывающего 200 минералов и их синтетических аналогов.

Анализ поверхности минералов особенно эффективен при разработке схем переработки труднообогатимых руд, а также для исследования начальных стадий преобразования минералов в зоне гипергенеза.

Вид реализации — продажа брошюры, инжиниринг.

Адрес: 13545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 315-43-47
Факс: (095) 315-27-01
Телетайп: 114142 АДУЛЯР

Проект программы «Русская платформа»

В мае 1993 г. руководство Роскомнедра приняло решение о разработке комплексной программы «Русская платформа». Подготовительная работа была поручена Оргкомитету, созданному при ЦНИГРИ. 26 октября 1993 г. в ЦНИГРИ состоялось рабочее координационное совещание, в котором приняли участие представители 16 заинтересованных организаций.

Оргкомитетом по материалам ЦНИГРИ и других организаций был подготовлен сводный доклад по основным направлениям разработки и реализации программы «Русская платформа». В этом докладе, с которым выступил председатель Оргкомитета И. Ф. Мигачев, было, в частности, отмечено следующее.

Выявленные в Российской Федерации минерально-сырьевые ресурсы весьма неравномерно распределены на ее территории. Субъекты Федерации, расположенные в европейской части России, если исключить месторождения, обнаруженные в платформенном основании, практически не обладают сколько-нибудь значимыми скоплениями рудных полезных ископаемых, а запасы дефицитных нерудных полезных ископаемых ограничены.

Платформенные основания и платформенные чехлы других регионов Российской Федерации и других континентов обладают значительным металлогеническим потенциалом и содержат многие месторождения полезных ископаемых, включая уникальные по масштабам и формационной принадлежности. В этой связи уместно напомнить о месторождениях свинца и цинка в карбонатных комплексах Северо-Американской платформы, о медистых песчаниках и сланцах Европы, о таком уникальном объекте как Олимпик Дам в Австралии, о металлоносности черносланцевых толщ перикратонных прогибов Канады и Китая.

Для специалистов не представляет секрета то обстоятельство, что архангельские алмазы могли быть обнаружены значительно раньше, если бы не было гипноза идеи о пассивности Русской платформы, об отсутствии на ее площади процессов и продуктов активизации.

Имеются все основания считать, что ограниченность минерально-сырьевых ресурсов Русской платформы обусловлена не столько геологическими, сколько субъективными факторами - недооценкой потенциала данного региона, относительно высокой в прошлом эффективностью обнаружения месторождений в складчатых комплексах восточных регионов России, привязкой объемов геологоразведочных работ к традиционным центрам горнодобывающей промышленности, опережающим геологическим освоением территорий других республик СССР.

В докладе особое внимание было обращено на проблемы геологической, металлогенической и минерагенической эволюции осадочных бассейнов. В частности, было указано, что для решения прикладных задач требуется ускорение фундаментальных исследований осадочных бассейнов по следующим главным направлениям:

- установление пространственной и временной взаимосвязи геологических и рудных формаций, нефтегазоносных свит и скоплений углеводородов в латеральных и вертикальных формационных рядах важнейших типов бассейнов;
- разработка моделей процессов и систем накопления вещества для выявления причин связи рудных, нерудных, нефтяных и угольных месторождений;
- исследование происхождения и эволюции (особенно палеогидродинамики) подземных вод и металлоносных рассолов с целью определения их роли в рудогенезе;
- разработка металлогенической и минерагенической типизации бассейнов для целей прогноза месторождений, включая их новые типы.

В обсуждении направлений работ и организационных вопросов приняли участие 20 специалистов. Совещание одобрило основные направления работ, отраженные в докладе Оргкомитета и выступлениях. Было рекомендовано определить в качестве организаций-координаторов работ по программе РГЦ Центральных районов, ГПП «Центргеология», ЦНИГРИ и ЦНИИГеолНеруд. Отмечена необходимость создания Координа-

ционного Совета по программе и реализации соответствующих организационных мер по ее подготовке.

В качестве главных видов работ по проекту программы совещание определило:

- научно-методическое опережение, обеспечение и сопровождение ГРР;
- геологическое картографирование в масштабах 1:1000000 — 1:50000;
- комплексные и целевые прогнозно-металлогенические исследования с составлением карт в масштабах 1:1000000 — 1:200000;
- рекогносцировочные поиски и специализированные поиски в масштабах 1:200000 — 1:50000;
- ревизионно-поисковые работы на отдельных объектах.

Расхождения с принятой ныне стадийностью ГРР определяются реальным состоянием изученности соответствующих частей Русской платформы и конкретных объектов. Кроме того, такие виды работ как рекогносцировочные и специализированные поиски масштабов 1:200000 — 1:50000 позволяют минимизировать затраты для достижения целевых результатов. Ревизионно-поисковые работы могут дать обоснования для оценки и переоценки объектов в новых экономических условиях.

Совещание предложило сформировать проект программы в варианте блоков и модулей, что позволяет легко трансформировать его в любом выражении — по видам сырья, по территориям, по видам работ и т. д. Предварительно определены и сформулированы 20 блоков (по направлениям и задачам работ), для каждого из которых соответствующими организациями предложены необходимые обоснования. Не останавливаясь на деталях, отметим особенности отдельных блоков.

Блок «Алмазоносность» — ставятся задачи выявления новых алмазоносных провинций и районов за пределами уже известных.

Блок «Рудоносных осадочных бассейнов» включает работы по изучению распределения и перераспределения рудного вещества в процессе эволюции осадочных бассейнов, по выявлению возможных зон концентрирования и их связи с процессами генерации, миграции и накопления углево-

дородов, а также соленакопления, включая формирование соляных куполов и кепроков.

Значительный прикладной интерес представляют работы по *палеороссыпной и современной металлоносности и алмазоносности Русской платформы*, основная часть которой многие годы по субъективным причинам оставалась без такого рода исследований. Общегеологические предпосылки и пионерные работы отдельных организаций обеспечивают целенаправленность подхода к выявлению потенциала палеороссыпной и современной россыпной металлоносности, включая концентрации тяжелых минералов.

Близкие либо сопряженные задачи должны решаться работами по *оценке металлоносности месторождений обломочных строительных материалов — песков, гравийно-песчаных смесей и т. п.* — в первую очередь на эксплуатируемых объектах.

Нарастающий поток информации о *металлоносности угленосных и фосфатоносных отложений* в ряде регионов мира определяет необходимость проведения соответствующих работ на Русской платформе.

Агрохимические, горнорудные, горнохимические минеральные ресурсы Русской платформы в новых экономических условиях нуждаются в комплексной переоценке.

Проблема *металлоносности рассолов и минерализованных вод* требует разрешения через выявление их потенциала, разработку способов утилизации и защиты среды в сфере деятельности горнодобывающих предприятий.

Разогретые подземные воды и рассолы Русской платформы в принципе представляют собой потенциальные энергетические источники, достаточно давно используемые в восточной части Германии и некоторых других странах. На территории РФ соответствующие исследования как геологического, так и технологического плана практически не велись, за исключением отдельных пионерных разработок.

Для территории РФ в целом и для Русской платформы в частности пока не разработаны *геоэкологические основы недропользования* (ни в научно-методическом, ни в прикладном плане). Русская платформа, обладающая максимальной комплексной антропогенной и техногенной нагрузкой на геологическую среду, может стать полигоном

для создания и адаптации соответствующих разработок.

Столь же остры проблемы создания *геолого-экономических основ* использования недр Русской платформы и ее *районирования по условиям лицензирования недр*.

В целом, определенные совещанием направления работ по программе «Русская платформа», отраженные в соответствующих блоках, подчинены единой цели — выявлению и реализации минерально-сырьевого потенциала тех многочисленных реги-

онов России, которые в силу ряда обстоятельств оказались в той или иной зависимости от горнодобывающей промышленности единичных регионов РФ, ранее созданной при значительном вкладе субъектов РФ восточно-европейской части России.

Материалы совещания разосланы всем заинтересованным организациям с целью подготовки полного проекта программы и последующего представления в Роскомнедра.

ОРГКОМИТЕТ

К семидесятипятилетию П. Ф. Иванкина

В августе 1993 года исполнилось 75 лет со дня рождения ведущего ученого — знатока рудных месторождений Петра Филипповича Иванкина.

Петр Филиппович родился 28 августа 1918 года в семье крестьянина, проживавшего в бывшей Семипалатинской губернии России. В 1937 году он поступил в Новочеркасский политехнический институт, который окончил с отличием в 1942 году.

Первые профессиональные навыки Петр Филиппович получил в 1942—1943 годах, изучая рудные месторождения Урала и Тянь-Шаня. В 1949 году он начинает работать в Геологическом институте Академии Наук Казахстана, и в центре его внимания оказываются колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая — крупнейшей свинцово-цинковой провинции.

В научной деятельности Петра Филипповича можно выделить три главных этапа, с каждым из которых связаны его капитальные труды: уже упомянутый рудноалтайский, сибирский, когда Петр Филиппович, работая в Новосибирске, возглавлял работы по изучению рудных месторождений Сибири, и московский, вот уже более двадцати лет связанный с ЦНИГРИ.

Первая монография, опубликованная Петром Филипповичем в 1957 году, посвящена геологии колчеданно-полиметаллических месторождений Прииртышского района Рудного Алтая. В ней показана тесная

морфогенетическая связь месторождений этого района и тектонических элементов Иртышского глубинного разлома. Вторая монография о рудных формациях колчеданных месторождений Рудного Алтая вышла в 1961 году. Эта книга — одна из первых работ, выдвигающих рудноформационный анализ как один из основных методов изучения рудных месторождений. В третьей монографии рудноалтайского периода рассмотрены и обоснованы принципы и методы прогноза медноколчеданного и полиметаллического оруденения на Рудном Алтае. Как и предыдущая, она была не только новаторской, но и сыграла важную роль при составлении прогнозно-металлогенических карт как Рудного Алтая, так и других, близких по геологическому строению и истории развития, рудных провинций.

Сибирский период научной деятельности Петра Филипповича ознаменован опубликованием двух капитальных работ, тесно связанных друг с другом: книги, посвященной результатам изучения глубоковскрытых магматогенных месторождений, и атласа морфоструктур рудных полей, в котором объемно иллюстрируются наиболее изученные и разведанные к тому времени рудные месторождения СССР. В них впервые в геологической литературе рассмотрены объемные модели рудных месторождений и их зональное строение. По существу на основе морфоструктурного анализа и объемного

картирования разработаны принципиально новые методы изучения структур рудных полей.

В третьем периоде своей научной деятельности П. Ф. Иванкин, возглавляя проблему изучения алмазов, опубликовал коллективную монографию и несколько статей по геологии и генезису алмазов разного типа. Результатом изучения золоторудных месторождений Средней Азии явилась книга по методам изучения рудоносных структур в терригенных толщах. В ней разработан принципиально новый подход к изучению рудных формаций, основанный на выделении гетерогенных геолого-металлогенических рядов.

Синтез многолетних исследований по морфоструктурам и петрогенезису глубинных разломов отражен в еще одной новой книге, в которой с оригинальных позиций рассмотрена связь глубинных разломов, процессов магматизма, метаморфизма и рудообразования, особенности деструкции земной коры и петрорудогенеза в рамках ее расширения и смятия для разных структурных элементов земной коры.

Нельзя не отметить новаторские науч-

ные разработки Петра Филипповича, касающиеся роли углеродистых веществ в эндогенном рудообразовании, а также проблемы происхождения нефти и ассоциирующихся с нефтяными месторождениями руд цветных и благородных металлов.

П. Ф. Иванкин внес крупный вклад в геологическую науку. Его труды, касающиеся происхождения, закономерностей размещения, методов изучения и поисков месторождений цветных и благородных металлов в большинстве случаев оригинальны, а нередко дают начало новым научным направлениям. Им опубликовано около 300 работ, под его научным руководством более 30 аспирантов и соискателей защитили кандидатские диссертации.

П. Ф. Иванкин удостоен нескольких правительственных наград и звания почетного разведчика недр.

Поздравляем Петра Филипповича Иванкина и желаем ему крепкого здоровья и дальнейшей плодотворной научной деятельности.

Ученый Совет ЦНИГРИ
Редколлегия



ЦЕНТРАЛЬНЫЙ
НАУЧНО-ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫЙ ИНСТИТУТ
ЦВЕТНЫХ И БЛАГОРОДНЫХ МЕТАЛЛОВ

**ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ АТЛАС ТИПОВ
МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ
ОСАДОЧНЫХ ПОРОД
(В РУДНЫХ И НЕФТЕГАЗОНОСНЫХ РЕГИОНАХ)**

Впервые составлен петрографический атлас с генетической расшифровкой структурно-вещественных преобразований осадочных и осадочно-метаморфических пород при восстановительных и окислительных флюидных режимах в зонах катагенеза и метаморфизма разных ступеней

Показана причинная взаимосвязь эндогенного науглероживания и сульфидизации пород с их щелочно-кремневым замещением, а также с рудообразованием стратиформного типа и нефтегазонакоплением

Атлас, освещающий генезис текстур и микротекстур, является качественно новой ступенью по сравнению с ранее изданными. Использование атласа повысит эффективность научных и практических исследований рудоносности черносланцевых комплексов, а также нефтегазо- и угленосности осадочных бассейнов

Виды реализации – продажа атласа, консультации

Адрес: 13545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129"Б", ЦНИГРИ
Телефон: (095) 315-43-47
Факс: (095) 315-27-01
Телетайп: 114142 АДУЛЯР

Технический редактор А. Н. Щендригин
Редакция: Н. И. Назарова, Т. Б. Полиектова

Сдано в набор
01.08.93
Подписано в печать
19.01.94

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

Усл.-печ. л. 10,8
Уч.-изд. л. 13,0

Тираж 500
Заказ 12

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

Телефон: 315-28-47

Типография ЦНИГРИ: Варшавское шоссе, 129«Б»

Полиграфическая база ВНИИгеосистем
115105, Москва, Варшавское шоссе, 8

Отечественная ГЕОЛОГИЯ

Уважаемые коллеги!

Журнал "Отечественная геология", основанный академиком И. М. Губкиным 60 лет назад, сохраняет лучшие традиции сотрудничества геологов разных стран и регионов.

В 1994 году журнал продолжит публикацию статей, посвященных развитию приоритетных направлений геологической науки и практики, передовым методам прогноза и оценки месторождений полезных ископаемых. Будут освещаться результаты изучения геологического строения различных регионов, окраинных и внутренних морей и Мирового океана; развитие минерально-сырьевой базы, глубинное строение Земли, проблемы геоэкологии, экономика геологоразведочных работ в условиях рынка.

Учредители журнала – Комитет по геологии и использованию недр Российской Федерации, Российское геологическое общество, Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, Геолбанк – и редколлегия приглашают к сотрудничеству отечественных и зарубежных исследователей и предпринимателей, а также другие журналы.

Журнал публикует рекламу научных и производственных разработок на льготных условиях.

Подписка на 1994 год проводится через редакцию журнала. Цена подписки на год для индивидуальных лиц 2400 р., для организаций России 6000 р., для организаций стран СНГ 8000 р. с учетом почтовых расходов.

Оплату подписки просим переводить на счет ЦНИГРИ в Коммерческом Интерпрогрессбанке г. Москвы, р/с 208620 МФО 201508, корреспондентский счет 402161100 (для организаций) или высылать переводом по адресу редакции: 113545, г. Москва, Варшавское шоссе, 129 б, ЦНИГРИ, редакция журнала "Отечественная геология". Тел. 315-28-47.

Зарубежные читатели могут подписаться через АО "Международная книга" по адресу: Российская Федерация, 117049, г. Москва, ул. Б. Якиманка, 39 или через фирму "Факсон" по адресу: Российская Федерация, 115533, г. Москва, ул. Садовники, 4.



Уважаемые коллеги!

Ученый Совет и дирекция ЦНИГРИ учредили новый журнал "Руды и металлы".

Журнал создан с целью объединить различные направления изучения месторождений рудных полезных ископаемых как в теоретическом, так и в прикладном плане, — от условий их возникновения до эксплуатации и экономики минерального сырья. Необходимость в таком комплексном научно-техническом издании, не ограниченном рамками той или иной отрасли наук о Земле, очевидна для многих специалистов, развивающих прикладные аспекты геологических и смежных наук и использующих их результаты. В нашем журнале Вы найдете следующую информацию:

- фундаментальные разработки в области рудных месторождений;
- геологическое строение и минерально-сырьевые ресурсы;
- методология, методы и прогрессивные технологии;
- экономика всех видов геологоразведочных работ;
- геология рудных месторождений и минерально-сырьевые ресурсы зарубежных стран;
- отечественная и мировая конъюнктура рудного сырья;
- научно-технические достижения;
- информатика и геомаркетинг.

Многопрофильность журнала, его научно-технический характер и прикладная направленность дают основание полагать, что он может привлечь внимание широкого круга читателей и авторов как в России, так и за ее пределами, и будет способствовать свободному обмену идеями и информацией.

Мы готовы публиковать Ваши статьи. Журнал предоставляет свои страницы и для рекламы по доступным ценам.

Объем журнала 10 — 12 уч.-изд. л., периодичность — шесть номеров в год.

Подписка на 1994 год проводится через редакцию журнала. Цена подписки на год для индивидуальных лиц 1740 р., для организаций России 3240 р., для организаций стран СНГ 8000 р. без учета почтовых расходов.

Оплату подписки просим переводить на счет ЦНИГРИ в Коммерческом Интерпрогрессбанке г. Москвы, р/с № 208620 МФО 201508 или высылать переводом в адрес редакции.

Наш адрес: 113545, Москва, Варшавское шоссе, 129 "Б", ЦНИГРИ, редакция журнала "Руды и металлы".

Тел. 315-28-47, факс 315-27-01.

Зарубежные читатели могут подписаться через АО "Международная книга" по адресу: Российская Федерация, 117049, г. Москва, ул. Б. Якиманка, 39 или через фирму "Факсон" по адресу: Российская Федерация, 115533, г. Москва, ул. Садовники, 4.

Корреспондентский счет 402161100 в РКЦ г.Москвы ГУЦБ РФ МСЧ 201791