

МОДЕЛИ  
РУДНЫХ  
ФОРМАЦИЙ



---

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ  
МОДЕЛИ  
ЭНДОГЕННЫХ  
РУДНЫХ  
ФОРМАЦИЙ

---

ТОМ 2

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ

# ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ

Том 2

ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВЫЕ, ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ,  
ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

18722

ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск • 1983



Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т.2.—  
Новосибирск: Наука, 1983.

В двухтомный сборник включены материалы Всесоюзного совещания «Генетические модели эндогенных рудных формаций» (Новосибирск, май 1981 г.). В статьях рассматриваются общие вопросы формационного анализа и принципы построения геолого-генетических моделей эндогенных рудных формаций — нового направления в учении о рудных месторождениях. Обсуждаются общие и частные геолого-генетические модели медно-никелевых, железорудных, оловянно-вольфрамовых, медно-молибденовых, полиметаллических, золоторудных и сурьмяно-ртутных месторождений. Сборник является первой сводкой по геолого-генетическим моделям важнейших типов рудных месторождений.

Книга представляет интерес для широкого круга специалистов в области эндогенного рудообразования, геохимии и металлогении.

Редколлегия:

канд. геол.-мин. наук А. П. Берзина, канд. геол.-мин. наук Э. Г. Дистанов, д-р геол.-мин. наук В. В. Золотухин, д-р геол.-мин. наук Г. Р. Колонин, акад. В. А. Кузнецов (отв. редактор), д-р геол.-мин. наук А. А. Оболенский, канд. геол.-мин. наук В. И. Сотников, д-р геол.-мин. наук В. Н. Шаранов, д-р геол.-мин. наук Ю. Г. Щербаков.

ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ  
ЭНДОГЕННЫХ РУДНЫХ ФОРМАЦИЙ.

Том 2.

ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВЫЕ, ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИЕ,  
ЗОЛОТОРУДНЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Ответственный редактор Валерий Алексеевич Кузнецов

Утверждено к печати Институтом геологии  
и геофизики СО АН СССР

Редактор издательства Е. С. Иванова  
Художественный редактор М. Ф. Глазырина  
Художник Н. А. Пискун  
Технический редактор Н. М. Бурлаченко  
Корректоры С. В. Блинова, А. В. Пименов

ИБ № 23254

Сдано в набор 22.10.82. Подписано к печати 17.06.83. МН-07538. Формат 70×108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 1. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Усл. печ. л. 15,4. Усл. кр.-отт. 15,4. Уч.-изд. л. 20. Тираж 1500 экз. Заказ № 375. Цена 3 р. 40 к.

Издательство «Наука», Сибирское отделение. 630099, Новосибирск, 99, Советская, 18.  
4-я типография издательства «Наука», 630077, Новосибирск, 77, Станиславского, 25.

Г. Н. ЩЕРБА, Т. М. ЛАУМУЛИН, А. В. КУДРЯШОВ,  
Н. П. СЕНЧИЛО, В. А. КОРМУШИН, Р. В. МАСГУТОВ

## ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ГЛАВНЫХ ТИПОВ ЭНДОГЕННЫХ РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА

Типовые геолого-генетические модели синтезируют в себе основные результаты комплексного геологического изучения месторождений — их структуры, вещественного состава, стадий минерализации, связей с эндогенными источниками и физико-химических условий рудообразования.

Особенно наглядны и информативны модели типовых месторождений, представляющих главные редкометаллоносные формации. В Казахстане к таковым относятся следующие месторождения:

Лосевка — тантал-ниобий-циркониевая эпитагматическая формация (рис. 1);

Белая гора — тантал-оловянная редкощелочная пегматитовая (рис. 2);

Восточный Коунрад — молибденовая кварцевожильно-грейзеновая (рис. 3);

Акчатау-Караоба — комплексная редкометальная кварцевожильно-грейзеновая (W, Mo, Sn, Bi и др.) (рис. 4);

Чердояк — олово-вольфрамовая кварцевожильно-грейзеновая штокверковая (рис. 5);

Катпар — вольфрамовая скарново-карбонатно-грейзеновая (рис. 6);

Верхнее Кайракты — вольфрамовая кварцевожильно-штокверковая (рис. 7);

Шалгия — молибденовая прожилково-вкрапленная («порфировая») и др.

Типовые позиции и схемы структурно-генетических моделей главных рудных полей перечисленных формаций приведены на рис. 8. Наибольший практический интерес представляет штокверковый морфологический тип из-за значительной массы руд, пригодных для открытой разработки. Геологическая характеристика месторождений опубликована в ряде работ [Щерба, 1960; Лаумулин, 1977; Геотектоногены Казахстана..., 1973; и др.].

**Связь с магматизмом.** Прежде всего нужно отметить, что все перечисленные типы месторождений связаны с кислым магматизмом и образовались в поздние эпохи каледонского (верхний девон) и герцинского (пермь) металлогенических циклов. С магматитами поздних стадий развития геотектоногенов на коре континентального типа и определенного состава связана своя ассоциация главных рудных компонентов: с гранодиорит-гранит-порфирами и монзонит-гранит-порфирами — Cu, Mo; с гранитами-аляскитами — W, Mo, Bi, Sn и др.; с гранитами-лейкогранитами — Mo, W — Sn, W; с субщелочными гранитами — Zr, Ta, Nb и др.

Начальный состав магматических серий определяется степенью развитости земной коры и уровнем зарождения очагов. Дальнейшие изменения вызваны явлениями петрохимической эволюции расплавов.

Рудоносные аллохтонные интрузии гипабиссальные, отличаются многофазностью внедрения, повышенной калиевой или натриевой щелочностью, геохимической специализацией на соответствующие элементы (от

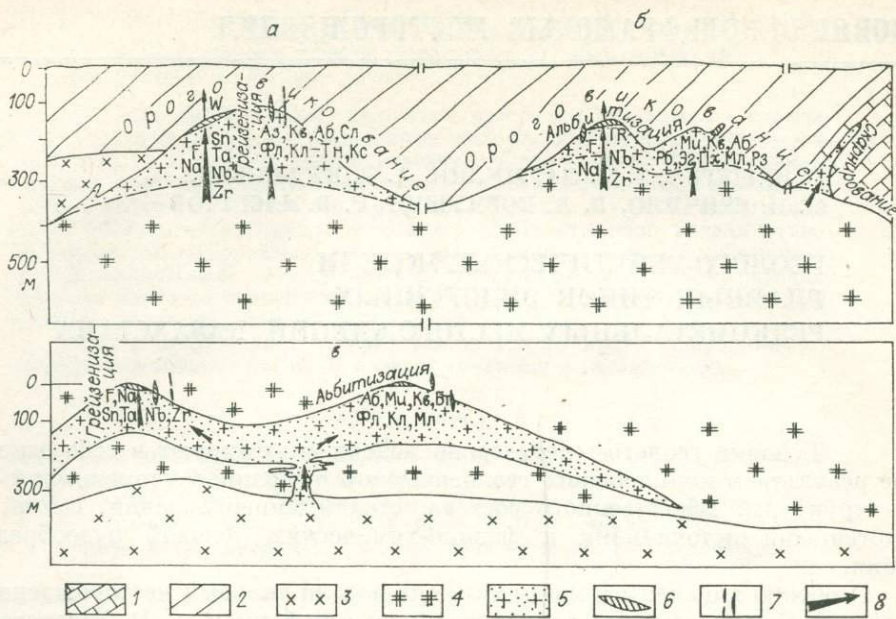


Рис. 1. Тип минерализованных альбитовых гранитов — прикупольно-инъекционный вкрапленный тантал-ниобий-цирконий-редкоземельный (вертикальные разрезы): а — подтип Курменты (амазонит-альбитовый); б — подтип Верхнего Эспе (рибекит-альбитовый); в — подтип Лосевки (биотит-альбитовый).

1 — известняки; 2 — песчаники, сланцы; 3—5 — рудоносные граниты: 3 — нормальные биотитовые I фазы, 4 — лейкократовые, аляскинские III фазы, 5 — амазонит-, рибекит-, биотит-альбитовые; 6 — пегматиты, 7 — жилы выполнения; 8 — направление движения рудообразующих растворов.

Пневмато-гидротермальная стадия: грейзенизация ( $T = 480-340^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 2,0-0,5$  кбар), кварцево-вожильное выполнение ( $T = 360-80^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 10,6$  кбар), отложение сульфидов ( $T = 280-160^{\circ}\text{C}$ ,  $P < 1$  кбар); пегматитовая стадия: эвтектический расплав ( $\text{H}_2\text{O} = 9-10$  вес. %,  $T = 700-560^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 3,8-2,6$  кбар), постмагматические преобразования — альбитизация, грейзенизация ( $T = 570-270^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 2,6-0,5$  кбар); эпимагматическая стадия: специализированный магматический расплав ( $\text{H}_2\text{O} = 0,5-6,9$  вес. %,  $T = 750-540^{\circ}\text{C}$ ,  $P = 4,5-0,5$  кбар).

Принятые сокращения (рис. 1—9): Ак — актинолит, Аб — альбит, Аз — амазонит, Аг — ангидрит, Ал — андалузит, Ар — андрадит, Ан — антофиллит, Ап — апатит, Аф — апофиллит, Ас — арсениопирит, Бт — биотит, Вз — везувиан, Ви — висмут самородный, висуитин, Вл — волластонит, Вф — вольфрамит, Гл — галенит, Гр — гранат, Гф — графит, Гс — гроссулар, Дп — диопсид, Жб — жильбертит, Кш — калишпат, Кц — кальцит, Ка — каолинит, Кр — карбонат, Кс — касситерит, Кв — кварц, Кн — клевеландит, Кз — козалит, Кл — колумбит, Лм — лимонит, Мг — магнетит, Мл — малакон, Мр — маргарит, Ми — микроклин, Мо — молибденит, Му — мусковит, Пп — пирит, Пк — пироксен, Пх — пироклор, Пл — плагиоклаз, Пн — пренит, Рз — редкоземельные минералы, Рб — рибекит, Се — селлаит, Сц — серицит, Сл — слюды, Сф — сфалерит, Тн — танталит, Тп — топаз, Тр — тремолит, Ту — турмалин, Фн — фенакит, Фг — флогопит, Фл — флюорит, Хп — халькопирит, Хл — хлорит, Цл — цеолит, Цр — циркон, Ше — шеелит, Эг — эгирин, Эп — эпидот, Яр — ярозит.

нескольких до десятков кларков), повышенным содержанием газоминерализаторов (F, Cl), что было нами отмечено еще в 1946 г. и с того времени неизменно подтверждалось всеми исследованиями. Мы не можем поддержать всякого рода предположения о пассивной роли интрузий, их якобы безрудности, так же как и об отсутствии геохимической специализации.

Область локализации руд называется «интрузив-надинтрузивной зоной», в которой сосредоточены питающие каналы, выше — метасоматиты, руды и их геохимические ореолы. Интрузив-надинтрузивная зона занимает обычно апикальные части плутонов, выступы, расположенные, как правило, над утолщением массивов.

Усадка интрузий при их становлении способствовала образованию трещиноватой области разрежения, в которую устремлялись послемагматические растворы, производившие преобразование пород, с развитием метасоматитов на трех уровнях метасоматической колонки:

I — подрудном — внутри массивов, до 1,5 км от кровли (каллишпатизация, биотитизация, альбитизация, объемная слабая грейзенизация);

II — рудовмещающем — в апикальных частях массивов (до глубины 0,5 км от кровли и более) и во вмещающих породах надинтрузивной

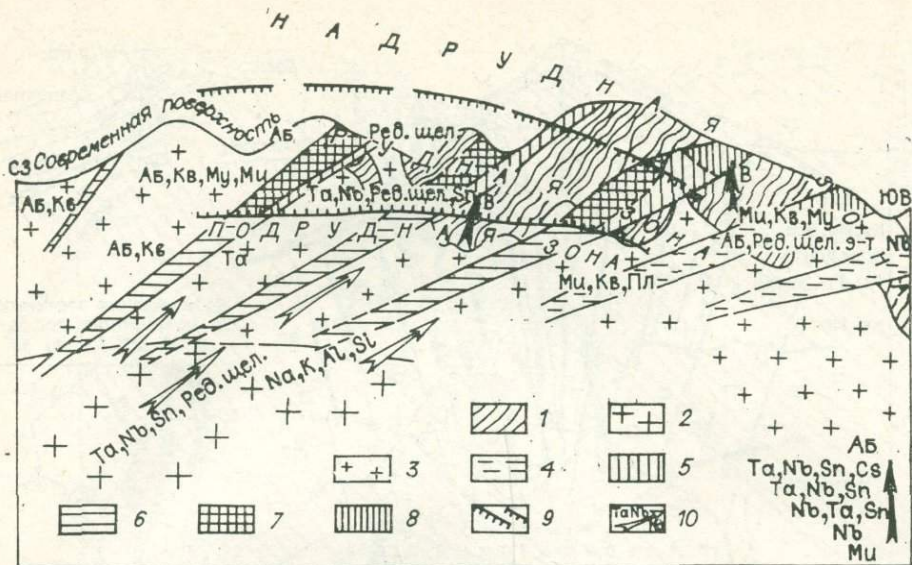


Рис. 2. Тип Огневско-Бакенного — пегматит-жильный комплексный редкометалльный (поперечный разрез).

1 — ороговикованные песчано-алевролитовые сланцы ( $D_2-C_1$ ); 2 — средне-крупнозернистые порфировидные биотитовые граниты I фазы калбинского комплекса ( $C_2-P_1$ ); 3 — контаминированные граниты, гранодиориты фации эндоконтакта; 4—8 — пегматитовые зоны: 4 — безрудные кварц-полевошпатовые, 5 — малопродуктивные мусковит-микроклиновые, 6 — танталонесные кварц-альбитовые, 7 — высокопродуктивные микроклин-альбитовые и альбитовые, 8 — микроклин-альбитовые слабо минерализованные; 9 — контур рудной зоны; 10 — направление движения рудообразующих растворов.  
 $T = 1000-280^\circ\text{C}$ . I стадия:  $T > 500^\circ\text{C}$ ; II стадия:  $T = 500-400^\circ\text{C}$ ; III стадия:  $T = 400-300^\circ\text{C}$ ; IV стадия:  $T < 300^\circ\text{C}$ .  $P = 3,8-0,5$  кбар.  
 Растворы: щелочные, карбонатные ( $\text{Na}-\text{K}-\text{Nb}-\text{Ta}-\text{F}-\text{SO}_4-\text{HCO}_3-\text{CO}_2$ ). Газовая фаза:  $\text{CO}_2$  (35—85 об. %),  $\text{H}_2\text{S}-\text{SO}_2-\text{HCl}-\text{HF}-\text{NH}_3$  (4—28 об. %),  $\text{N}_2$  и редкие газы (4—54 об. %).

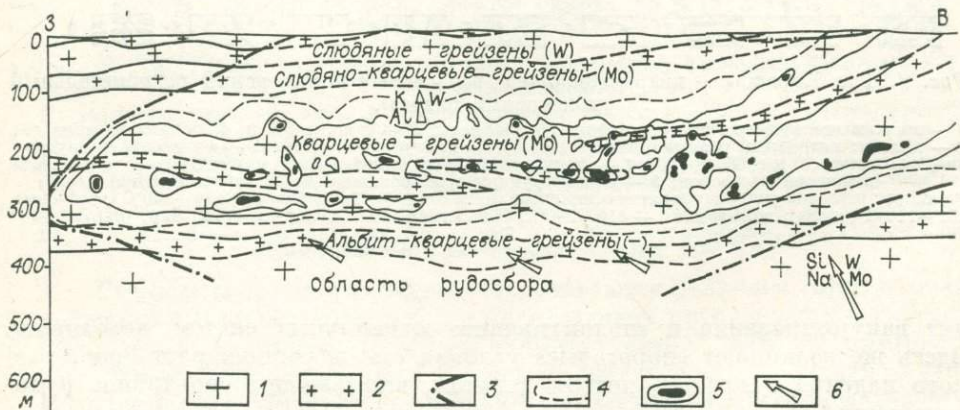


Рис. 3. Тип Восточного Коузрада — кварцевожильно-грейзеновый молибденовый (проекция крутопадающей грейзено-жильной системы на плоскость вертикального разреза рудоносных гранитов).

1 — средне-крупнозернистые лейкократовые граниты II фазы (акчатауский комплекс,  $C_2-P_1$ ); 2 — мелкозернистые ацидотитовые граниты III фазы (пологие тела и дайки); 3, 4 — контуры проекций; 5 — грейзеново-жильной системы, 6 — рудной зоны; 5 — изоконцентрационные линии повышенных содержаний молибдена; 6 — направление движения рудообразующих растворов.  
 Три стадии. Растворы: щелочно-хлоридно-сульфатные (с повышенным содержанием  $\text{CO}_2$ ). Температуры:  $435-145^\circ\text{C}$ , молибденит —  $425-360^\circ\text{C}$ . Давления: 1300—270 бар (рудная стадия ~ 770 бар).

зоны (грейзенизация, окварцевание, скарнирование, лиственитизация, серицитизация и др., кварцевожильное заполнение — до 1 км);

III — надрудном — во вмещающих породах, около 0,5 км (в зависимости от их состава и строения — серицитизация, образование кварцевых, карбонатных, цеолитовых, реже флюоритовых прожилков).

Области трещинообразования являются той зоной, которая определяет направление потока растворов и его динамику. Именно здесь происхо-

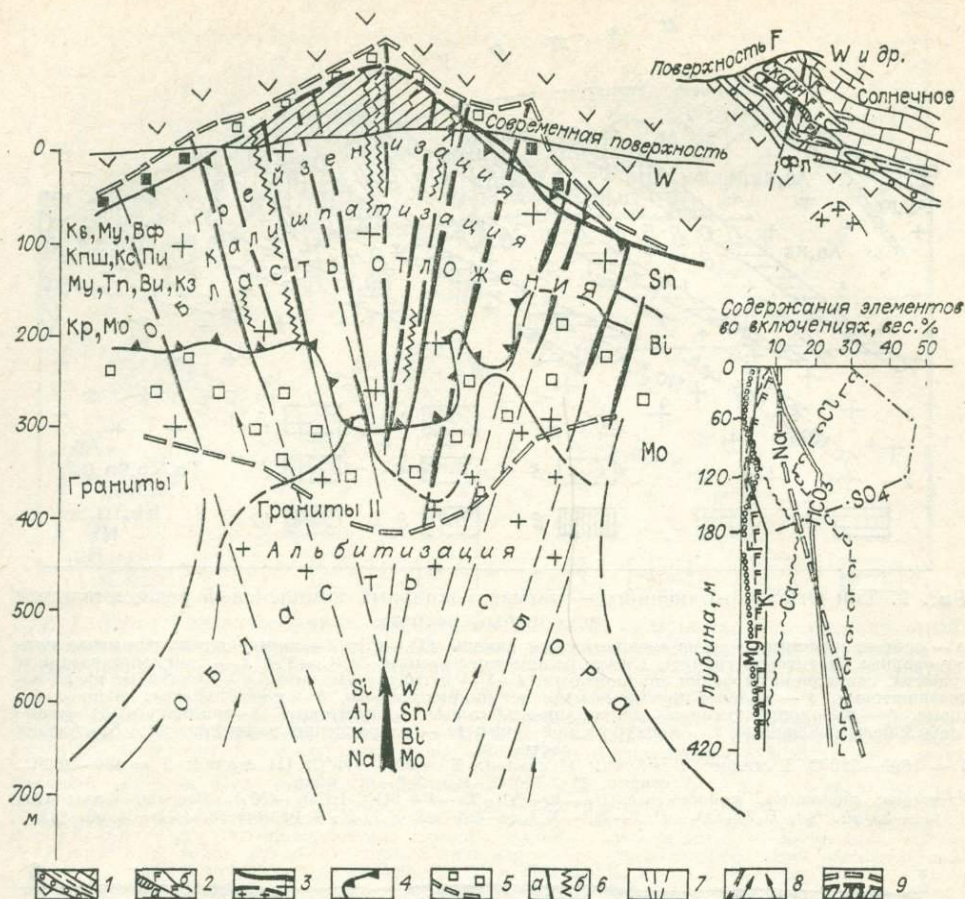


Рис. 4. Тип Караобы — кварцевожильно-грейзеновый комплексный редкометалльный (поперечный разрез).

1 — вмещающие вулканогенно-осадочные образования; 2 — скарны (а) и флюоритовые тела (б); 3 — контакт интрузива, разные фазы гранитов; 4 — контур рудного тела; 5 — рассеянное оруденение; 6 — жилы (а) и грейзены (б); 7 — фокусирование проекций жил на глубину; 8 — направление движения растворов; 9 — реконструкция эродированной части месторождения.

Растворы: щелочно-гидрокарбонатно-хлоридные (пять стадий). Температуры: 450—340°C (грейзены), 400—110°C (жилы); вольфрамит — 440—290°C. Давления: 1100 (грейзены)—110 бар, pH = 6,76—7,62.

дит вакуумирование и «подпитывание» ювенильных систем вадозными. Здесь же возникают «пороговые» условия смены состава растворов, резкого падения давления, потери летучих, вызывающие спонтанное рудоотложение.

Замечено, что существуют три главных типа развития областей трещинообразования:

а) восходящий, при котором область трещинообразования со временем развивается сверху; характерен для надинтрузивной зоны наиболее глубоких, «угнетенных» гранитных плутонов;

б) центробежный, когда область трещинообразования расширяется сверху и книзу; типичен для обычных гипабиссальных плутонов;

в) нисходящий, при котором область трещинообразования смещается внутрь плутонов; характерен для малоглубинных и субвулканических условий. Чаще всего при нисходящем трещинообразовании возникает обратная зональность оруденения.

Состав метасоматитов колонки определяется обычным последовательным изменением кислотности-основности фильтрующегося потока растворов (раннщелочные → кислотные → переменной кислотности-основности), составом среды и, наконец, РТС-условиями.



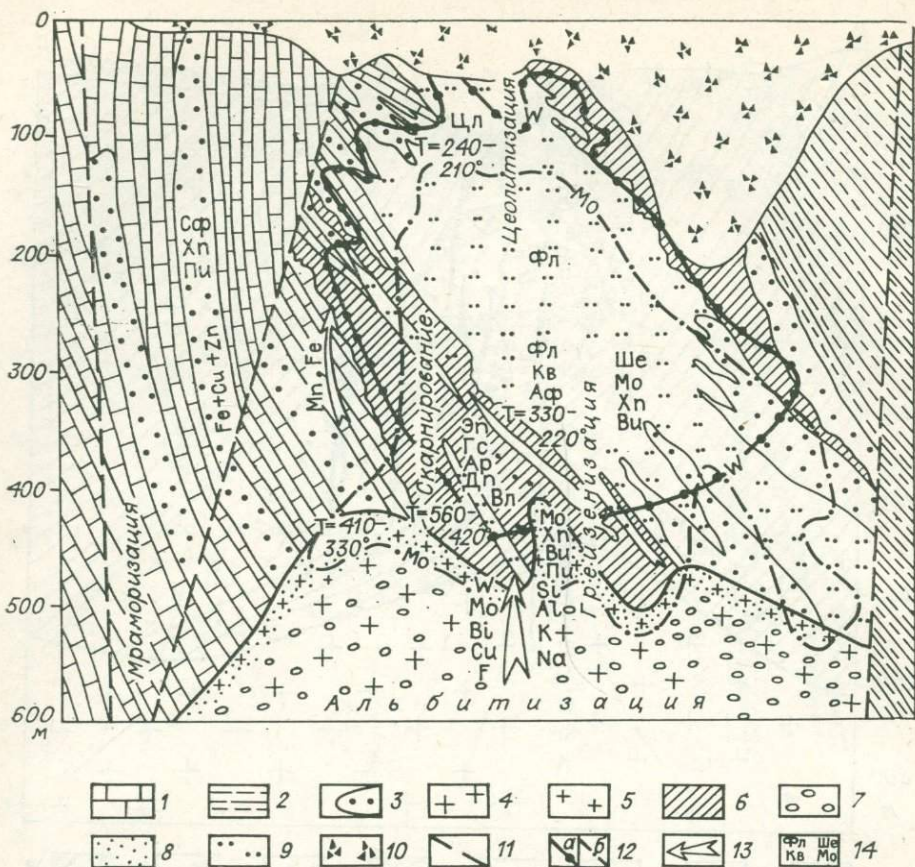


Рис. 6. Тип Катпара — скарново-карбонатно-грейзеновый вольфрамовый с молибденом и висмутом (проекция на плоскость рудной залежи по Ф. Г. Губайдуллину).  
 1 — известняки; 2 — алевролиты; 3 — оруденение атасуейского типа; 4 — рудоносные граниты; 5 — фашия эндоконтакта; 6 — скарны и скарнированные известняки; 7 — альбитизация; 8 — грейзенизация в гранитах; 9 — грейзенизация во вмещающих породах (флюоритизация, апофиллитизация, окварцевание и т. п.); 10 — кора выветривания по известнякам и алевролитам; 11 — разломы; 12 — контуры вольфрамового (а) и молибденового (б) оруденения; 13 — направление движения рудообразующих растворов; 14 — ассоциации минералов.  
 Растворы щелочно-хлоридно-гидрокарбонат-фторидного состава. Давление — 2—1,2 кбар.

дробное описание метасоматитов уже приводилось в печати [Грейзены..., 1964; Граниты..., 1981].

Основное условие рудоотложения — это наличие пороговой зоны либо резкого перепада давлений (зона трещиноватости), вызывавшего изменение фазового состояния (дегазация) и распад комплексов, или изменение состава среды (нейтрализация кислых растворов), приводившее к тем же результатам. С течением времени пороговая зона имеет тенденцию сначала к воздыманию, а затем к опусканию, создавая телескопированную и так называемую «обратную зональность».

**Типовые модели** построены на основании схематизации процессов на реальных объектах, представленных типовыми месторождениями (см. рис. 1—7).

Все многообразие моделей может быть сведено к трем основным типам, трем уровням рудообразования (рис. 9).

1. **Внутриинтрузивный:** рудные тела располагаются внутри массива рудоносных гранитов. Высокие параметры рудообразования, состав растворов и руд в основном зависят от очаговой зоны магмообразования, состава расплава, условий его дифференциации, характера развития постмагматических процессов. «Пороговая область» трещинообразования (разрежения) возникла в самом плутоне, куда и устремлялись растворы. Кровля и перекрывающие породы являлись экранами. Структура месторождения обусловлена внутриинтрузивной тектоникой, системами трещин глубин-



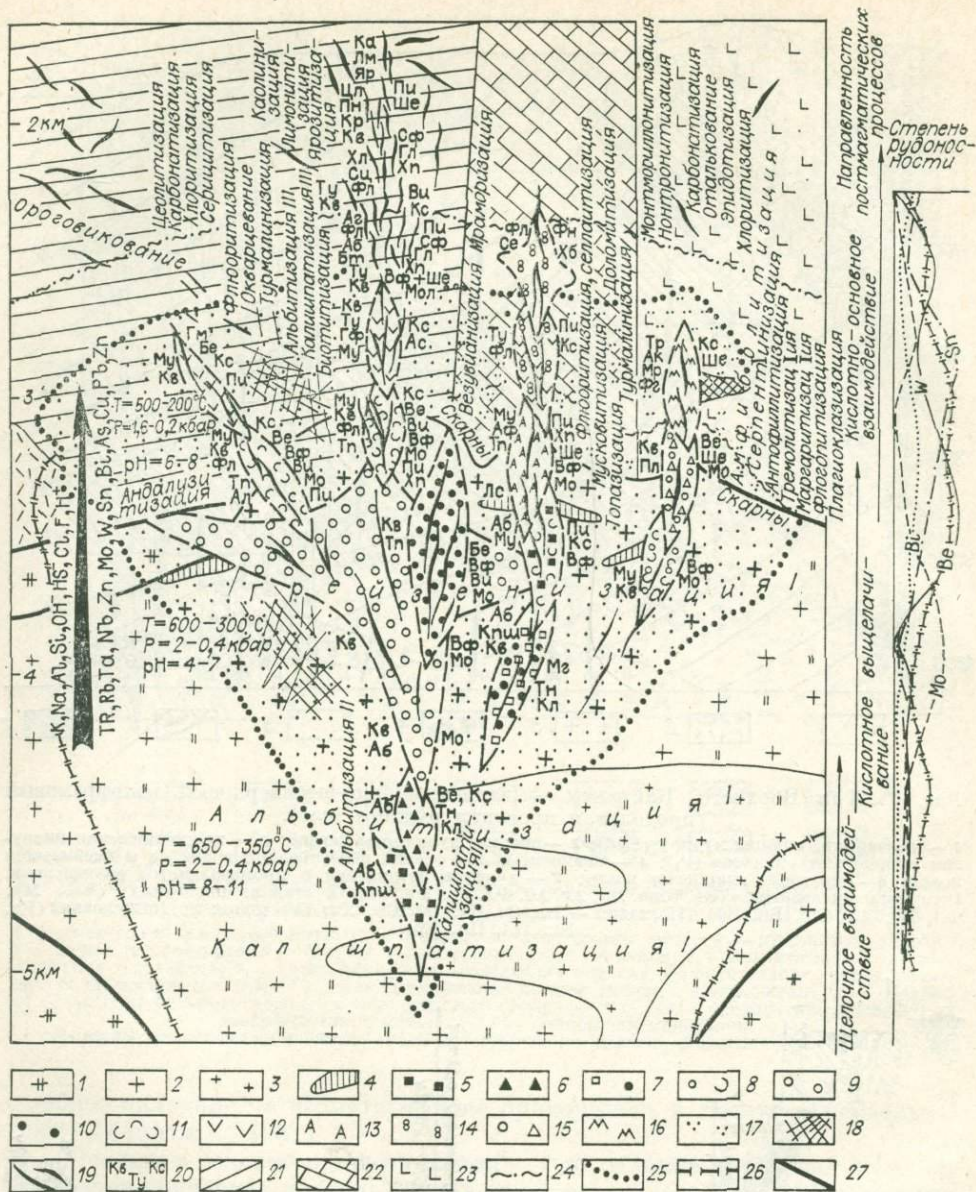


Рис. 9. Обобщенная модель зональности системы интрузив-надинтрузивной зоны (рудоносные граниты — вмещающие среды разного состава).

Рудоносная интрузия: 1 — граниты I, 2 — II, 3 — III фазы, 4 — пегматиты. Метасоматиты в гранитах: 5 — калишпатиты; 6 — альбититы; 7 — топазовые полевошпатиты и др. Эндогрейзены: 8 — мусковит-кварцевые; 9 — кварцевые; 10 — топазовые и топаз-кварцевые; 11 — слюдяные и кварц-слюдяные. Экзогрейзены: 12 — гематит-, графит-, турмалиноносные; в карбонатных породах: 13 — аподиллит-мусковит-топазовые, 14 — турмалин-селлант-флюоритовые и др.; в мафитах и ультрамафитах: 15 — кварц-плагноклазовые, 16 — маргарит-флогопит-тремолит-актинолитовые, 17 — грейзенизированные скарны и скарнированные породы, 18 — штокверки, 19 — жилы и прожилки выполнения, 20 — ассоциации минералов, 21 — алюмосиликатные; 22 — карбонатные породы, 23 — мафиты и ультрамафиты, 24 — внутренняя зона контактового метаморфизма, 25 — контур ореола грейзенизации, 26 — то же, полевошпатизации, 27 — скарны.

ной и краевой контракции, формой кровли плутонов (типы Лосевки, Акчау, Восточного Коунрада).

II. Интрузив-надинтрузивный: на рудообразование оказывают влияние как магматические условия, так и условия вмещающей среды: структурные, литологические, физические. Область трещинообразования охватывала последовательно сначала часть плутона, а затем и надинтрузивную зону. Оруденение локализуется на двух уровнях, имеет

Условия рудообразования групп редкометалльных рудных формаций Казахстана (по данным многих авторов)

Группы формаций	T, °C	P, кбар	Состав растворов
Эпимагматические:			
магматическая стадия	910—600	5,5—0,5	Специализированный магматический расплав
эпимагматическая	750—540	4,0—0,5	Надкритические растворы
постмагматическая	570—270	2,6—0,5	Газовые, гидротермальные растворы
Пегматитовые:			
магматическая стадия	700—560	3,8—2,6	Расплав с 9—10% воды
постмагматическая	570—270	2,5—0,5	Щелочно-хлоридно-фторидные, в конце гидрокарбонатные
Скарново-карбонатно-грейзеновые:			
скарновая стадия	700—400	4,2—1,2	Водосодержащие растворы сложного состава с Si, Al
грейзеновая	480—340	2,0—0,4	
Кварцевожильно-грейзеновые:			
догрейзеновая (щелочная) стадия	—	—	—
грейзеновая кислотная	480—250	3,5—0,5	Газовые и жидкие маловодные (200—100 г/л), высококонцентрированные (600—400 г/л)
кислотно-основная	—	—	—
Кварцевожилльные:			
редкометаллическая стадия	395—250	1,0—0,9	Жидкие, нередко в поздние стадии с повышенным содержанием CO <sub>2</sub> ; общая минерализация 150—100 г/л и менее
сульфидная	280—160	0,6—0,4	

непрерывный, а чаще прерывистый и контрастный характер. Состав растворов и руд второго уровня комбинированный с участием вадозных вод и компонентов вмещающих пород (типы Жанета, Байназара). Особенно сложны структурные условия для гиповулканогенных месторождений (прижерловые, купольные, радиально-концентрические структуры), вызывающие многообразие форм рудных тел и их размещения (тип Шалгии).

III. *Надынтрузивный*: структурные условия способствуют образованию штокверков, жильных зон и отдельных жил. Область трещинообразования развивалась вследствие проседания преимущественно в надынтрузивных породах («угнетенные» условия более глубинных плутонов); поток смешанных растворов был низкотемпературным с большим участием компонентов боковых пород. Оруденение носит более выдержанный характер (тип Верхнего Кайракты).

В генетическом и формационном отношении редкометалльные месторождения образуют следующие группы: эпимагматическую, пегматитовую, скарново-карбонатно-грейзеновую, кварцевожильно-грейзеновую, кварцевожильную и кварцевую метасоматическую вулканогенную. В их составе отдельные формации монометалльные либо (чаще) полиметалльные.

В целях восстановления физико-химических условий рудообразования многими авторами исследовались остаточные растворы во включенных главным образом в жильном кварце. В отличие от реальных рудообразующих флюидов они обеднены газами, редкими металлами, разбавлены метеорной водой и содержат больше растворимых компонентов вмещающих пород преимущественно поздних стадий рудоотложения.

Главными составными компонентами рудообразующих растворов были вода, углекислота, сероводород и хлоридно-фторидные соединения. Углекислоте отводится роль регулятора кислотности-щелочности раство-

ров. Наличие углекислоты в галоидных растворах сдвигало щелочную стадию в область более низких температур [Колонин, Косалс, 1979].

Мобилизация и перенос редких металлов (W, Mo, Sn и др.) осуществлялись щелочными растворами в основном в виде кремнеметаллических гидросульфидных комплексов на ранних стадиях рудообразования.

1. *Эпимагматическая тантал-ниобий-циркониевая формация* (тип Лосевки) характеризуется рассеянным оруденением, образующимся уже в позднемагматическую стадию (присводовые инъекционные залежи мелкозернистых гранитов и пегматитов) и в последующую раннещелочную, проявленные в субщелочных альбитовых и рибекитовых гранитах. Наиболее характерны рассеянные циркон, колумбит, касситерит [Бериллиевое... оруденение..., 1964]. Возникли прикупольные грибообразные залежи со штокверково-вкрапленным оруденением (см. рис. 1). Растворы щелочные, с переменной ролью щелочей (K → Na), высокотемпературные (150—500°C), давления максимальные (до 5 кбар). Рудная зональность слабо выражена.

2. *Пегматитовая олово-тантал-редкощелочная формация* (тип Белой горы, Огневско-Бакенного) — выдержанные линзово-жилые тела калинатровых пегматитов с наложенной альбитизацией и грейзенизацией, расположенные в трещинах отслоения и разрыва в прикупольных частях массивов лейкократовых контаминированных гранитов калбинского типа и вмещающих породах. Рудообразование многостадийное, в условиях пульсационного снижения температуры (>500 → 300°C) и давления (4 → 0,6 кбар). Растворы переменной щелочности, с большим участием газовой фазы (CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>S, HCl, HF и др.). Основные рудные компоненты — Sn, Nb, Ta, редкие щелочи. Довольно отчетлива вертикальная зональность (см. рис. 2).

3. *Кварцевожильно-грейзеновая молибденовая формация* (тип Восточного Коунрада) — протяженные зональные жилы в апикальных частях многофазных массивов лейкогранитов. Отчетлива зональность: подрудная зона — грейзенизированные граниты и альбит-кварцевые грейзены; рудная — кварцевые грейзены и жилы; надрудная — слюдяно-кварцевые грейзены и жилы (см. рис. 3). Остаточные растворы щелочно-хлоридно-сульфатные с CO<sub>2</sub>; температуры трех рудных генераций — 435—145°C, давления — 1,3—0,27 кбар.

4. *Кварцевожильно-грейзеновая редкометальная формация* (тип Акчатау—Караоба) — прикупольные жильно-грейзеновые тела с комплексным редкометальным оруденением (W, Mo, Sn, Bi и др.), связанным с аляскитовыми гранитами. В подрудной зоне характерна микроклинизация, альбитизация, в рудной — грейзенизация, калишпатизация, в надрудной — серицитизация, цеолитизация, флюоритизация, карбонатизация. Рудный процесс многостадийный. Остаточные растворы щелочно-гидрокарбонатно-фторидно-хлоридные; температуры грейзенизации 480—340°C, жилобразования 400—110°C. Несколько генераций вольфрама (440—240°C), молибденита, висмутина и др. Давление 1,1—0,1 кбар, pH = 6,7—7,6 (водные вытяжки). Рудная зональность снизу вверх: Mo → Bi → Sn → W → Cu, Zn, Pb (см. рис. 4).

5. *Кварцевожильно-грейзеновая штокверковая олово-вольфрамовая формация* (тип Чердойка) — в надынтрузивной зоне лейкократовых гранитов среди более древних плагиогранитов, залегающих в песчаниках и углисто-глинистых сланцах. Жильно-штокверковые тела в зонах сдвигов и дробления жестких плагиогранитов среди пластичных сланцев. Основные окolorудные изменения — грейзенизация, графитизация; рудные минералы — касситерит, шеелит, арсенопирит. Рудный процесс многостадийный. Растворы щелочные сернисто-гидрокарбонатные. Температуры 315—190°C. Углеродистость среды определила раннюю графитизацию самих плагиогранитов при их кристаллизации и более позднюю графитизацию с образованием грейзенов и кварцевых жил (см. рис. 5). Из вмещающих сланцев экстрагированы растворами бор (турмалинизация) и кальций (шеелит, карбонаты).

6. *Скарново-карбонатно-грейзеновая вольфрамовая формация* (тип Катпара) — сложные линзово-пластообразные и столбообразные тела гранат-пироксен-эпидотовых скарнов с обособлениями кварца, флюорита и вкрапленным шеелитом среди мраморов надынгузивной зоны. В подрудной зоне в гранитах развиты альбитизация и грейзенизация, которые накладываются на скарны и мраморы (ослюденение). Основной рудный компонент — шеелит, второстепенные — молибденит, висмутин, халькопирит. Fe, Mn, Cu, Zn (см. рис. 6) заимствовались из вмещающей среды.

Рудная зона начинается в грейзенизированных гранитах (Mo, Bi, Cu, W) и продолжается по вертикали около 0,6 км, преимущественно во вмещающих породах. Растворы щелочно-хлоридно-фторидно-гидрокарбонатные, температура рудообразования в грейзенах 480—340°, в скарнах 700—400°C. Давление от 4,2 до 1,2 кбар и менее. В надрудной зоне среди песчаников проявлены отдельные кварцевые жилы с вольфрамитом и сульфидами (Акмая).

7. *Кварцевожильная штокерковая вольфрамовая формация* (тип Верхнего Кайракты) — кварцевожильный шеелитоносный штокверк в надынгузивной зоне среди песчаников и сланцев. Рудоносная интрузия предполагается на глубине около 1,1—1,2 км. Штокверк имеет линзообразную форму, погружается на глубину более 1 км. Формирование руд многостадийное, включает более 10 генераций рудоносных прожилков и жил. Растворы с переменной кислотностью, возрастающей в «пороговой зоне», где проявлены слабые грейзенизация, серицитизация и окварцевание пород. Температуры 360—150°C. Характерны выдержанность оруденения, слабая, неотчетливая, нерезкая зональность; выше вольфрамовой зоны повышается содержание цинка и свинца, а ниже — молибдена (см. рис. 7).

8. *Гиповулканогенная молибденовая (молибден-порфировая) формация* (тип Шалгии) — кварцевожильные штокверки и зоны окварцевания в гранит-порфирах и вмещающих разнообразных породах (вулканыты, песчаники, габброиды и др.) с тонковкрапленным молибденитом. Формы залежей — линзовая, жильная, штокообразная, кольцевая в вулканотектонических структурах. Растворы быстро ощелачивались, температура от 439°C и ниже. Зональность выражена слабо. Руды с повышенным содержанием меди.

По изотопному составу кислорода вольфрамитов [Борщевский и др., 1980] установлено, что при образовании руд, удаленных от рудоносных массивов и поздних стадий минерализации, возрастает роль метеорной составляющей.

Таким образом, в целом наблюдается некоторая стандартность моделей, облегчающая типизацию объектов. Системный анализ выделенных типовых моделей позволяет с новых позиций рассматривать структурно-генетические особенности формирования рудных тел в конкретных рудных полях известных редкометалльных месторождений Казахстана. Обобщенная геолого-генетическая модель (см. рис. 9) удобна тем, что она дает возможность проверять теоретические методики моделирования на конкретных рудных объектах, не прибегая к сложным экспериментам. Знание морфоструктур моделей, их зональности (вещественной и структурной), вертикальных параметров оруденения позволяет судить о масштабах и качестве оруденения (глубинный количественный прогноз), давать его оценку.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бериллиевоe и тантал-ниобиевоe оруденение в связи с гранитоидами. Алма-Ата: Наука, 1964. 150 с.
- Борщевский Ю. А., Апельцин Ф. Р., Борисова С. Л. и др. Изотопный состав кислорода вольфрамитов из вольфрамовых месторождений различных формационных и генетических типов. — Зап. ВМО, 1980, ч. 109, вып. 6, с. 633—643.
- Геотектоногены Казахстана и редкометалльное оруденение. Алма-Ата: Наука. Т. 1, 1972. 218 с.; Т. 2, 1973. 292 с.

- Граниты и метасоматиты геотектоногенов Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 200 с.
- Грейзены, жильный кварц и калишпаты молибденово-вольфрамовых месторождений Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1964. 308 с.
- Колонин Г. Р., Косале Я. А. Физико-химические условия молибден-вольфрамового рудообразования на месторождениях кварц-грейзеновой формации.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979, с. 236—252.
- Лаумулин Т. М. Редкометаллоносные структуры в геотектоногенах Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1977. 200 с.
- Смирнов В. И. Энергетические основы постмагматического рудообразования.— Геол. рудных месторождений, 1981, № 1, с. 5—17.
- Щерба Г. Н. Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. 381 с.

**Х. Н. БАЙМУХАМЕДОВ**

## **ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ОБРАЗОВАНИЯ РАЗНОТИПНЫХ ФОРМАЦИЙ ОЛОВЯННО-ВОЛЬФРАМОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ, СВЯЗАННЫХ С ГРАНИТОИДНЫМ МАГМАТИЗМОМ**

Обобщение результатов проводимых исследований и существующих представлений по совершенствованию теории рудообразования и методики прогнозирования полезных ископаемых имеет важное значение для геологической науки и практики. Большой вклад в развитие теории рудообразования сделан В. А. Обручевым, С. С. Смирновым, Ю. А. Билибиным, В. И. Смирновым, В. А. Кузнецовым, Х. М. Абдуллаевым и многими другими. Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых было предметом обсуждения Всесоюзной конференции в Ташкенте в 1971 г., а отдельные его вопросы освещались на Всесоюзных металлогенических совещаниях последующих лет (1973, 1976, 1979 гг.). Материалы их показывают, что достигнуты хорошие результаты в области изучения рудообразования и выявления полезных ископаемых. Установлены совершенно новые типы и формации плутоногенных, вулканогенно-осадочных, вулканогенно-гидротермальных, метаморфогенно-гидротермальных месторождений ряда полезных ископаемых.

Но имеется еще много нерешенных проблем. Среди них вопросы источников оруденения, связи оруденения с магматизмом, природы постмагматических растворов, причин металлогенической специализации, фациальности рудообразующих процессов, формирования вулканогенных, метаморфогенно-гидротермальных месторождений и др. Все это объясняется главным образом недостаточностью геологических и экспериментальных данных. Опыт изучения рудных месторождений Узбекистана указывает на необходимость продолжения их исследований и обобщения имеющихся материалов. На основе изучения Чаткало-Кураминского региона в 1940—1950-е годы мнения об источнике оруденения, связи его с магматизмом и стадийности рудообразования разделились. Одна группа исследователей признавала источник оруденения подкоровым, отрицая связь его с магматизмом и считая оруденение одноэтапным. Другая группа считала источники оруденения разными, а оруденение многостадийным и генетически связанным с интрузивами. При дальнейшем изучении рудных месторождений были получены данные о генетической и парагенетической связях оруденения с магматизмом; многоэтапности оруденения и разных (коровые и мантийные) источниках оруденения Чаткало-Кураминских гор. Для решения этих дискуссионных вопросов пришлось проводить в течение 30—40 лет специальные работы и обобщения материалов. Аналогичные спорные вопросы и проблемы возникают при исследовании золотого оруденения Западного Узбекистана. Часто формирование месторождения различными исследователями рассматривается по-разному. По-

этому, очевидно, правильно делают многие, обобщая их в виде модели гидротермальных систем.

Автор в течение нескольких десятилетий, занимаясь изучением рудных месторождений Тянь-Шаня, проанализировал общую схему их образования и размещения. При этом особое внимание было сконцентрировано на изучении геолого-генетических особенностей оловянно-вольфрамовых месторождений, их прогнозировании и поисках. Выделены скарново-оловянно-магнетитовая и гидротермально-оловянно-магнетитовая группы оруденения, в пространственно-временном отношении связанные с базальтоидным магматизмом срединных массивов, скарновое и апогранитово-пегматитово-гидротермальное оруденение олова и вольфрама, являющееся следствием гранитоидного магматизма геосинклинальных зон Тянь-Шаня.

Для создания геолого-генетической модели оловянно-вольфрамового оруденения Тянь-Шаня, связанного с гранитоидным магматизмом, нами разработана определенная схема анализа постмагматической системы, включающая следующие элементы: 1) геологическая среда; 2) гидротермальные (постмагматические) растворы; 3) продукты их взаимодействия — генетические формации месторождений; 4) фации глубинности месторождений и генетические ряды формаций; 5) гранитоидные комплексы и источники оловянно-вольфрамового оруденения.

Геологическая среда — один из ведущих факторов образования и размещения эндогенных месторождений, поэтому она считается одним из важных элементов модели гидротермальных систем. Под геологической средой нами понимается литолого-петрографический состав пород в сочетании с конкретными типами складчатых и разрывных структур. Гидротермальные растворы, взаимодействуя с вмещающими породами, образуют определенные комплексы метасоматических пород, рудных и жильных минералов — генетическую формацию месторождений. Гидротермальный метасоматоз в гранитах проявляется в виде грейзенизации, серицитизации, окварцевания; в песчано-сланцевых толщах — окварцевания, серицитизации; в известняках — доломитизации, анкеритизации, кальцитизации.

При потенциальной оловоносности гидротермальных растворов в гранитах и сланцах формируются грейзеново-касситеритовая, кварц-касситеритовая, кварц-турмалин-касситеритовая формации. Вольфрамоносные гидротермы в аналогичной среде образуют оруденение грейзеново-кварц-вольфрамитовой и кварц-вольфрамитовой формаций. При более высокотемпературных условиях образуются иные формации — апогранитово-грейзеново-касситеритовая, пегматито-грейзеново-касситеритовая, грейзеново-касситеритовая, грейзеново-кварцево-касситеритовая, пегматито-грейзеново-вольфрамитовая и грейзеново-вольфрамитовая.

При взаимодействии гидротерм с карбонатной средой образуются прежде всего известковые, известково-магнезиальные и известково-алюмосиликатные скарны с шеелитовым оруденением (скарново-пироксен-шеелитовая, пироксен-гранат-шеелитовая, диопсид-шеелитовая формации и др.). В гранитах с повышенной основностью и в песчано-сланцевых толщах с избытком кальция формируется скарново-грейзеново-шеелитовое и грейзеново-кварцит-шеелитовое оруденение. Следовательно, можно рассматривать геолого-генетические модели двух разнотипных рядов формаций оловянно-вольфрамовых месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом: 1) апогранит-пегматит-грейзеново-кварцевый ряд с вольфрамит-касситеритовым оруденением; 2) скарновый и скарново-грейзеново-кварцевый ряд формаций с шеелитовым оруденением.

В природных условиях наряду с геохимической ассоциацией в скарнах и жилах олова и вольфрама отмечается также их ассоциация с молибденом, золотом, свинцом, цинком и другими элементами с образованием рудных проявлений скарново-касситерит-шеелитовой, скарново-шеелит-молибденитовой, скарново-оловянно-полиметаллической, кварц-касситерит-вольфрамитовой и других формаций.

Выделенные два ряда формаций отличаются следующими особенностями: разнотипностью геологической среды образования, минералогеохимическим составом, разной глубиной и температурой образования, связью с разнотипными интрузивными комплексами — гранитными и гранодиоритовыми. Отличительные черты формационных рядов являются важными элементами моделей, разрабатываемых применительно к отдельным металлогеническим зонам, провинциям или рудным районам. Это можно проиллюстрировать на примере оловянно-вольфрамовых формаций Тянь-Шаня [Абдуллаев, 1964; Баймухамедов, 1960, 1963, 1975; Павловский, 1980; и др.]. Так, в пределах металлогенических зон Южного Тянь-Шаня апогранитово-грейзеново-касситеритовая и пегматитово-грейзеново-касситеритово-вольфрамитовая формации переходят в грейзеново-кварцево-касситеритовую, кварц-касситеритовую, кварц-вольфрамитовую и кварц-карбонат-касситеритовую. Другой формационный ряд месторождений характеризуется переходом скарново-грейзеново-шеелитовой формации в скарново-пироксен-шеелитовую, скарново-диопсид-шеелитовую, скарново-пироксен-гранат-шеелитовую, скарново-молибденит-шеелитовую, скарново-касситерит-шеелитовую, скарново-оловянно-полиметаллическую, грейзеново-шеелитовую и кварц-шеелитовую.

Выделенные генетические ряды формаций отличаются разнотипностью геологической среды образования, выраженной в размещении апогранит-пегматит-грейзеново-кварц-вольфрамит-касситеритового ряда в алюмосиликатных породах, а скарново-шеелитового и скарново-грейзеново-кварц-шеелитового — в карбонатных и карбонатсодержащих алюмосиликатных породах. Первый ряд отличается грейзеново-кварц-вольфрамит-касситеритовым составом и малосульфидностью, а второй — в основном скарново-шеелитовым и реже скарново-грейзеново-шеелитовым и кварц-шеелитовым составом с содержанием пирротина, пирита, сфалерита, галенита и сульфостаннатов. Отложение рудных минералов происходит в течение конца ранней щелочной, в кислотную и позднюю стадии, но главная масса касситерита, вольфрамита и шеелита выделяется в кислотную стадию. Сульфостаннаты образуются в позднюю щелочную стадию. Устанавливаются относительно большая глубинность образования пегматитовых, апогранит-грейзеново-касситеритовых (4—7 км) и разноглубинность грейзеново-кварц-касситеритовых, кварц-касситеритовых, кварц-вольфрамитовых формаций первого ряда и малоглубинность (1—4 км) скарново-грейзеново-шеелитовых формаций второго ряда. Температура рудообразования зависит от положения формации в генетических рядах и роли магматизма. Генетические ряды формации и зональность оруденения имеют прерывистый характер.

Вопрос о связи эндогенного оруденения с магматизмом Тянь-Шаня дискусионен в рудной геологии. В настоящее время для разных формаций — типов месторождений — признаются генетическая и парагенетическая связи, а часть удаленных телетермальных формаций относится к образованиям спорного генезиса.

Оловянно-вольфрамовые формации геосинклинальных зон Тянь-Шаня пространственно и генетически тесно связаны с гранитоидным магматизмом, который по составу подразделяется на два комплекса: 1) гранитный — биотитовые, двуслюдяные, лейкократовые граниты; 2) гранодиоритовый — кварцевые диориты, гранодиориты и меланократовые граниты. Эти гранитоидные комплексы отличаются пространственно-временной обособленностью и различной рудоносностью.

Образования гранитного комплекса характеризуются повышенным содержанием кварца, калиевого полевого шпата (микроклина), мусковита и повышенными концентрациями олова (касситерита), вольфрама (вольфрамита). Двуслюдяные граниты содержат аксессуарный касситерит, а лейкократовые граниты — вольфрамит, касситерит, турмалин и др. Кроме того, в отдельных массивах отмечается интенсивная грейзенизация с касситеритовым оруденением (лапасский шток). Большинство месторождений первого ряда представлено жилами, системами жил и зонами в

интрузивных массивах. Отдельные кварц-касситеритовые, кварц-турмалин-касситеритовые и кварц-карбонатно-касситеритовые рудные проявления размещаются в зоне экзоконтакта.

Гранодиоритовый комплекс отличается повышенной основностью, увеличением количества плагиоклазов, темноцветных минералов, частым проявлением акцессорного ортита, шеелита и относительно высоким содержанием в породообразующих минералах олова, вольфрама, молибдена и других элементов. Кроме того, в эндоконтактной зоне массивов встречаются системы жил и зоны скарново-грейзеново-шеелитовых, грейзеново-кварц-шеелитовых и кварц-полевошпат-шеелитовых образований. В зоне экзоконтакта среди песчано-сланцевых толщ известны также кварц-полевошпат-шеелитовые и кварц-шеелитовые жилы.

В зависимости от фаций глубинности становления интрузии и магматических комплексов проявляются различные формации и формационные ряды эндогенного оруденения Тянь-Шаня.

Формационные ряды оруденения Тянь-Шаня представляют два самостоятельных формационных типа рудообразования, являющихся продуктом двух разнотипных и разноглубинных интрузивных комплексов. Первый формационный тип оловянно-вольфрамового оруденения является продуктом гранитного среднеглубинного магматизма, а второй тип — гранодиоритового магматизма относительно меньших глубин.

Еще одним элементом геолого-генетической модели является источник оруденения. Этот вопрос освещен в работах многих исследователей [Смирнов, 1975; Абдуллаев, 1964; и др.], которыми допускаются подкоровые — базальтоидные, коровые — гранитоидные и внемагматические источники оруденения. Оловянно-вольфрамовое оруденение геосинклинальных зон Тянь-Шаня связано с гранитоидным магматизмом коровых очагов. Однако, как видно из изложенного, оловянно-вольфрамовое оруденение в данном случае образует два формационных типа оруденения, источник которых связан с гранитными и гранодиоритовыми комплексами Тянь-Шаня.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Абдуллаев Х. М. Геология шеелитоносных скарнов Средней Азии. — Собр. соч. Т. II. Ташкент: Наука, 1964, с. 7—213.
- Баймухамедов Х. Н. Об оловянно-вольфрамовом оруденении Южного Тянь-Шаня. — В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Госгеолиздат, 1960, с. 287—291.
- Баймухамедов Х. Н. Генетические формации оловорудных месторождений Зирабулак-Зиаэтинских гор. — Узб. геол. журн., 1963, № 1, с. 5—14.
- Баймухамедов Х. Н. Основные черты металлогении рудообразующих процессов. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975, с. 16—23.
- Кузнецов В. А. Генетические ряды и серии рудных формаций. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975, с. 6—15.
- Павловский А. Б. Формационные типы, закономерности размещения, геологические критерии и перспективы оловянного оруденения Тянь-Шаня. Автореф. дис. М., 1980.
- Смирнов В. И. Источники рудообразующих компонентов. — В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975, с. 5—6.

Б. Л. ФЛЕРОВ

#### МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ ОЛОВОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Для построения генетической модели гидротермальных эндогенных месторождений оловорудные месторождения исключительно благоприятны, поскольку они образуются в широком диапазоне температур, колебания кислотности-щелочности, окислительного потенциала и состава

растворов, являясь в то же время продуктами конкретных магматических интрузий. На основании изучения соотношения между парагенезисами приводится качественная генетическая модель оловорудных месторождений, освещающая их образование от зарождения растворов в магматическом очаге до формирования рудных тел. Количественные моменты в модель вносят данные по температуре образования минералов, полученные по включениям в них.

При построении модели формирования месторождений на стадии зарождения растворов мы исходили из выводов Ф. К. Шипулина [1968], что максимальное насыщение дистиллятов компонентами должно происходить в последовательности их перехода из расплава в твердые фазы. Основная причина изменения во времени состава растворов, генерируемых интрузией, — кристаллизация все менее высокотемпературных минералов и повышение концентрации рассеянных рудных компонентов в равновесных с расплавом и твердыми фазами флюидах.

Согласно И. Д. Рябчикову [1975], при температуре 800—900°C и внешнем давлении 1—2 кбар, что соответствует глубине кристаллизации материнских интрузий, магма содержит 1—3% воды и недосыщена ею. Поэтому вода во флюидах появляется лишь при кристаллизации 50—75% магмы, причем мольная доля воды в них составляет вначале менее 0,5, уступающая  $\text{CO}_2$ , слабо растворяющейся в расплавах. По мере кристаллизации магмы доля  $\text{H}_2\text{O}$  во флюидах увеличивается, и около 700°C она преобладает над всеми компонентами. При этом «значительная масса магматического флюида остается в пределах интрузива вплоть до кристаллизации магмы и при дальнейшем охлаждении системы ниже солидуса» (с. 153).

Содержание компонентов в рудообразующих флюидах определяется равновесием типа флюид — магма, а после солидуса равновесием флюид — кристаллическая порода. Вероятно, существует также равновесие между флюидами, покидающими интрузию и остающимися в межзерновом пространстве. На поздней и послемагматической стадии во флюиды почти полностью переходят  $\text{H}_2\text{O}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{HCl}$  и  $\text{H}_2\text{S}$ . При давлении менее 1,5 кбар и высоких температурах возможно образование двух флюидных фаз — хлоридов и воды с резко различным содержанием солевых компонентов. В процессе эволюции при охлаждении интрузий, согласно Д. С. Коржинскому [1955], стадия ранних щелочных растворов сменяется стадией кислых и далее позднещелочных растворов.

При охлаждении системы ниже силикатного солидуса дальнейший состав флюида определяется с учетом расхода части компонентов на кристаллизацию минералов и изменения флюида. Конденсация газовых компонентов и их гидролиз вызывают образование легкорастворимых комплексных соединений с хлором, фтором и серой. Эти растворы способны также экстрагировать примеси из минералов магматического этапа кристаллизации. При температуре ниже 400°C большая часть серы и фтора оказывается фиксированной в постмагматических минералах и растворы, естественно, обедняются ими. Некоторые катионы могут переноситься только в соединении с  $\text{HCO}_3^-$  и  $\text{CO}_3^{2-}$ , которые начинают играть заметную роль лишь ниже 200°C.

Кристаллизация рудоносной интрузии начинается с ее контакта. При этом флюиды отжимаются в нижние горизонты интрузии. По мере охлаждения мощность раскристаллизованной корки увеличивается, а объем нераскристаллизовавшейся части интрузии сокращается, так же как и количество растворенного в ней флюида. В результате уменьшается масса растворов поздних стадий минералообразования и относительное количество поздних минералов в рудных телах. Объемное сокращение затвердевшей корки интрузии создает обстановку, благоприятную для образования трещин в эндо- и экзоконтактных зонах. В трещины устремляются флюиды, скопившиеся в верхних горизонтах еще не раскристаллизовавшегося объема интрузии. Неоднократный прорыв флюидов в область рудоотложения обуславливает многостадийность рудного процесса. В слу-

чае неспособности их собраться во флюидопотоки остаточные и рудные компоненты кристаллизуются в виде постмагматических и акцессорных минералов.

Поскольку наблюдения над акцессорными минералами в гранитоидах не могут дать богатой информации по взаимоотношениям между поздней и послемагматическими минералами, в качестве модели порядка их кристаллизации можно использовать гранитные пегматиты, в которых этот порядок установлен на температурной основе еще А. Е. Ферсманом [1940].

Проведем сравнение порядка кристаллизации минералов в пегматитах и главных типах оловорудных месторождений, исходя из представления о прерывистости рудного процесса, доказанного для многих месторождений олова в алюмосиликатной среде, а также на основании некоторых фактических наблюдений на месторождении оловоносных скарнов [Флеров и др., 1974].

Наиболее полно нами изучены месторождения касситерит-сульфидной формации [Флеров, 1976], характеризующиеся широким развитием минералов, содержащих железо и серу, и низкотемпературных парагенезисов и редуцированным развитием раннещелочных парагенезисов. На примере сульфидно-турмалинового типа нами установлен ряд последовательных парагенезисов, характеризующий изменение состава растворов от раннещелочных к кислотным и позднещелочным. Перечислим их в порядке последовательности отложения: хлорит-альбитовый, мусковит-ортотлазовый, кварц-мусковитовый, кварц-турмалиновый, касситерит-(хлорит)-кварцевый, сфалерит-пирротинный, пирит-карбонатный, карбонатно-сульфидный, галенит-сульфоантимонитовый, окисно-кальцитовый.

Рудный процесс на этих месторождениях обычно разделяется на пять стадий минерализации в понимании С. С. Смирнова [1937]: кварц-турмалиновую, касситерит-кварцевую (или касситерит-хлорит-кварцевую), сульфидную, сульфидно-карбонатную и пирит-кальцитовую. Только на немногих из них (Валькумейское) в начале рудного процесса отлагается калиевый полевошпат или альбит, которые можно параллелизовать с пегматоидной геофазой в пегматитах [Ферсман, 1940] (рис. 1, а и г). На других месторождениях он начинается с кислотного выщелачивания. Изменение минеральных ассоциаций последовательных стадий минерализации является дополнительным доказательством эволюции во времени состава растворов, равновесных с кристаллизующейся интрузией.

Признавая перерывы в поступлении растворов между стадиями минерализации, мы логически должны прийти к выводу об отложении низкотемпературных минералов в конце каждой стадии, насколько это позволяет геотермический градиент среды в момент минералообразования. Действительно, на многих стадиях при характерном для них доминирующем парагенезисе обычно отлагается несколько парагенезисов, сменяющихся также от раннещелочного к кислотному и далее позднещелочному. В случае изначально кислых растворов или кислотно-щелочной дифференциации процесс начинается с кислотных парагенезисов.

Существуют другие представления о модели формирования касситерит-сульфидных месторождений. Так, О. П. Иванов [1969] связывает последовательные стадии минерализации с разными фазами интрузивного комплекса. Эта гипотеза не может быть принята из-за постоянного порядка последовательности стадий на всех месторождениях формации и соответствия ее температурному ряду парагенезисов. На Депутатском и других месторождениях встречаются прожилки сложного парагенезиса, состоящего из минералов, свойственных как ранним, так и поздним стадиям; например, из кварца, арсенопирита, флюорита, пирротина, халькопирита, турмалина, касситерита, сфалерита без всяких следов дробления (рис. 2). На пегматитовых и касситерит-кварцевых месторождениях сульфиды не являются запрещенными минералами, поэтому не приходится сомневаться в возможности генерирования из одного источника как

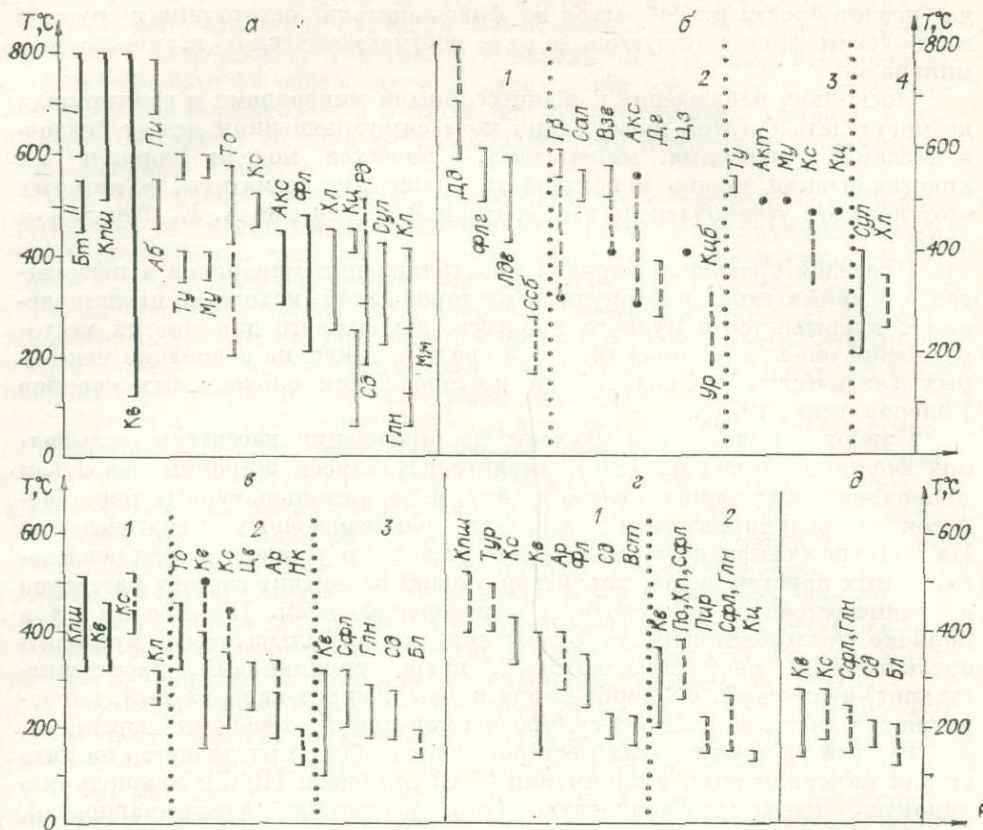


Рис. 1. Схема последовательности отложения минералов.

а — в пегматитах [Ферман, 1940]; б — на месторождениях оловоносных скарнов (стадии: 1 — магнезиальных скарнов, 2 — известковых скарнов, 3 — грейзенизации, 4 — сульфидная) [Александров и др., 1968]; в — на месторождениях касситерит-кварцевой формации (стадии: 1 — кварц-полевошпатовая, 2 — касситерит-вольфрамит-кварцевая, 3 — сульфидно-кварцевая) (Полярное и др.) [Флеров и др., 1974]; г — на месторождениях касситерит-сульфидной формации (стадии: 1 — касситерит-турмалин-кварцевая, 2 — сульфидная и сульфидно-карбонатная) (Депутатское, Иминтасское, Валькумейское) [Флеров, 1976]; д — на галенит-сфалеритовых месторождениях сульфидно-галенитового типа (Безыманное, Мангазейское) [Флеров, 1976].

Сплошные линии — интервалы отложения минералов, для б, в, г, д измеренные методом гомогенизации и декрепитации, штриховые линии — предполагаемые по парагенезисам, пунктирные — границы между стадиями.

Сокращения: Аб — альбит, Акс — аксинит, Акт — актинолит, Ар — арсениpirit, Бл — блеклая руда, Бт — биотит (I — магматический, II — постмагматический по В. А. Труниловой [Флеров и др., 1979]), Вэв — везувиан, Всм — висмутин, Гли — галенит, Гли — глинистые минералы, Гр — гранат, Дт — датолит, Дд — диопсид, Кпш — калиевый полевой шпат, Кц — кальцит, Кцб — кальциборит, Кл — каолинит, Кс — касситерит, Кв — кварц, Лдв — людвигит, Мм — монтмориллонит, Му — мусковит, Нк — накрит, Пир — пирит, Пп — пироксен, По — пирротин, Рд — родохрозит, Сал — салит, Сд — сидерит, Сул — сульфиды, Ссб — ссайбелит, Сфл — сфалерит, То — тоназ, Тур — турмалин, Ур — уралборит, Флг — флогопит, Фл — флюорит, Хп — халькопирит, Хл — хлорит, Цв — цинвальдит, Цз — цоизит.

касситерит-турмалин-кварцевых, так и сульфидных руд и на касситерит-сульфидных месторождениях.

С другой стороны, одностадийная модель формирования этих месторождений, которую для Кавалеровского района предлагают Е. А. Радкевич и др. [Зональность..., 1980], опровергается наличием пересечений жил и прожилков ранних минеральных ассоциаций поздними, различным типом околожилковых метасоматитов, подъемом температуры образования минералов в начале каждой стадии и другими наблюдениями [Флеров, 1976].

Для формации оловоносных скарнов [Александров и др., 1968; Флеров и др., 1974] наиболее характерны парагенезисы раннещелочной стадии. Начало формирования магнезиальных скарнов магматического этапа, судя по температуре образования, синхронно минералам эпимагматической геофазы пегматитов (см. рис. 1, а и б). Существенно магнезиально-карбонатная среда ограничила список минералов скарнов анортитом, диоксидом, пшинелью, форстеритом, периклазом и кальцитом. Калиевый

Рис. 2. Касситерит-сульфидный прожилок сложного состава. Депутатское месторождение, зарисовка зерна.

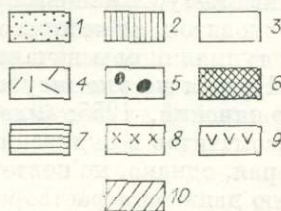
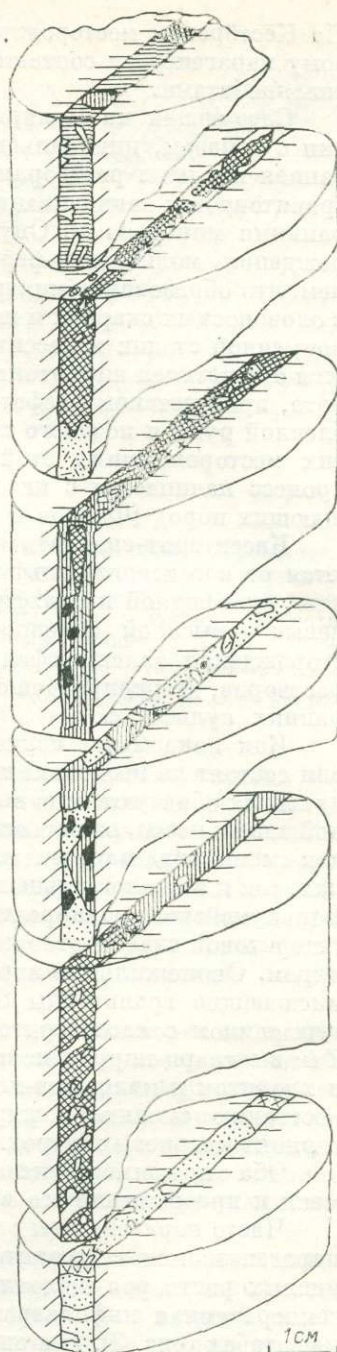
1 — сидерит; 2 — флюорит; 3 — кварц; 4 — игольчатые кристаллы турмалина; 5 — касситерит; 6 — пирротин; 7 — арсениопирит; 8 — халькопирит; 9 — сфалерит; 10 — серицитизированные околожильные породы.

полевой шпат в это время кристаллизовался только в гранитах эндоконтакта интрузии. Минералы высокотемпературного преобразования магнезиальных скарнов (клиногумит, флогопит, людвигит, содержащие гидроксильную группу, бор и фтор) параллелизуются с ранним турмалином, мусковитом, калиевым полевым шпатом пегматоидной фазы пегматитов и постмагматическим биотитом (см. рис. 1, а — биотит II) [Флеров и др., 1979]. Появление мощных залежей боратов в эту стадию подтверждает высказывание В. Л. Барсукова [1974] о выделении бора из остаточного расплава во флюидную фазу в начале процесса. В конце стадии магнезиальных скарнов, но перед известковыми, появляются, по-видимому, ссабелиит, серпентин и брусит. Однако это предположение требует еще проверки.

Известковые скарны формируются постмагматическими растворами раннещелочной стадии уже после полной раскристаллизации эндоконтактной зоны интрузий. Их кристаллизация начинается с безводных гранатов и пироксенов, продолжается через минералы, содержащие гидроксил, бор и фтор, — везувиан, аксинит, флюорит, датолит, далее цоизит [Флеров и др., 1974], соответствующий наиболее низкой щелочности растворов, а заканчивается отложением водных боратов кальция, относящихся уже к позднещелочной стадии эволюции растворов [Александров и др., 1968].

Растворы грейзеновой стадии, соответствующие надкритической геофазе А. Е. Фермана (500—400°C), по-видимому, изначально были кислыми и вызвали образование турмалина, мусковита, актинолита и касситерита, заместивших ранние минералы скарнов. Началу позднещелочной стадии, видимо, отвечает образование сульфидов, хлорита и других минералов, параллелизующихся с гидротермальными геофазами А. Е. Фермана.

Сравнивая процесс рудообразования на месторождениях касситерит-кварцевой формации с пегматитами (см. рис. 1, е), мы видим, что кварц и калиевый полевой шпат и касситерит первой стадии на Полярном месторождении [Флеров и др., 1981] можно отождествить с минералами пегматоидной геофазы д, образованными раннещелочными растворами. Завершается стадия, по-видимому, микропрожилками кварца с каолинитом.



На Кёстёрском месторождении, по А. Е. Ферману, кварц-полевошпатовому парагенезису соответствует отложение альбита в ассоциации с танталониобатами.

Следующая на Полярном месторождении касситерит-кварцевая стадия с топазом, циннвальдитом, вольфрамитом и арсенопиритом, образованная кислыми растворами, начинается с грейзенизации околожильных гранитоидов и заканчивается отложением накрита в интрузиях между ранними минералами. Опуская рассмотрение специфического для месторождения молибденит-ферберит-кварцевого парагенезиса, мы подчеркнем, что образование минералов сульфидно-кварцевой стадии, так же как в оловоносных скарнах и пегматитах, начинается около 400—300°C. От одноименной стадии в касситерит-сульфидных месторождениях она отличается отсутствием пирротина, существенно марганцовистым составом карбоната, присутствием фосфата-триплита. Заканчивается стадия отложением блеклой руды и позднего халькопирита с кварцем и карбонатом. На других месторождениях этой формации, как, например, Кере-Юряхском, процесс начинается с кислотного выщелачивания и грейзенизации вмещающих пород [Флеров и др., 1979].

**Касситерит-силикатные бедные сульфидами месторождения** отличаются от касситерит-сульфидных редуцированным развитием или отсутствием сульфидной и сульфидно-карбонатной стадий, а от касситерит-кварцевых — высокой активностью железа. **Олово-полиметаллические месторождения** галенит-сфалеритового типа являются примером действия растворов, генерировавшихся из интрузий после раскристаллизации ранних сульфидов.

Как показывает изучение минеральных ассоциаций разных стадий, они состоят из нескольких парагенезисов неравной интенсивности, а продукты их образуют ясно выраженные зоны в схеме вертикальной фациальной зональности, отличающиеся по минеральному составу. При этом порядок смены ряда парагенезисов вверх по восстанию сохраняется как в жилах, так и в околожильных породах. Так, например, на нижнем горизонте Валькумейского месторождения [Флеров, 1974] в прожилках кварц-касситеритовой стадии отложение касситерита происходило совместно с адуляром. Околожильные породы представлены гумбеитами. В верхней зоне вмещающие гранитоиды березитизированы, а жилы сложены кварцем, турмалином с касситеритом, арсенопиритом, пиритом и халькопиритом. Там же кварц-пирротитовые прожилки сульфидной стадии со сфалеритом и хлоритом и калишпат-хлоритовыми околожильными породами выше по восстанию сменяются пирит-сидеритовыми прожилками среди хлорит-серицит-кварцевых пород.

Оба эти примера указывают на изменение щелочного раствора во времени и превращение его в кислый.

Часто парагенезисы с турмалином вверх по восстанию жил сменяются парагенезисами с хлоритом или сульфидами, что указывает на смену кислых растворов щелочными по направлению их движения. Подобная температурная инфильтрационная зональность наблюдается и в микромасштабах (рис. 3). Например, на Депутатском месторождении был встречен кварц-турмалиновый прожилок с пирротинном, хлоритом, флюоритом и мусковитом, от которого ответвлялась апофиза кварц-хлоритового состава с турмалином в начале и с пирротинном в конце ее.

Нельзя не упомянуть здесь о неоднократно описанной в литературе [Коржинский, 1955; Флеров, 1976] диффузной поперечной зональности метасоматитов в окисленных породах с одновременным образованием зон, которая, однако, не повторяет инфильтрационную зональность по направлению движения растворов.

Парагенезисы в околожильных метасоматитах предшествуют отложению минералов в жилах в случае волны опережающих кислотных компонентов или вследствие отложения более высокотемпературных минералов при щелочных растворах. В самой жиле после прекращения поступления растворов в полузакрытой системе наблюдается смена во вре-



Рис. 3. Кварц-пирротин-турмалиновый прожилок с хлоритом, флюоритом и мусковитом и ответвляющаяся от него апофиза кварц-хлоритового состава. В начале апофизы встречается турмалин, в конце — пирротин. Зарисовка шлифа.

1 — кварц-турмалиновая порода; 2 — турмалин-кварц-серицитовая порода; 3 — серицит-кварц-хлоритовая порода; 4 — кварц-биотитовый роговик. Ту — турмалин, Кв — кварц, Пс — пирротин, Хл — хлорит.

мени высокотемпературных парагенезисов низкотемпературными. Так, например, на Илингасском месторождении в касситерит-кварцевую стадию сложный агрегат галенита, халькопирита, самородного висмута и карбоната кристаллизовался между зернами арсенопирита [Флеров, 1976]. На Валькумейском месторождении мелкозернистая масса турмалина с кварцем и касситеритом отложилась в центральной полосе касситерит-адулярового прожилка. Эти примеры свидетельствуют о сложном составе растворов, покидающих интрузию, и захвате ими компонентов поздних минералов.

Одинаковая направленность изменения состава растворов во времени в самой интрузии, в участках фильтрации и в зонах рудоотложения объясняется зависимостью активности компонентов в растворе преимущественно от температуры. Состав вмещающих пород, изменение давления, глубина формирования месторождений и другие факторы рудоотложения вносят свои, но только второстепенные коррективы. При этом привлечение притока интрателлурических растворов после начала кристаллизации интрузии оказывается необязательным.

Предложенная модель относится к циклу рудоотложения, связанному с кристаллизацией одной интрузии. Одна стадия его представляет собой часть такого цикла или неполный цикл. Появление же в рудных узлах и зонах месторождений разных рудных формаций и типов относится к разным этапам развития одного рудного комплекса, связанным с кристаллизацией интрузий нескольких фаз магматического комплекса.

Эта модель является только качественной. Однако она с успехом может быть применена и к другим месторождениям гидротермального класса. Дальнейшая задача исследований — перевести ее в более совершенный ранг количественных моделей.

## ВЫВОД

Насыщение дистиллятов компонентами должно происходить в последовательности их перехода из расплава в твердые фазы, а после достижения силикатного солидуса — в процессе кристаллизации остаточ-

ного флюида. В случае неспособности собраться во флюидопотоки происходит кристаллизация остаточных и в том числе рудных компонентов в виде акцессорных минералов.

Неоднократное поступление флюидов в область рудоотложения обуславливает прерывистость и многостадийность процесса минерализации. При этом каждая минеральная ассоциация определенной стадии состоит из нескольких парагенезисов, в том числе низкотемпературных.

Кристаллизация минералов в самой гранитоидной интрузии, в потоке растворов каждой стадии по направлению их движения и в рудных телах идет по единой схеме последовательной смены парагенезисов, что объясняется единой во всех случаях зависимостью компонентов, образующих минералы, преимущественно от падения температуры.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Александров С. М., Барсуков В. Л., Щербина В. В. Геология эндогенного бора. М.: Наука, 1968. 184 с.
- Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 150 с.
- Зональность и глубинность оловянного оруденения на примере Кавалеровского района/Радкевич Е. А., Томсон И. Н., Кокорин А. М. и др. М.: Наука, 1980. 180 с.
- Иванов О. П. Формационный анализ оловорудных месторождений Яно-Борулахского района.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Якутск: Якуткнигоиздат, 1969, с. 67—70.
- Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1955, с. 335—456.
- Рябчиков И. Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. М.: Наука, 1975. 232 с.
- Смирнов С. С. К вопросу о зональности рудных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1937, № 6, с. 1071—1084.
- Ферсман А. Е. Пегматиты. Т. 1. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1940. 712 с.
- Флеров Б. Л. Минеральные парагенезисы Валькумейского месторождения.— В кн.: Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1974, с. 64—92.
- Флеров Б. Л. Оловорудные месторождения Яно-Колымской складчатой области. Новосибирск: Наука, 1976. 183 с.
- Флеров Б. Л., Дорофеев А. В., Бичус Б. Я. и др. Минералогия и генезис Чыбагалахского месторождения оловоносных скарнов.— В кн.: Минералогия эндогенных месторождений Якутии. Новосибирск: Наука, 1974, с. 3—41.
- Флеров Б. Л., Степанов Е. Р., Бичус Б. Я., Жданов Ю. Я. Парагенезисы минералов Полярного месторождения.— В кн.: Минералогия и геохимия производных гранитоидного магматизма. Якутск: изд. Якут. филиала СО АН СССР, 1981, с. 5—23.
- Флеров Б. Л., Трупилина В. А., Яковлев Я. В. Оловянно-вольфрамовое оруденение и магматизм Восточной Якутии. М.: Наука, 1979. 276 с.
- Шипулин Ф. К. Интрузии и рудообразование (на примере Дашкесана). М.: Наука, 1968. 215 с.

О. П. ИВАНОВ, Э. А. ЕФРЕМЕНКО

#### СПЕЦИФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНО-СУЛЬФИДНОЙ ФОРМАЦИИ И ПРОБЛЕМА ВЫБОРА НЕПРОТИВОРЕЧИВОГО ВАРИАНТА ЕЕ ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ

Построение генетической модели рудной формации должно, очевидно, проходить в два этапа: 1) создание геолого-генетической модели, т. е. восстановление последовательности и геологическая характеристика важнейших эндогенных процессов, приведших к возникновению формации; 2) создание физико-химической модели.

Успех физико-химического моделирования рудной формации может прийти только в том случае, если будут надежно решены вопросы первого этапа, если в основе физико-химических построений применительно к эндогенному рудообразованию будут лежать геологически обоснованные

идеи и схемы. Создание непротиворечивой геолого-генетической модели рудной формации представляется нам задачей чрезвычайно актуальной и весьма непростой. Единственно верный путь к ее решению — это систематическое и непредвзятое изучение временных и пространственных взаимоотношений главных парагенезисов, составляющих рудную формацию, как между собой, так и с другими парагенезисами, встречающимися в районе ее развития.

**Рудная формация как закономерно повторяющаяся совокупность минеральных парагенезисов.** Проблема генетических моделей рудных формаций гораздо значительнее, чем проблема генезиса отдельных рудных месторождений. Это принципиально новая проблема геологии. Для ее понимания немаловажное значение представляет вопрос о соотношении понятий «рудная формация» и «рудное месторождение».

Под рудной формацией большинство исследователей вслед за С. С. Смирновым понимает группу месторождений, характеризующуюся сходными парагенетическими ассоциациями минералов и возникающую в близкой геологической обстановке. Надо заметить, что, определяя рудную формацию как группу месторождений, мы встречаемся с трудностями чисто логического характера.

Во-первых, из приведенной формулировки ясно, что понятие «рудная формация» по своему объему шире, чем понятие «рудное месторождение». Обратные соотношения по правилам логики невозможны. Если рудная формация есть совокупность месторождений, то месторождение не может быть совокупностью формаций. В рудноформационном анализе это не так. Представление о полиформационных месторождениях стало здесь вполне обычным.

Во-вторых, объем самого понятия «рудное месторождение» не является постоянным и определенным как вследствие того, что оно принадлежит к понятиям не только геологическим, но и экономическим, так и из-за различной его геологической трактовки. «Геологический словарь» (М., 1973, т. 1, с. 427), толкующий это понятие как «скопление полезного ископаемого, представленного рудой какого-либо металла или минерала», включает в него, таким образом, только непосредственно рудные тела. Вмещающие породы (а равно и другие компоненты геологической обстановки залегания месторождения) в объем рассматриваемого понятия не входят. Вопреки этому общепринятому определению в обычной практике анализа месторождений объем данного понятия принимается гораздо более широким. Если же указанное определение верно, то в металлогенетическом аспекте понятие «рудное месторождение» можно трактовать как конкретную совокупность минеральных парагенезисов, обладающих промышленной ценностью.

Среди двух упомянутых выше признаков, определяющих понятие «рудная формация», а именно: 1) сходства парагенетических минеральных ассоциаций и 2) близости геологических условий образования, первый признак является существенным, второй — второстепенным. В. А. Кузнецов [1972, с. 3] специально обращал на это внимание геологов: «...важнейшим признаком должен быть именно вещественный состав формаций, т. е. реальный объект исследования. В вещественном составе, как правило, находят выражение и геологические условия образования».

Практика формационного анализа оловянного оруденения полностью подтверждает справедливость этого вывода. При отнесении конкретных месторождений к соответствующей рудной формации второй признак, т. е. сходство или различие геологических обстановок, обычно не используется. Можно привести примеры месторождений олова, которые, несмотря на то, что находятся в различной геологической обстановке, относятся тем не менее не только к одной рудной формации, но даже к одному ее минеральному типу (табл. 1). Следовательно, признак сходства геологических условий образования месторождений в определении понятия «рудная формация» можно вообще опустить как несущественный без ущерба для содержания данного понятия.

Особенности геологической обстановки на некоторых месторождениях турмалинового типа касситерит-силикатно-сульфидной формации

Месторождение	Вмещающие породы	Дайки	Форма рудных тел
Эге-Хая (Якутия)	Песчано-глинистые сланцы	Диоритовые порфириты (дорудные)	Жильные брекчии
Илинтас (Якутия)	Ороговикованные песчаники и сланцы	Диоритовые порфириты, липариты, аплиты, гранит-порфиры (дорудные)	Жильные брекчии
Ярославское (Приморье)	Мраморизованные, скарнированные известняки и известковистые сланцы	Граниты (дорудные), диоритовые и диабазовые порфириты (пострудные)	Зоны метасоматического замещения и жилы сложной формы
Перевальное (Хабаровский край)	Эффузивные андезиты	Диоритовые порфириты, кварцевые диориты (дорудные)	Минерализованные зоны дробления
Шерловая Гора (Вост. Забайкалье)	Жерловая фация кварцевых порфиров		Штокверк
Валькумей (Чукотка)	Гранодиориты и андезитовые граниты	Гранодиорит-порфиры и лейкократовые граниты (дорудные)	Простые и сетчатые жилы

Учитывая все вышеизложенное, под рудной формацией можно понимать закономерно повторяющуюся, устойчивую совокупность минеральных парагенезисов, имеющую промышленную ценность. Это определение по своей сути практически тождественно трактовке понятия «рудная формация», данной В. А. Кузнецовым [1972]. При таком подходе «рудное месторождение» становится понятием, не полностью совместимым с понятием «рудная формация», а отмеченное выше логическое противоречие между объемами этих понятий снимается.

Предлагаемое нами определение хорошо согласуется с известным положением Н. П. Хераскова и Н. С. Шатского о том, что геологическая формация есть парагенез минеральных парагенезисов (буквально так: «Горная порода является парагенезисом минералов, а формация — парагенезом пород» [Херасков, 1967, с. 18]), и с представлениями В. А. Кузнецова [1972], рассматривающего рудные формации в качестве самостоятельного класса геологических формаций наряду с осадочными (вулканогенно-осадочными), магматическими, метаморфическими и метасоматическими.

**Пространственные и временные соотношения ведущих парагенезисов касситерит-силикатно-сульфидной формации.** Касситерит-силикатно-сульфидная формация, избранная нами в качестве объекта исследований, выделяется среди других рудных формаций как сложностью состава, так и неоднозначностью происхождения. В строении касситерит-силикатно-сульфидных месторождений участвуют такие полярные геологические образования, как, например, интрузивы кислого и основного состава, существенно кварцевые и сульфидные (колчеданного профиля) гидротермальные парагенезисы. Это обусловило появление самых разнообразных геолого-генетических моделей рассматриваемой формации: от метаморфогенных до связываемых с мантией. Среди предложенных моделей особенно известны три основные группы:

1) модели, в основе которых лежит идея остывающего и продуцирующего рудоносные растворы гранитоидного интрузива, разработанные С. С. Смирновым, С. Ф. Луговым, Е. А. Радкевич, Б. Л. Флеровым и др.;

2) модели, основанные на представлениях об эволюции подкорового очага базитового магматизма, созданные В. Л. Барсуковым, И. Н. Говоровым и др.;

3) модели, предусматривающие пространственное совмещение продуктов нескольких разновозрастных и разноглубинных эндогенных источников, предложенные А. Шнайдером-Щербиной, И. Я. Некрасовым, М. Вольфом, авторами настоящей работы и др.

Многие из существующих моделей взаимоисключают друг друга. Быть одновременно верными они не могут. Поэтому выбор среди них наиболее корректных вариантов превращается в важную научную и практическую задачу. Как решать проблему выбора? По-настоящему надежен лишь один путь — путь проверки моделей конкретными геологическими обстановками, в которых находится рудная формация. Корректной может быть признана только та модель, которая не противоречит геологической реальности.

В этой связи хотелось бы обратить внимание на те особенности пространственных и временных взаимоотношений эндогенных парагенезисов, установленных в районах развития касситерит-силикатно-сульфидной формации, которые должна учесть и объяснить любая ее дееспособная модель.

Как показывает наш опыт изучения многочисленных касситерит-силикатно-сульфидных месторождений восьми оловорудных районов и узлов Северо-Востока СССР, в их строении участвуют свыше 20 разновозрастных и различных по составу парагенезисов (гидротермальных и магматических). Для каждого из этих районов (узлов) нами были составлены колонки возрастной последовательности парагенезисов, опубликованные ранее [Ефременко, Иванов, 1975; Иванов и др., 1979]. Генеральная последовательность парагенезисов здесь такова (от ранних к поздним): 1) диоритовые порфиры; 2) диорит-порфиры; 3) монцо-гранодиориты и граниты (роговики, скарноиды); 4) лейкограниты, аплиты, полевошпат-кварцевые пегматиты; 5) плагιοгранит-порфиры; 6) анкерит-кварцевый парагенезис; 7) кальцит-кварцевый парагенезис; 8) граниты, адамеллиты (роговики, скарноиды); 9) лейкограниты, аплиты, полевошпат-кварцевые пегматиты; 10) порфиры; 11) гранит-порфиры, кварцевые порфиры; 12) турмалиновые граниты и аплиты; 13) турмалиновый парагенезис; 14) лампрофиры; 15) аляскитовые граниты; 16) касситерит-кварцевый парагенезис; 17) диабазовые порфиры, лампрофиры, базальты; 18) трахиты; 19) монцониты; 20) альбит-хлоритовый парагенезис; 21) сульфидный парагенезис; 22) сульфидно-карбонатный парагенезис; 23) габбро-долериты, мончикиты; 24) антимонит-кварцевый парагенезис; 25) пирит-кальцитовый парагенезис.

Обычно постулируется связь всех установленных на месторождении эндогенных парагенезисов с единым глубинным очагом. Данный постулат, основополагающий для многих генетических моделей касситерит-силикатно-сульфидной формации, является, по нашему мнению, весьма сомнительным.

Гипотезе связи магматических и гидротермальных продуктов, участвующих в строении касситерит-силикатно-сульфидного месторождения, с единым остывающим очагом противоречит прежде всего то обстоятельство, что они неоднократно чередуются во времени. Трудно связывать важнейшие парагенезисы (турмалиновый, касситерит-кварцевый и сульфидный) этих месторождений с гранитоидными массивами, если надежно установлено, что собственная жильная серия массивов, представленная аплитовыми и кварцевыми жилами, отделена от жил, сложенных турмалиновым парагенезисом, внедрением разнообразных магматических расплавов. Эти расплавы формировали, например, самостоятельные пояса даек кислых порфиров, обладающих значительной протяженностью и пространственной независимостью от гранитоидных массивов (Хотон-Хайский пояс в Яно-Борулахском районе Якутии, пояса «элванс» в районе Уэйд-бридж Корнуолла и т. п.). Внедрялись в данный период и более основные магмы. Это установлено, например, в Певекском узле.

В интервале времени, разделяющем турмалиновый и касситерит-кварцевый парагенезисы, также происходили внедрения магматических рас-

плавов различного состава (алюмосиликатовые дайки Кестерского месторождения, лампрофировые дайки месторождения Крутого в Пыркакайском узле и т. д.). Широко известны для многих районов Якутии факты разделения во времени порфирированными дайками касситерит-кварцевого и сульфидного парагенезисов.

Переменяемость магматических и гидротермальных парагенезисов во времени однозначно свидетельствует об отсутствии закономерного снижения температур в возрастном ряду эндогенных образований оловорудных районов Северо-Востока СССР. В этой связи особого внимания заслуживают факты прогрессирующего нарастания температур рудообразования, зафиксированные на многих золоторудных месторождениях этого региона [Сидоров, Гончаров, 1979] и находящие наиболее логичное объяснение в существовании нескольких магматогенных источников [Русинов, 1980].

С гипотезой единого остывающего очага не согласуется и тот факт, что в составе смежных гидротермальных парагенезисов рассматриваемой формации отсутствует преемственность характеристических компонентов [Иванов и др., 1979]. Высокая их контрастность подчеркивалась многими знатоками геологии олова. Характерно в этом отношении заключение Б. В. Макеева и Т. М. Потаповой [1969, с. 169]: «Во всех формациях отчетливо выделяется продуктивная стадия, в течение которой отлагалось главное количество касситерита... В другие стадии рудного процесса касситерит, по сути дела, не отлагался, и в тех случаях, когда он присутствует в пред- и послепродуктивных минеральных ассоциациях, парагенность его с ними весьма сомнительна».

Как показали специально проведенные нами исследования [Иванов и др., 1979], не менее контрастные различия существуют и в характере околожильных изменений, связанных с каждым из основных парагенезисов касситерит-силикатно-сульфидной формации.

При всей контрастности главных парагенезисов состав каждого из них в пределах района вполне устойчив. Хочется особо отметить устойчивость касситерит-кварцевого парагенезиса. Часто как-то выпадает из поля зрения исследователей то обстоятельство, что в месторождениях касситерит-кварцевой и касситерит-силикатно-сульфидной формаций (как бы сильно не отличался их общий минеральный состав) продуктивный парагенезис всегда одинаков. Это касситерит-кварцевый парагенезис. Различия здесь чисто текстурные и носят фациальный характер. Очень точно сказано об этом в работе И. Н. Говорова и Н. С. Благодаревой [1979, с. 44]: «Основная масса касситерита в месторождениях той и другой группы (кварцево-грейзеновой и силикатно-сульфидной. — О. И.) сконцентрирована в малосульфидных кварцевых жилах».

Касситериты из этих главных оловорудных формаций не отличаются существенно ни по составу и содержанию элементов-примесей [Иванов и др., 1979], ни по термобаропараметрам. Показательно в этом смысле заключение И. Н. Говорова и Н. С. Благодаревой [1979, с. 46]: «Таким образом, по температурному режиму месторождения касситерит-силикатно-сульфидной группы очень сходны с месторождениями редкометалльных грейзенов и вольфрамит-оловянных кварцевых жил».

Наконец, абсолютное датирование касситерит-кварцевого парагенезиса в месторождениях различной формационной принадлежности, выполненное для Северо-Востока СССР Л. В. Фирсовым на большом количестве образцов (в том числе наших), дало близкие результаты. Отсюда можно заключить, что касситерит-кварцевый парагенезис в оловорудных формациях этой металлогенической провинции синхронен и генетически един.

Совмещенность разновозрастных и различных по составу парагенезисов является характерной чертой любого касситерит-силикатно-сульфидного месторождения. Однако она вовсе не свидетельствует о связи всех парагенезисов месторождения с единым очагом. Обусловлена она исключительно тектонической унаследованностью (принцип Н. С. Шат-

ского). Жидкие и газообразные продукты эндогенной деятельности, на какой бы глубине и сколько бы раз они не возникали, всегда выводились в верхние части земной коры по одним и тем же долгоживущим системам геологических структур. Месторождения же приурочены, как известно, к наиболее активным частям этих систем.

Если пространственная совмещенность парагенезисов, имеющих различные состав и возраст, объяснима с позиции их связи как с одним, так и с несколькими эндогенными источниками, то случаи их резкой пространственной разобщенности определенно свидетельствуют в пользу второй точки зрения.

Факты резкого пространственного несовпадения участков локализации турмалинового и касситерит-кварцевого парагенезисов уже приводились нами для Пыркаайского [Иванов и др., 1979] и Кетет-Кигиляхского [Иванов, 1972] рудных узлов. Известны они также в Певекском узле. Независимость размещения касситерит-кварцевого и сульфидного парагенезисов наглядно отражается на геолого-геофизических картах Яно-Борулахского района [Иванов, 1972] и Певекского узла [Иванов и др., 1976].

Ни на одном касситерит-силикатно-сульфидном месторождении не установлено полного набора парагенезисов, известных в данном рудном районе. Количество и вид отсутствующих парагенезисов на каждом из месторождений произвольны. Известны многочисленные случаи отсутствия в полистадийных жилах тех парагенезисов, которые занимают промежуточное положение в сводной возрастной колонке (например, присутствуют турмалиновый и сульфидный парагенезисы, но нет никаких признаков касситерит-кварцевого). Объяснить эти случаи с позиции существования единого эволюционирующего во времени очага явно затруднительно, не говоря уже о едином потоке растворов.

Интересный материал, свидетельствующий в пользу независимой пространственной локализации ведущих парагенезисов касситерит-силикатно-сульфидной формации, дает количественное изучение пульсационной рудной зональности. Исследованиям в области рудной зональности посвящена огромная литература. Но если второй ее тип (зональность отложения) подтверждается, как правило, количественной информацией, полученной с использованием объективных методов, то первый тип (пульсационная зональность) известен лишь по материалам визуальных наблюдений. Между тем возможность закономерного пространственного размещения разновозрастных парагенезисов можно проверить объективными методами. Для этого достаточно произвести систематическое опробование рудных тел по определенной сети, установить соотношение главных парагенезисов в каждой пробе и методами математической статистики определить силу корреляционной связи (прямой или обратной) между содержаниями парагенезисов, а также между содержаниями каждого из них и пространственными координатами проб.

Эта трудоемкая работа была проведена нами ранее на месторождениях Певекского узла [Иванов и др., 1975]. Она позволила доказать отсутствие какой-либо количественной взаимозависимости в пространственном размещении турмалинового, касситерит-кварцевого и сульфидного парагенезисов. Недавно мы совместно с В. Р. Болошенко закончили подобную работу на Фестивальном касситерит-силикатно-сульфидном месторождении в Приамурье. Здесь было систематически отобрано свыше 170 проб, характеризующих месторождение в интервале более 2500 м по горизонтали и 300 м по вертикали. Как видно из табл. 2, ведущие минералы главных парагенезисов в своем пространственном распределении и на этом месторождении были независимы друг от друга.

**К обоснованию непротиворечивой геолого-генетической модели касситерит-силикатно-сульфидной формации.** Касситерит-силикатно-сульфидная формация представляет собой закономерно повторяющееся, устойчивое сочетание трех парагенезисов: турмалинового (или хлоритового), касситерит-кварцевого и сульфидного, хотя в строении конкретного место-

Величины коэффициентов парной корреляции между пространственными координатами рудных проб Фестивального месторождения и различными параметрами их состава

Координаты, параметры	$C_T$	$C_K$	$C_C$	A	B	Г	Р
$C_T$	1	-0,02	-0,37	-0,16	-0,14	-0,42	+0,42
$C_K$	-0,02	1	-0,05	-0,16	+0,17	+0,29	+0,01
$C_C$	-0,37	-0,05	1	+0,18	-0,02	+0,36	-0,42

Примечание.  $C_T, C_K, C_C$  — соответственно содержания в пробах турмалина, касситерита, сульфидов; А — абсолютная отметка проб; В — вертикальное расстояние между пробой и основной литологической границей (стратиграфической границей юра — мел); Г — горизонтальное расстояние между пробой и произвольной точкой, взятой вне месторождения; Р — горизонтальное расстояние между пробой и поперечным разломом, выполнявшим возможно функции рудоподводящего.

рождения, относимого к этой формации, может участвовать и гораздо большее количество парагенезисов. Для построения непротиворечивой геолого-генетической модели рассматриваемой формации необходимо выяснить и учесть особенности возрастных и пространственных взаимоотношений каждого из этих трех парагенезисов между собой и с другими эндогенными парагенезисами на территории рудного района. Изучение в этом плане отдельно взятого касситерит-силикатно-сульфидного месторождения не может решить поставленную задачу прежде всего из-за случайности сочетания слагающих его магматогенных парагенезисов, как невозможно понять геолого-генетическую позицию магматической формации, изучая обособленный интрузивный массив.

Изложенный в предыдущем разделе материал, касающийся возрастных и пространственных взаимоотношений ведущих парагенезисов касситерит-силикатно-сульфидной формации, с очевидностью свидетельствует о невозможности связать их с единым, локальным, эволюционирующим очагом. Например, с остывающим гранитным интрузивом, отщепляющим (как пульсационно, так и в особенности непрерывно) рудоносные флюиды меняющегося состава. Противоречат геологической фактуре и довольно распространенные для данной формации идеи переноса олова в виде соединений бора. Касситерит находится в парагенезисе с минералами фтора, а подавляющая часть бора касситерит-силикатно-сульфидной формации выделялась раньше олова в виде генетически самостоятельного турмалинового парагенезиса.

Как показывает анализ сводных возрастных парагенетических колонок, формирование турмалинового и касситерит-кварцевого парагенезисов обычно тесно связано с внедрением несколько опережающих их во времени даек кислых порфиров, турмалиновых аплитов, литий-фтористых аляскитов. Это безусловно противоречит идее мантийного происхождения рассматриваемой формации.

В то же время удивительное для всех оловорудных районов постоянство, с которым образованию сульфидного парагенезиса предшествует внедрение лампрофировых и порфириновых даек, свидетельствует в пользу его связи именно с подкоровыми источниками.

Учитывая вышеизложенное, мы приходим к выводу, что бесперспективно разрабатывать для касситерит-силикатно-сульфидной формации модель типа «единый очаг — месторождение» независимо от того, будет ли этот очаг коровым или мантийным.

Сопоставление колонок возрастной последовательности эндогенных парагенезисов, построенных для многих районов развития касситерит-силикатно-сульфидной формации [Ефременко, Иванов, 1975; Иванов и др., 1979], показывает, что эти колонки обладают очень большим сходством. Они имеют практически одинаковые наборы парагенезисов, причем каждый из них обладает строго определенными последовательностью и местом

в этих колонках, а однотипные парагенезисы характеризуются значительной выдержанностью в составе.

Все это доказывает, что процесс становления касситерит-силикатно-сульфидной формации был генетически един не на уровне месторождений, а на уровне рудных районов. Касситерит-силикатно-сульфидная формация того или иного оловорудного района Северо-Востока СССР есть отражение геохимической эволюции глубинного вещества этого района (в частности, миграции фронта магмообразования) в мезозойско-кайнозойское время — эволюции, в ходе которой магматогенные очаги возникали многократно, а однотипные среди них — синхронно.

Таким образом, особенности состава и взаимоотношений ведущих парагенезисов касситерит-силикатно-сульфидной формации свидетельствуют в пользу их связи с самостоятельными эндогенными очагами, т. е. наилучшим образом ей соответствует телескопированная модель полигенного рудного процесса. Именно эта модель, обладающая несомненными преимуществами перед другими в смысле согласия с геологическими фактами, заслуживает быть выбранной для детальной разработки в геохимическом и физико-химическом аспектах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Говоров И. Н., Благодарева Н. С. Физико-химические условия формирования вольфрам-оловянных месторождений кварцево-грейзеновой и силикатно-сульфидной групп. — В кн.: *Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования*. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 43—53.
- Ефременко Э. А., Иванов О. П. Синхронное проявление однотипных парагенезисов в оловорудных районах Северной Якутии как отражение единого регионального процесса геохимической эволюции глубинного вещества. — Докл. АН СССР, 1975, т. 221, № 5, с. 1149—1152.
- Иванов О. П. О целесообразности формального подхода к многостадийным жильным месторождениям при их формационном анализе. — В кн.: *Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири*. М.: Наука, 1972, с. 135—152.
- Иванов О. П., Ермаков С. Ф., Ефременко Л. Я., Руденко О. А. Исследование рудной зональности Певекского узла методами математической статистики. — Геол. и геофиз., 1975, № 7, с. 36—46.
- Иванов О. П., Ефременко Э. А., Бойков И. С., Ефременко Л. Я. Возрастные и пространственные соотношения между изверженными породами и оловянным оруденением полуострова Певек. — Науч. тр. Ин-та оловян. промыш., Новосибирск, 1976, № 4, с. 10—18.
- Иванов О. П., Ефременко Э. А., Ефременко Л. Я. О полигенной природе касситерит-силикатно-сульфидных месторождений (на примере Якутии и Чукотки). — В кн.: *Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений*. Новосибирск: Наука, 1979, с. 71—90.
- Кузнецов В. А. Рудные формации. — Геол. и геофиз., 1972, № 6, с. 3—14.
- Макеев Б. В., Потапова Т. М. О возможной типизации схем стадийности рудоотложения для месторождений различных оловорудных формаций. — В кн.: *Рудообразование и его связь с магматизмом*. Якутск: Якуткнигоиздат, 1969, с. 169—170.
- Русинов В. Л. О новом типе месторождений с прогрессивным характером развития гидротермального процесса (по поводу статьи А. А. Сидорова и В. И. Гончарова). — Геол. рудных месторождений, 1980, № 3, с. 122—123.
- Сидоров А. А., Гончаров В. И. О прогрессивном развитии гидротермального рудообразования (на примере месторождений Востока СССР). — Геол. рудных месторождений, 1979, № 3, с. 19—26.
- Херасков Н. П. Тектоника и формации. М.: Наука, 1967. 404 с.

В. К. ФИНАШИН, И. Н. ГОВОРОВ

#### ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ КАССИТЕРИТ-СИЛИКАТНО-СУЛЬФИДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Касситерит-силикатно-сульфидные месторождения впервые выделены в самостоятельную формацию Е. А. Радкевич [1956]. Эти месторождения образуются в конечные завершающие этапы тектоно-магматического цикла в складчатых областях с мощными толщами терригенных

Средний химический состав пород оловяносных магматических формаций Кавалеровского района

Но- мер проб	Содержание, % массы											Содержание, г/т										
	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	П.п.п.	Сумма	Sn	Pb	Zn	Cu	Ni	Co	V	Cr	В
1	50,89	0,93	16,03	2,62	6,88	0,22	5,28	6,41	2,53	2,90	0,36	4,79	99,84	4,9	13	154	71	50	95	224	100	7,3
2	57,90	0,85	15,03	2,68	5,99	0,46	3,69	4,76	2,78	3,44	0,27	2,07	99,62	4,4	12	40	96	34	14	133	68	36
3	60,35	0,79	15,38	2,48	4,64	0,13	2,75	3,77	3,32	5,01	0,21	0,96	99,79	4,5	25	48	93	35	13	130	57	25
4	62,87	0,78	14,67	1,94	4,61	0,10	2,66	3,31	3,23	3,08	0,23	2,20	99,68	3,4	12	32	32	20	84	57	35	22
5	73,78	0,12	12,98	0,98	1,71	0,06	0,65	0,75	3,09	5,35	0,06	0,67	100,20	4,4	38	15	30	22	3,3	26	31	15
6	75,33	0,41	11,33	1,63	1,44	0,08	0,61	0,19	1,09	5,63	0,04	1,72	99,50	27	69	10	18	5,7	2,0	34	9,5	26
7	75,46	0,04	12,44	1,02	1,59	0,04	0,48	0,83	3,36	4,07	0,06	0,85	100,21	3,8	18	43	20	9,8	0,4	4,6	33	4,8

Примечание. 1—3 — монцитит-граносиенитовая формация; 4 — калиевые базальты; 2 — трахиандезиты горы Березовой (по В. В. Поповиченко, 1979 г.); 3 — монцитит, сиениты и граносиениты горы Березовой (по В. В. Поповиченко, 1979 г.); 4 — диорит-гранодиоритовая формация; 5 — граниты из эксплозивных брекчий и включений в дайках основных пород; 6 — калиевые дайциты и липариты; 7 — глубокие лейкограниты Дубровского месторождения.

отложений. Чаще всего они приурочены к поперечным глубинным разломам фундамента складчатых зон и контролируются в верхних структурных этажах цепочками интрузивов, полями даек, экструзивными и субвулканическими телами, трубками взрыва, эксплозивными брекчиями. Изучение закономерностей размещения месторождений, их взаимоотношений с изверженными породами, состава руд, изменений вмещающих пород в связи с особенностями эволюции конкретных рудно-магматических систем вскрывает ряд интересных особенностей их образования.

Месторождения рассматриваемой формации часто пространственно сопряжены с месторождениями других рудных формаций: касситерит-сульфидно-кварцевыми, касситерит-сульфидными и редкометалльно-кварцевыми. Взаимоотношения различных рудных формаций наиболее детально изучены в Кавалеровском рудном районе Приморья.

В Кавалеровском районе проявления оловянной минерализации связаны со следующими интрузивными формациями позднемелового — палеогенового возраста: монцитит-граносиенитовой, липарит-гранитной, лейкогранитной и диорит-гранодиоритовой (табл. 1).

Породы монцитит-граносиенитовой оловоносной формации развиты в западной части Кавалеровского рудного района (рис. 1), где они образуют сложнодифференцированный вулканоплутонический араратско-березовский комплекс изверженных пород верхнемелового возраста. В составе комплекса преобладают плутонические производные, образующие два крупных массива. Они приурочены к магмоконтролирующему разлому, примыкающему под острым углом к региональному глубинному разлому — зоне Центрально-Сихотэ-Алинского структурного шва. Кровля северной части Березовского массива сложена вулканитами повышенной щелочности — калиевыми базальтами и трахиандезитами. Преобладающими породами плутонических фаций являются монцититы, сиениты и граносиениты, прорывающие и метаморфизирующие трахиандезиты кровли массива. Наиболее характерной петрохимической особенностью изверженных пород араратско-березовского комплекса является его повышенная калиевость, указывающая на глубинную природу родоначальных магм.

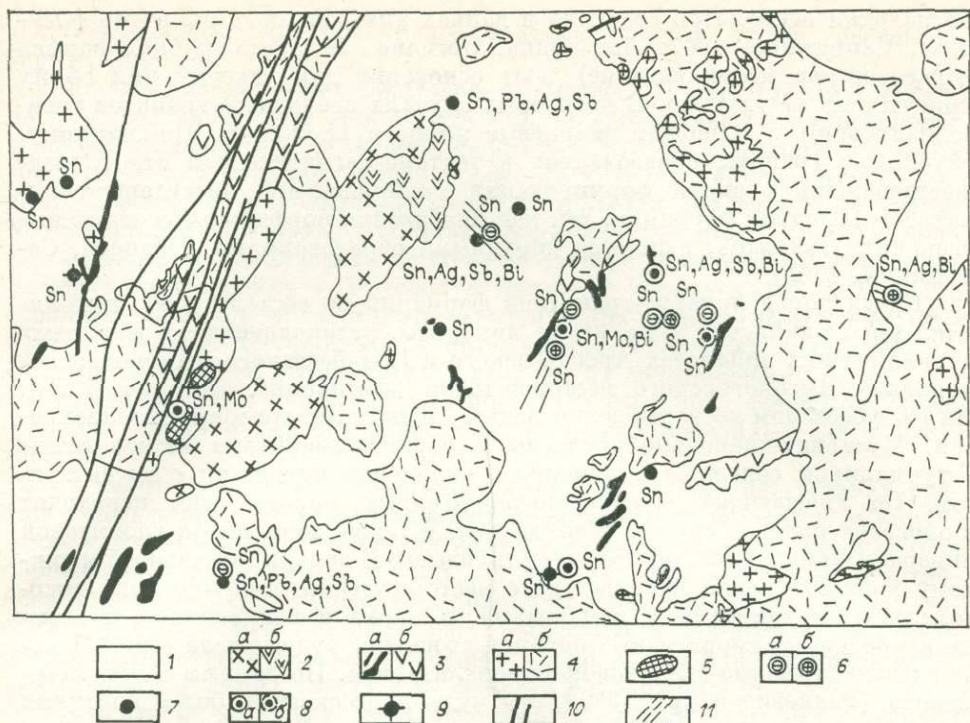


Рис. 1. Схема размещения оловоносных магматических и рудных формаций Кавалеровского рудного района.

1 — осадочные породы (P<sub>2</sub>—K<sub>1</sub>); 2 — монзонит-граносиенитовая формация (K<sub>2</sub>) (а — монзониты, сиениты, граносиениты, б — трахиты, трахиандезиты); 3 — диорит-гранодиоритовая формация (K<sub>2</sub>—P) (а — диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, б — андезит-базальты, андезиты, дациты); 4 — липарит-гранитная формация (K<sub>2</sub>—P) (а — граниты, гранит-порфиры, б — вулканиты кислого состава); 5 — лейкогранитная формация (P); 6 — касситерит-силикатно-сульфидная формация (а — хлоритовый, б — турмалин-хлоритовый тип); 7 — касситерит-сульфидная формация; 8 — касситерит-кварцевая формация (а — руды, выходящие на поверхность, б — залегающие на глубине); 9 — оловоносные скарны; 10 — региональные разломы; 11 — главные дайковые пояса.

В зоне влияния интрузивов комплекса находится ряд рудопроявлений олова, из которых наиболее изучены рудопроявления Соболиное-1 и Интересное. Рудопроявление Соболиное-1 представлено пологопадающей минерализованной зоной в серицитизированных песчаниках и алевролитах. Руды состоят из галенита и буланжерита с примесью касситерита и фрейбергита. Касситерит образует включения в галените и буланжерите. Свинцово-сурьмяно-оловянные руды, по некоторым данным, пересекаются более поздними хлорит-кварц-сульфидными рудными телами. Рудопроявление Интересное приурочено к терригенным породам раннемелового возраста над апикальной частью штока кварцевых монцодиоритов — сателлитов Березовского интрузива. Монцодиориты грейзенизированы и пересечены минерализованными кварц-серицит-сульфидными зонами. В рудах установлены галенит, сфалерит, пирротин, пирит, арсенопирит, касситерит, сульфосоли сурьмы, свинца, олова и др. Образование основной массы касситерита связано, по-видимому, с разложением сульфосолей типа франкеита. Таким образом, с монзонит-сиенитовой ассоциацией связаны своеобразные проявления олова, характерной особенностью которых является присутствие в рудах сульфосолей сурьмы и олова.

Изверженные породы липарит-гранитной формации получили преимущественное распространение в окружающих район с юга, севера и востока вулcano-тектонических депрессиях. В центральной части района и рудных полях месторождений олова эти породы представлены ранними дорудными дайками фельзитов и кварцевых порфиров, а также вулканическими жерловинами и локальными вулканическими постройками. Выходы гранитов на поверхность в центральной части района отсутствуют,

но находки ксенолитов гранитов в дайках диабазовых порфиритов [Осипова, Сапрыкина, 1967; Литаврина, Косенко, 1978] и трубках взрыва (Арсеньевское месторождение) дают основание для утверждения об их присутствии на глубине. В некоторых случаях ксенолиты гранитов грейзенизированы и содержат кварцевые жилы и прожилки. По-видимому, глубинные граниты образовались в тектоно-магматический этап, предшествовавший времени формирования месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации, так как диабазовые порфириты, содержащие ксенолиты гранитов, являются дорудными образованиями [Осипова, Сапрыкина, 1967].

Среди пород липарит-гранитной формации по составу особо выделяются высококалиевые и калиевые липариты, установленные в жерловых вулканических аппаратах Арсеньевского и Кочубеевского месторождений и дайках Высокогорского месторождения [Литаврина, Косенко, 1978]. На Кочубеевском месторождении нека калиевых липаритов грейзенизирован. Мусковит-кварцевые грейзены и серицит-кварцевые метасоматиты с турмалином содержат маломощные кварцевые прожилки с касситеритом. Во вмещающих карбонатно-терригенных породах они переходят в оловосодержащие скарны и эпидозиты, а также зоны кварц-хлоритовой минерализации с касситеритом и сульфидами. В зоне, прилегающей к южному контакту нека Арсеньевского месторождения, выполненного высококалиевыми дацитами и липаритами, в турмалинизированных и серицитизированных терригенных породах выявлены рудные тела с комплексной олово-сурьмяно-висмутовой минерализацией. По данным Б. И. Шершакова [Радкевич и др., 1980], эти руды пересекаются более поздними жилами кварц-хлорит-касситеритового состава. Возможным аналогом касситерит-сульфидных руд Арсеньевского месторождения являются сурьмяно-оловянные руды Темногорского месторождения. Эти руды залегают на некотором удалении от вулканической жерловины горы Темной и метаморфизованы более поздней интрузией гранодиоритов.

На оловоносность и особенности состава калиевых липаритов Приморья впервые обратила внимание В. А. Баскина [1978]. Считается, что калиевые липариты могут образоваться в результате ликвации исходной субщелочной или щелочной магмы, обогащенной бромом и фтором [Маракушев, 1979]. Возможно, однако, что калиевые липариты представляют конечные дифференциаты щелочной магмы араратско-березовского типа. В калиевых липаритах Кавалеровского района в наибольшей мере проявлена геохимическая специализация на олово.

Породы лейкогранитной формации установлены в гранитных ассоциациях зоны Центрального структурного шва, где с ними связаны флюорит-топаз-мусковитовые грейзены с оловянной минерализацией. Глубоким бурением редкометальные грейзены и лейкократовые гранит-порфиры обнаружены также в северной части Дубровского месторождения [Финашин и др., 1978]. Последнее представляет особый интерес, так как проливает свет на взаимоотношения касситерит-силикатно-сульфидных руд Дубровского месторождения с редкометальными грейзенами и лейкогранитами. Глубинная интрузия гранит-порфиров окружается ореолом биотитовых роговиков. В роговиках и частично в гранит-порфирах установлены зоны грейзенов. Преобладают флюорит-слюдисто-кварцевые и кварцевые грейзены, реже отмечаются топаз-слюдисто-кварцевые и сидерофиллитовые. Грейзены содержат прожилковую штокверковую минерализацию с молибденитом, касситеритом, сульфотеллуридами и сульфидами висмута. Установлено, что грейзены замещают и кварцевые турмалиниты, сопровождающие и вмещающие касситерит-силикатно-сульфидные руды. Эти взаимоотношения свидетельствуют о более позднем времени образования лейкогранитов и грейзенов с редкометальной минерализацией по отношению к касситерит-силикатно-сульфидным рудам Дубровского месторождения. Структурно-минералогические и текстурные признаки появления более поздней касситерит-кварцевой и касситерит-редкометально-кварцевой минерализации и ее наложение на касси-

террит-силикатно-сульфидные руды установлены и на других месторождениях района.

Породы диорит-гранодиоритовой формации развиты преимущественно в центральной части района, где с ними ассоциируют месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации. К этой формации относятся дорудные и внутрирудные дайки порфиритов, субвулканические тела дацитов, небольшие интрузии кварцевых диоритов и диоритовых порфиритов, эмплозии андезитового состава с обломками дацитов. В центральной части района вулканические комагматы слагают довольно крупную вулканическую постройку — Угловскую кальдеру [Гурулев, 1977]. Там, где последовательность образования магматических пород установлена наиболее достоверно (Дубровское месторождение, Угловская кальдера), отчетливо выявляется антидромный характер их формирования.

Месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации представлены сериями крутопадающих жил, минерализованных зон и штокверками.

В некоторых случаях (Высокогорское месторождение) устанавливается более раннее время образования прожилково-вкрапленной и вкрапленной оловянной минерализации по отношению к жильной. Рудные тела образовались в несколько стадий. Главные из них — кварц-силикатно-касситеритовая, сульфидная и галогидно-карбонатная. Минеральные ассоциации различных стадий имеют тенденцию к некоторой дифференциации в пространстве с обособлением минеральных парагенезисов поздних стадий в верхних частях и на флангах оловорудных тел.

Касситерит в рудных телах ассоциирует преимущественно с кварцем и железистыми силикатами — хлоритом и турмалином, обособляясь в центральных частях рудоносных трещин, в рудных столбах. Известны как устойчивые кварц-хлорит-касситеритовые ассоциации, прослеженные до выклинивания рудных тел на глубину, так и ассоциации, в которых хлорит на глубине вытесняется турмалином. В некоторых месторождениях хлоритового типа устанавливается явно более ранний характер турмалинитов и ассоциирующей с ними кварц-сульфидно-касситеритовой или штокверковой оловянной минерализации. Небольшое количество касситерита, а также станнин отлагаются и в сульфидную — более позднюю — стадию.

Очень широко развиты в рудных полях месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации гидротермально измененные породы. Среди них по времени образования выделяются изменения предрудного и синрудного этапов [Финашин, 1976]. В предрудный этап образуются мощные ореолы измененных пород с биотитовыми, пропилитовыми и хлорит-серицитовыми изменениями. Синрудные метасоматиты приурочены к жилам с минеральными ассоциациями продуктивных стадий. Это в основном хлоритовые и турмалиновые породы.

В пространственном размещении ореолов гидротермально измененных пород прослеживаются отчетливые закономерности. Верхняя зона изменений представлена пропилитами или измененными породами с хлоритом и серицитом, нижняя — зоной биотитизированных пород. Ореолы околожилных изменений либо весьма устойчивы и однообразны по падению жильных систем (хлоритовый тип), либо обнаруживают тенденцию к вытеснению на глубине хлорита турмалином (хлорит-турмалиновый тип).

Обращает на себя внимание закономерное положение оловянного оруденения относительно верхней границы биотитизированных пород. Ореол оловоносности образует как бы факел, обращенный острием вверх. Оловянная минерализация достигает максимума в области сопряжения верхнего и нижнего метасоматических ярусов, т. е. в области смены биотитизированных пород пропилитами, и постепенно затухает вверх и вниз от этого раздела. При этом затухание оловянной минерализации при вхождении в зону биотитизированных пород более резкое, нежели затухание по восставанию. В целом глубина оруденения превышает 500—600 м.

Таблица 2

## Степень окисленности железа в контактовых роговиках, метасоматитах и минералах

Наименование	Кол-во проб	$f_{ок}$
Биотитизированные песчаники и алевролиты в контактовом ореоле гранитов [Изох, 1957]	3	$\frac{12,0-23,8}{18,5}$
Роговики и биотитизированные алевролиты в контактовом ореоле монцонитов [Изох, 1957]	3	$\frac{12,4-25,1}{19,7}$
Роговики из контактового ореола гранитов кл. Светлого (Южное Приморье) [Сапрыкин, 1980]	3	$\frac{14,7-19,6}{17,0}$
Биотитовые роговики контактового ореола лейкогранитов	4	$\frac{12,1-18,8}{16,2}$
Биотитизированные песчаники, алевролиты и андезиты оловорудных полей месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации	8	$\frac{1,8-15,7}{5,1}$
Биотиты из биотитизированных пород оловорудных полей	6	$\frac{0,7-15,4}{6,1}$
Хлорит-кварцевые породы околожилных ореолов месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации	5	$\frac{5,7-11,7}{8,1}$
Пропилитизированные песчаники с эпидотом	7	$\frac{52,5-87,1}{69,2}$
Слюдисто-кварцевые грейзены	4	$\frac{26,2-55,7}{38,9}$

Примечание.  $f_{ок} = \frac{Fe_2O_3}{Fe_2O_3 + FeO} \cdot 100\%$  (в числителе даны пределы колебаний, в знаменателе — среднее значение).

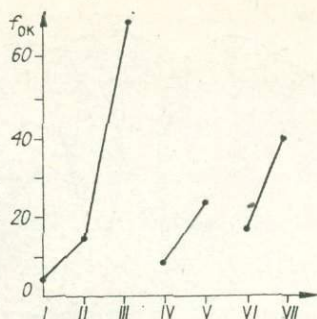
Анализ характера изменений минерального и химического состава при биотитизации [Говоров, 1967; Финашин, 1976] показывает, что процессы биотитизации сопровождаются привнесением железа, магния, калия и нередко также бора, фтора, олова и других элементов. Таким образом, по характеру изменений эти породы не могут рассматриваться как продукты изохимического контактового метаморфизма, поскольку они несут явные признаки участия метасоматических процессов в своем образовании.

Другой важной для локализации оловянного оруденения особенностью биотитизированных пород является их чрезвычайно высокая восстановленность, определяемая по соотношению окисных и закисных форм железа в измененных породах и биотите. В биотитизированных породах коэффициент окисления железа часто не превышает 5—6% (табл. 2, рис. 2). Подобная высокая восстановленность пород, формирующихся в малоглубинной обстановке, не может быть случайной. Заметим, что уровень восстановленности железа в ореолах околоранитных биотитовых роговиков (см. табл. 2) не ниже 12—15%. Объяснить образование подобных чрезвычайно специфических пород с высокой степенью восстановленности в условиях окислительной среды верхних этажей земной коры можно, видимо, только при допущении, что биотитизированные породы образуются при участии потока глубинных восстановленных флюидов.

Наблюдения в рудных полях дают много примеров частичной биотитизации даек порфиритов с формированием биотитизированных оторочек с повышенными содержаниями олова и низким коэффициентом окисленности. Естественно связывать растворы с процессами дегазации магм андезитового состава. Протяженные магматические колонны андезитовых магм могут играть роль флюидопроводников и при длительном стационарном

Рис. 2. Изменение степени окисленности железа в метасоматитах оловорудных месторождений.

Метасоматиты месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации: I — биотитизированные породы; II — пропилиты актинолитовой и эпидот-актинолитовой фации; III — пропилиты эпидотовой фации с хлоритом и кальцитом; IV — хлорит-кварцевые породы околожильных ореолов; V — серицит-хлорит-кварцевые породы околожильных ореолов. Метасоматиты месторождений редкометалло-кварцевой формации: VI — биотитовые роговики; VII — грейзены.



течении процесса обеспечить прогрев и прогрессивные изменения вмещающих пород на большом вертикальном интервале [Говоров, 1977]. Возникающий по мере прогрева центральных частей флюидопроводящей системы тепловой барьер в период прогрессивного ее существования обеспечивает изоляцию от влияния окислительной обстановки окружающей среды.

Зона пропилитизации является зоной разгрузки и смешения глубинных флюидных потоков с вадозовыми водами (рис. 3). За счет реакций окисления в этой зоне образуются метасоматические породы с высоким значением коэффициента окисления железа. Для наиболее распространенных в этой зоне фаций эпидотсодержащих пропилитов  $f_{ок} > 50\%$  (см. табл. 2). Таким образом, на фронте раздела более глубинной зоны биотитизации и верхней зоны пропилитовых изменений формируется окислительный геохимический барьер — область смешения глубинных флюидов и нисходящих вод поверхностной циркуляции. Нельзя не видеть известной аналогии в механизме возникновения этой области с областями современных гидротермальных систем.

Следующий этап формирования палеогидротермальной системы рассматриваемого типа связан с периодом ее регрессивного развития — поступлением в сферу минералообразования глубинных оловоносных растворов и образованием жильных тел и ореолов околожильных изменений. В этот этап — этап локального метасоматоза и жильобразования — кинетика и динамика минералообразования испытывает существенные изменения. Движение растворов приобретает сосредоточенный концентрированный характер, и главными путями их проникновения в сферу рудотложения служат трещинные системы и прилегающие к ним участки более проницаемых и пористых метасоматитов. Растворы все еще сохраняют, судя по составу хлорит-кварцевых пород (см. табл. 2), высокую степень восстановленности и щелочной характер, хотя и происходит их постепенное подкисление при взаимодействии с окисленными водами зоны пропилитизации. Прогрессирующее подкисление растворов и увеличение их окислительного потенциала на фоне остывания и снижения температуры гидротермального потока приводят к распаду комплексных соединений, в которых транспортируются олово и другие элементы, и массовому отложению касситерита, хлорита, турмалина и кварца, а позднее сульфидов.

Таким образом, исходными предпосылками предлагаемой модели формирования гидротермальной рудообразующей системы касситерит-силикатно-сульфидных месторождений являются:

- 1) связь с глубинными источниками тепла и растворов (глубинные андезитовые магмы);
- 2) формирование в обстановке малых глубин и близповерхностных зон разгрузки оловоносных гидротерм в области смешения ювенильных постмагматических и вадозовых вод;
- 3) щелочной характер и высокая степень восстановленности рудоносных флюидов, нарушаемых процессами окисления в приповерхностной зоне;

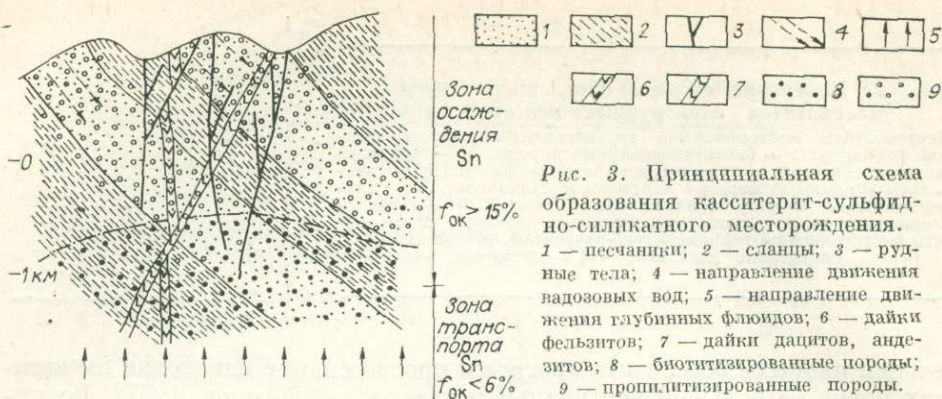


Рис. 3. Принципиальная схема образования касситерит-сульфидно-силикатного месторождения.

4) важнейший фактор осаждения олова в форме касситерита в ассоциации с железистыми силикатами и кварцем — распад оловоносных комплексов, устойчивых в щелочных высоковосстановленных растворах в зоне разгрузки, по мере увеличения окислительного потенциала рудообразующей системы.

Щелочной характер оловоносных растворов хорошо коррелируется с расчетом pH растворов по составу газовой-жидких включений [Суцневская, 1975] и газовому составу включений в касситерите и кварце оловорудных месторождений [Моисеенко, Малахов, 1979]. Значительная доля участия метеорных вод (более 25%) в образовании оловорудных месторождений Забайкалья типа Хапчеранги и Южно-Харатуйского убедительно доказывается расчетами изотопного состава кислорода [Борщевский и др., 1979].

В заключение отметим, что изучение различных типов оловянной минерализации и их взаимоотношений с изверженными породами в пределах одного рудного района вскрывает исключительно интересные закономерности эволюционного развития магматизма и рудной минерализации в пространстве и времени. В Кавалеровском районе наблюдается как пространственное обособление, так и совмещение разнотипного магматизма и минерализации в пределах одного месторождения. Иначе говоря, для месторождений района наиболее характерны полихронные и полиформационные рудно-магматические системы. Общая же направленность эволюционного развития магматизма в верхнемеловой — палеогеновый этап выражается в смене калиевых субщелочных и щелочных магм арагатско-березовского типа и их вероятных дифференциатов — калиевых лшаритов — известково-щелочными, а в заключительный период — лейкогранитовыми магмами. Соответственно изменяется во времени и характер оловорудной минерализации — от ранней касситерит-сульфидной с сульфосолями к касситерит-силикатно-сульфидной и наиболее поздней редкометалльно-кварцевой.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Баскина В. А. Ультракалийевые лшариты Приморья. — Сов. геология, 1978, № 1, с. 72—84.
- Борщевский Ю. А., Доломанова Е. И., Лисовская О. Ю. и др. Условия формирования минеральных ассоциаций Забайкалья по изотопно-кислородным данным. — В кн.: Новые данные о минералах СССР. Вып. 28. М.: Наука, 1979, с. 34—46.
- Говоров И. Н. Контактный метаморфизм гранитоидных интрузий и его термодинамика. — Геол. и геофиз., 1967, № 10, с. 135—151.
- Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 251 с.
- Гурулев Ю. Т. Вулкано-тектонические структуры Кавалеровского рудного района и связь с ними оруденения. — В кн.: Минералогия олова. Владивосток: изд. ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1977, с. 21—34.
- Изох Э. П. Позднемезозойские интрузии Центрального Сихотэ-Алиня и связь с ними оруденения. М.: Госгеолтехиздат, 1957. 246 с.
- Литаврина Р. Ф., Косенко В. И. Магматизм и оруденение Высокогорского оловоруд-

- ного месторождения. — В кн.: Рудоносность Дальнего Востока. Владивосток: изд. ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 55—62.
- Маракушев А. А.** Петрогенез и рудообразование. М.: Наука, 1979. 263 с.
- Моисеенко В. Г., Малахов В. В.** Физико-химические условия эндогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 200 с.
- Осипова Г. А., Сапрыкина Г. М.** О ксенолите гранита в дайке диабаз-порфирида из месторождения Левицкого. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1967, № 3, с. 52—56.
- Радкевич Е. А.** К вопросу о классификации оловорудных месторождений. — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1956, № 6, с. 58—69.
- Радкевич Е. А., Кокорин А. М., Анаков В. В. и др.** Геология, минералогия и геохимия Кавалеровского района. М.: Наука, 1980. 250 с.
- Сапрыкин Е. П.** Метаморфогенно-гидротермальное рудообразование. М.: Наука, 1980. 169 с.
- Суцевская Т. М.** Сравнительная характеристика химического состава оловоносных гидротермальных растворов (по данным анализа газово-жидких включений). — В кн.: Геохимия гидротермального рудообразования. М.: Наука, 1975, с. 35—60.
- Финашин В. К.** Метасоматиты как индикаторы рудоносности. — В кн.: Металлогения Востока СССР. Владивосток: изд. ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1976, с. 118—129.
- Финашин В. К., Кокорин А. М., Анаков В. В., Шлемченко С. Д.** Грейзены Дубровского месторождения. — В кн.: Геология, магматизм и рудогенез зоны перехода от континента к океану. Владивосток: изд. ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1978, с. 190—192.

Я. А. КОСАЛС, Г. Р. КОЛОНИН

### ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ МОДЕЛИ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ, СВЯЗАННОГО С МНОГОФАЗНЫМИ ГРАНИТОИДНЫМИ ИНТРУЗИЯМИ

Формационные типы гранитоидов и связанного с ними редкометального оруденения во многом определяются режимом сквозьмагматических или интрателлурических растворов при генерации гранитоидных магм и флюидным режимом в период кристаллизации расплава [Коржинский, 1972, 1973, 1976; Маракушев, 1975, 1976; Маракушев и др., 1977; Потапьев, Маликова, 1974; Изох, 1978; Летников и др., 1981; и др.]. Результаты экспериментального изучения кислотно-щелочной эволюции силикатных расплавов и флюидной фазы [Эпельбаум, 1980], а также геолого-геохимические исследования поведения щелочей, кислотных компонентов и редких элементов (РЭ) при формировании вулканоплутонических ассоциаций и последовательных многофазных плутонических гранитоидных комплексов различной глубинности [Косалс, 1976, 1980, 1981; и др.] не позволяют придерживаться единой точки зрения на ход их эволюции не только для постагматического, но и для магматического этапа редкометального рудообразования.

Ведущим фактором, определяющим минеральные парагенезисы гранитоидов и их рудоносность, является режим кислотности-щелочности и кислотно-основного взаимодействия компонентов как при возникновении гранитоидной магмы, движении и кристаллизации магматического расплава с сосуществующей флюидной фазой, так и при взаимодействии отделившихся растворов с породами. В этой связи важно изучить направление кислотно-щелочной эволюции гранитоидного расплава при формировании многофазных гранитоидных интрузивов, так как процессы рудообразования — естественное завершение этой эволюции. В настоящей работе обсуждаются указанные вопросы, чтобы сформулировать некоторые общие принципы, которые в дальнейшем можно использовать в качестве генетической основы модели рудообразования при формировании многофазных гранитоидных интрузий, представляемых в виде формаций.

**Типы кислотно-щелочной эволюции гранитоидных формаций.** Современные представления о физико-химической эволюции гранитоидных расплавов и постагматических растворов при формировании редкометаль-

**Физико-химические параметры рудоносных многофазных гранитоидных комплексов  
трех типов кислотно-щелочной эволюции**

Фаза	SiO <sub>2</sub> , %	Na <sub>2</sub> O+K <sub>2</sub> O, %	K <sub>2</sub> O/Na <sub>2</sub> O	F, %	K <sub>ар</sub>	Интервал Т <sub>гом</sub> расплав- ных включений, °С
<b>И т и п</b>						
<i>Гранодиорит-гранитная формация</i>						
I	63—72	6,5—8,0	0,08—0,1	0,05—0,1	0,5—0,8	1050—850
II	71—73	7,5—8,8	1,00—1,3	0,08—0,18	0,7—0,9	890—750
III	72—75	7,5—9,0	1,00—1,5	0,10—0,28	0,8—1,0	780—650
<b>II тип</b>						
<i>Гранит-лейкогранит-аляскитовая формация</i>						
I	73—74	7,5—8,2	0,90—1,1	0,07—0,18	0,7—0,9	1050—800
II	72—74	7,5—8,8	1,20—0,8	0,12—0,32	0,9—0,7	850—680
III	73—75	8,0—10,0	1,10—0,5	0,30—0,80	0,8—0,7	750—580
IIIa	70—74	7,5—9,0	1,10—0,5	0,60—3,20	0,7—0,5	750—550
<i>Сиенит-граносиенит-щелочногранитная формация</i>						
I	62—70	8,0—10,0	0,80—1,3	0,08—0,20	1,0—1,2	1050—800
II	71—74	7,5—9,5	1,00—0,7	0,18—0,60	1,0—0,8	780—600
<b>III тип</b>						
<i>Гранит-лейкогранитная формация</i>						
I	73—75	6,0—9,0	0,50—1,8	0,08—0,25	0,6—0,8	1050—740
II	72—75	8,0—9,5	1,00—1,4	0,10—0,35	0,8—0,9	1050—680
III	72—74	8,0—9,0	0,90—1,0	0,06—0,22	0,8—0,9	850—650
IV	72—73	9,0—10,0	0,90—1,4	0,05—0,15	0,9—1,0	800—650
V	54—58	9,0—10,5	1,10—1,2	0,28—0,50	1,0—1,2	800—640
VI	71—73	8,0—9,0	1,20—1,6	0,03—0,10	0,7—0,9	850—650
<i>Щелочная сиенит-гранит-лейкогранитная формация</i>						
I	64—70	9,0—11,7	0,80—1,5	0,08—0,2	0,7—1,1	1100—880
II	64—68	8,0—13,5	0,70—1,2	0,05—0,12	0,7—1,2	1020—890
III	69—74	8,5—10,0	0,80—1,2	0,10—0,35	0,8—0,9	920—740

ных месторождений, как правило, весьма общи. Широко распространенная концепция единого потока магматогенных растворов [Беус, 1960, 1968; Коржинский, 1953, 1972; Жариков, 1969, 1976; и др.] во многих случаях не может объяснить специфику конкретных геологических объектов из-за большого разнообразия характера кислотно-щелочной эволюции гранитоидных магм как при возникновении, так и при кристаллизации расплава [Маракшев, 1975, 1976; Косалс, 1976; Говоров, 1977; и др.]. Требуя существенной детализации и развития также и идеи о пульсационно-прерывистом характере магматических и постмагматических процессов, связывающие состав той или иной порции растворов с определенным этапом кристаллизации расплава [Шахов, 1960, 1964, 1966, 1972; Говоров, 1964, 1972; Потапов, 1965, 1971; Щерба, 1960; Щербаков, 1967; Геотектоногены..., 1973; Косалс, 1976, 1980; Кига́й, 1966; и др.].

По направлению кислотно-щелочной эволюции расплава среди рудоносных гранитоидных формаций на современном этапе изученности можно выделить три различных типа: I — с возрастающими кислотностью (рост содержания SiO<sub>2</sub> и накопление фтора) и щелочностью (рост апаитности и K/Na отношения); II — с возрастающей как в первом типе кислотностью, но с понижающейся щелочностью (снижение апаитности и отношения K/Na); III — со сложной кислотно-щелочной эволюцией (см. таблицу, рис. 1—3).

I тип эволюции характерен для группы известково-щелочных гранитоидных формаций (диорит-гранодиорит-гранитная, диорит-граносиенит-гранитная, гнейсогранодиорит-гранитная, гранодиорит-гранитная и др.),

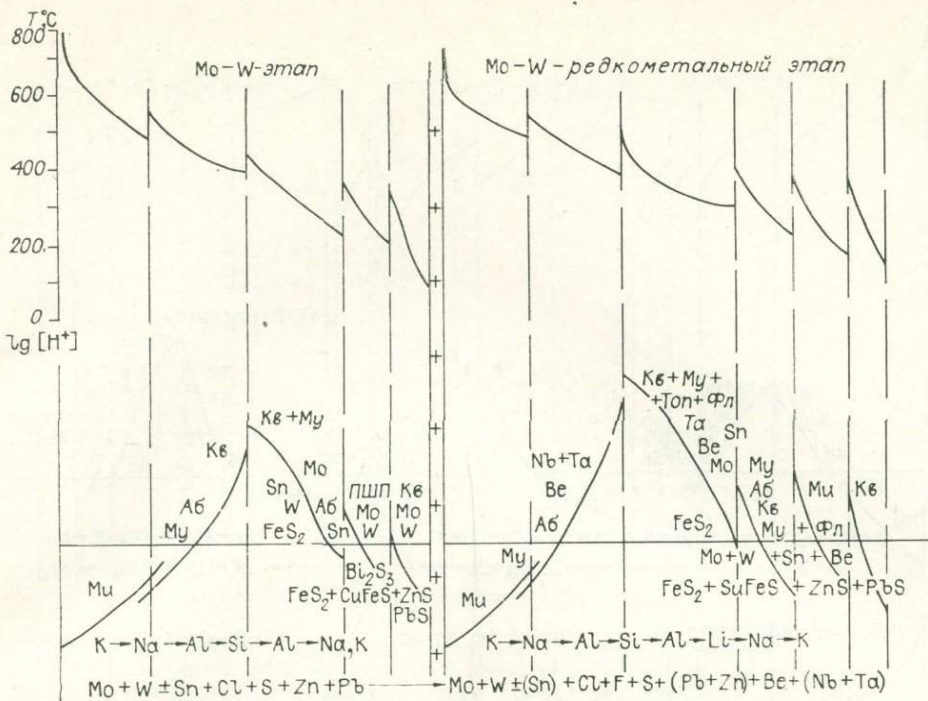
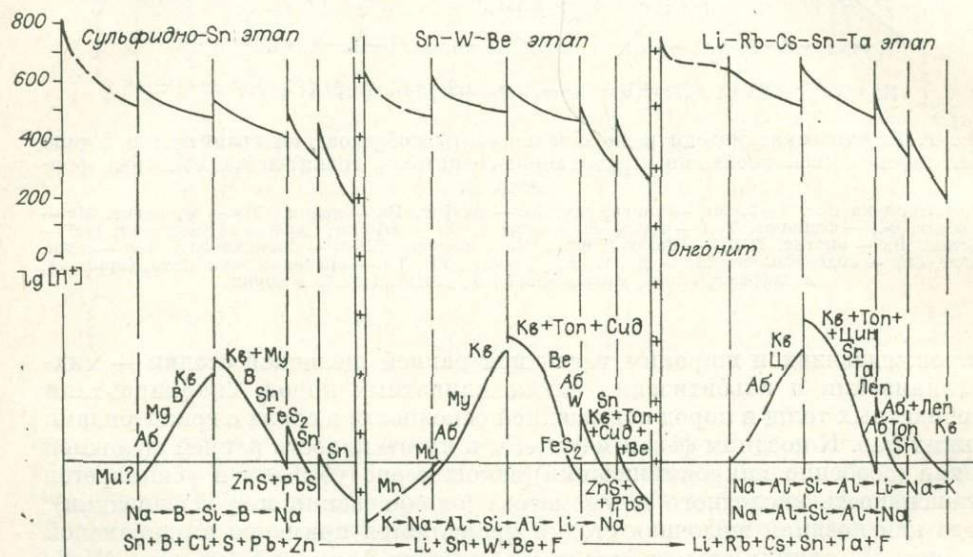
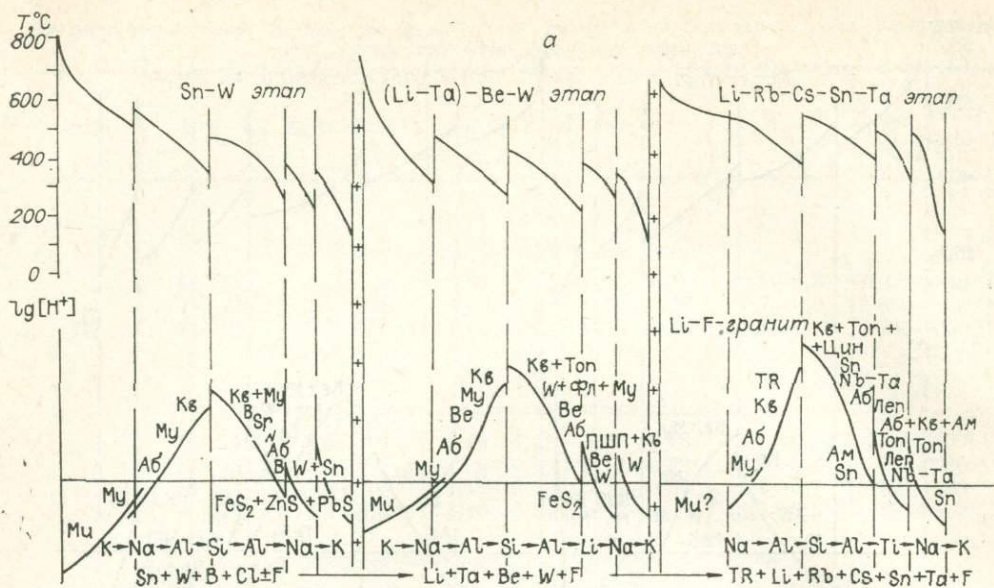


Рис. 1. Генетические модели редкометалльного рудообразования гранитоидов I типа кислотно-щелочной эволюции (гранодиорит-гранитная, гранит-лейкогранитная формации).

Сокращения на рис. 1—3. Ми — микроклин, Кв — кварц, Му — мусковит, Мт — магнетит, Фл — флюорит, Топ — топаз, Эп — эпидот, Эг — эгирин, Арф — арфведсонит, Риб — рибекит, Би — биотит, ПШП — полевого шпат, Ка — карбонат, Цин — цинвальдит, Леп — лепидолит, Сид — сидерофиллит; Мо — Ве, W, Sn, Та—Nb, TR, Th — минералы молибдена, бериллия, вольфрама, олова, тантало-ниобаты, редких земель и тория.

сопровождающихся широким развитием ранней щелочной стадии — микроклинизации и альбитизации алюмосиликатных пород, скарнирования карбонатных толщ и пород повышенной основности в связи с гранитоидами ранних фаз. К поздним фазам масштабы и интенсивность ранней щелочной стадии (особенно микроклинизации) закономерно убывают и усиливается интенсивность кислотного метасоматоза (окварцевания и грейзенизации), тогда как поздняя щелочная стадия проявляется примерно в одинаковой степени. На ранних этапах формирования этих формаций (см. рис. 1) образуются шеелитоносные скарны и жильно-грейзеновые молибденовые, молибден-вольфрамовые и оловянно-вольфрамовые руды, а на поздних этапах — апогранитные, жильно-грейзеновые и скарно-грейзеновые комплексные молибден-вольфрам-бериллиевые, вольфрам-оловянно-бериллиевые и бериллиевые месторождения [Косалс, 1976; Говоров, 1977; и др.].

II тип эволюции охватывает две группы формаций. В гранитах нормального и плюмазитового ряда (адамеллит-лейкогранит-аляскитовая, гранит-лейкогранит-аляскитовая, гранит-лейкогранитная формации) в процессе их формирования на фоне прогрессивного накопления в расплаве фтора и фторофильных РЭ и уменьшения К/Na отношения в поздние фазы формируются литий-фтористые (амазонит-альбитовые и лепидолит-альбитовые) граниты или их субвулканические аналоги — онгониты. При становлении этих комплексов на ранних этапах постепенно убывает интенсивность проявления ранней щелочной стадии (сначала микроклинизации, а затем альбитизации) при широком развитии кислотного метасоматоза и поздней щелочной стадии. В более глубоких куполах, где шире развита ранняя щелочная стадия, формируются редкометалльные пегматиты.



Для поздних фаз гранитов II типа эволюции (аляскиты, литий-фтористые граниты и онгониты) типичны постмагматические процессы, начинающиеся с кислотного метасоматоза (цвиттеры, экзогрейзены) с последующим образованием поздних альбититов и полевошпатовых метасоматитов с минералами редких земель, редких щелочей, тантало-ниобатами, касситеритом, реже бериллом (см. рис. 2, a).

При становлении щелочных и сиенит-гранитных формаций (щелочно-сиенит-гранит-лейкогранитная, сиенит-граносиенит-щелочногранитная, сиенит-граносиенит-гранитная, щелочногранит-аляскитовая и др.) закономерно накапливаются фтор и фторофильные РЭ. В первые фазы интенсивно развита ранняя щелочная стадия (особенно ранняя микроклинизация) и практически отсутствует кислотный метасоматоз. К поздним фазам усиливаются ранняя альбитизация и кислотный метасоматоз (окварцевание). На ранних этапах рудообразования возникают редкоземельная и ниобиевая минерализация, а на поздних — аутоматоматически измененные щелочные граниты и апограниты с минералами тантала, ниобия, редких земель, тория, иногда бериллия. В экзоконтактах образуются флюорит-полевошпатовые и флюоритовые метасоматиты с минералами

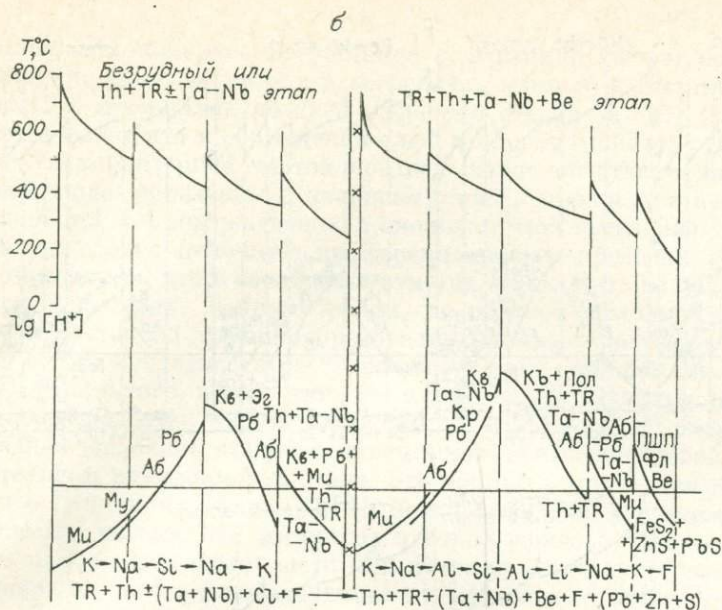


Рис. 2. Генетические модели редкометального рудообразования гранитоидов II типа кислотно-щелочной эволюции (аляскит-щелочногранитная (б), гранит-лейкогранит-аляскитовая (а) формации).

бериллия, редких земель и тория, отвечающие поздней щелочной стадии постмагматического процесса. Такая метасоматическая, рудная, геохимическая и температурная зональность хотя и отражает кислотно-щелочную эволюцию рудно-магматической системы, но непосредственно должна быть обусловлена различной подвижностью и прочностью комплексных соединений в зависимости от  $PT$ -условий, состава материнских и вмещающих пород [Косалс, 1976; и др.]. Щелочная и сиенит-гранитная группы формаций характеризуются несколько иным составом и последовательностью изменения  $P\Delta$  и летучих компонентов (см. рис. 2, б).

III тип со сложной кислотно-щелочной эволюцией расплава, сопровождающийся соответственно и сложной, иногда незакономерной эволюцией постмагматического рудообразования, изучен пока еще слабо. Сложный и гетерогенный характер эволюции обусловлен следующими факторами: 1) локальным повышением щелочности расплава при взаимодействии с карбонатными и породами повышенной основности на уровне становления плутонов и рудообразования; 2) возрастанием щелочности расплава вследствие ухода кислотных компонентов в процессе магматической дистилляции; 3) подкислением головных зон движущегося расплава (отдельных куполов) вследствие обогащения его кислотными компонентами в процессе эманационной дифференциации; 4) повышением кремнекислотности расплава при взаимодействии его с кислыми породами. Этот тип эволюции проявляется во всех группах формаций гипабиссальных глубин.

Пример генетической основы модели редкометального рудообразования, связанного со сложным III типом кислотно-щелочной эволюции рудно-магматических систем. Современные представления о физико-химической эволюции рудообразующих растворов при формировании редкометальных месторождений, основанные на эволюционной модели единого потока магматогенных растворов (по Д. С. Коржинскому), недостаточно учитывают дискретность реальных процессов и не рассматривают возможность довольно частого неоднократного наложения высокотемпературных минеральных парагенезисов на низкотемпературные и резкого изменения их состава после инъекций магматического расплава и его раскристаллизации. Это хорошо выявляется в сложных многофазных гранитоидных плутонах и на многоэтапных и многостадийных месторождениях. Как уже

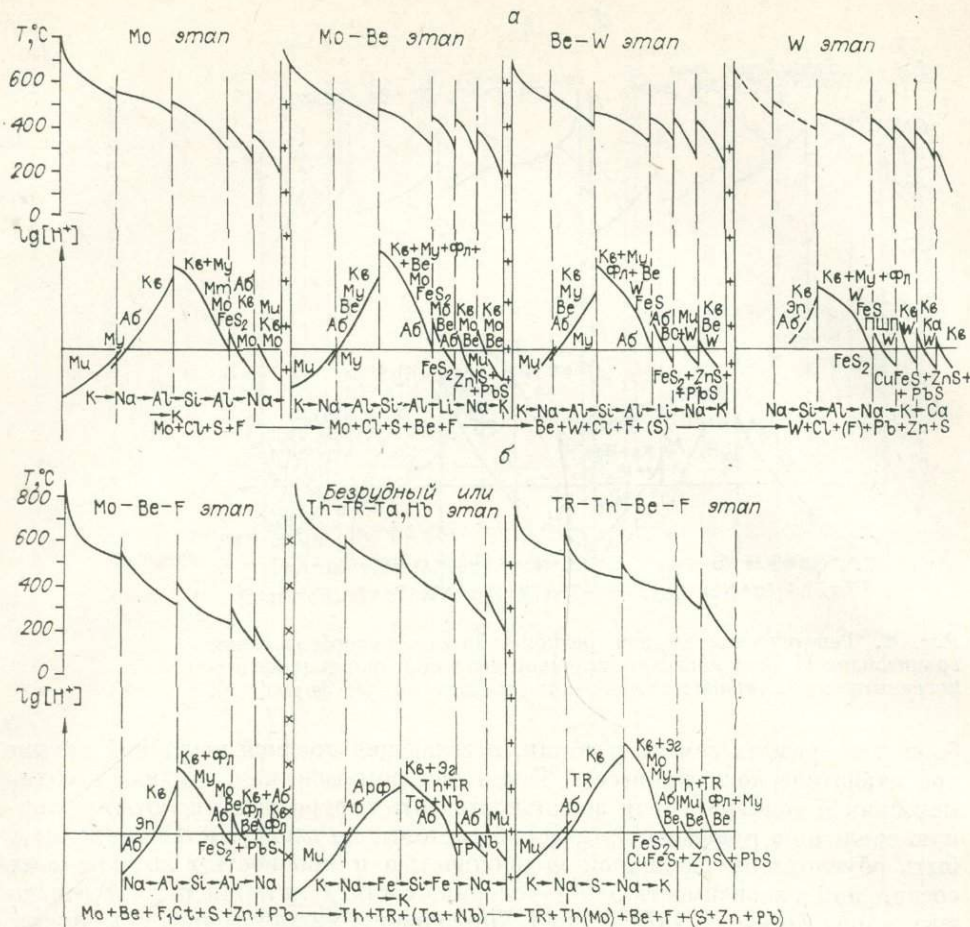


Рис. 3. Генетические модели редкометалльного рудообразования гранитоидов III типа кислотно-щелочной эволюции (гранит-лейкогранитная (а), щелочная сиенит-гранит-лейкогранитная (б) формации).

отмечалось [Косалс, Колонин, 1981], на таких месторождениях каждый этап рудообразования имеет не только свой специфический состав рудных и летучих компонентов, но и различную полноту и интенсивность проявления четырех стадий кислотно-щелочной эволюции рудообразующих растворов.

В качестве примера рассмотрим наблюдаемую в пределах некоторых рудных полей Забайкалья многоэтапную историю рудообразования и последовательность изменения состава РЭ и летучих компонентов от ранних к поздним этапам, отделенных друг от друга инъекциями расплава и его кристаллизацией (см. рис. 3). Выявленные соотношения оруденения разных этапов и их метасоматических колонок с гранитами разных фаз и данные термобарогеохимических исследований исключают формирование их из одного эволюционирующего потока рудообразующих растворов.

Специфика выделенных этапов отчетливо проявляется, в частности, в характере и масштабах ранней щелочной стадии деятельности растворов в пределах каждого этапа. Затухает от ранних к позднему этапу интенсивность развития ранней щелочной стадии при полном отсутствии ранней микрокристаллизации и слабом проявлении альбитизации на заключительном вольфрамовом этапе рудообразования. Вследствие этого кислотный метасоматоз (окварцевание и грейзенизация), характерный для всех этапов рудообразования, на поздних становится наиболее ранним и отчетливо выраженным процессом постмагматического минералообразования. При этом от молибденового к бериллий-вольфрамовому этапу вы-

явлено закономерное возрастание содержаний фтора, бериллия, лития, рубидия, цезия и тантала в грейзенах, а также в кварц-полевошпатовых жилах и прожилках поздней щелочной стадии за счёт увеличения количества флюорита и обогащения слюд и полевых шпатов этими элементами. Весьма характерной чертой поздней щелочной стадии является наличие кварц-полевошпатовых и кварцевых жил и прожилков нескольких (3—4) генераций, сопровождающихся околожильной грейзенизацией и имеющих свою кислотно-щелочную дифференциацию в пределах ее метасоматической колонки, что в свое время отметил И. Н. Кига́й [1966] на оловянных месторождениях. Таким образом, на поздней щелочной стадии деятельности растворов трещинообразование вызывает новое локальное появление волны кислотности растворов вследствие снижения давления на раствор. Кроме того, весьма типично отложение сульфидных минералов (в порядке выделения: пирит, халькопирит, сфалерит, айкинит и др.) в конце поздней щелочной стадии с максимумом сульфидообразования на заключительном вольфрамовом этапе. Это обстоятельство, как нами отмечалось ранее [Колонин, Косалс, 1979], может свидетельствовать не только о возрастании щелочности растворов в конце каждого этапа, но и о достижении наибольшей щелочности при формировании сульфидно-гюбнеритовой минерализации заключительного вольфрамового этапа рудообразования.

Данные анализа газов и водных вытяжек из газово-жидких включений в минералах (кварце, флюорите) метасоматических колонок каждого этапа выявляют для них различный состав рудообразующих растворов: K-Na-хлоридно-гидрокарбонатный на молибденовом этапе, K-Na-фторидно-хлоридно-гидрокарбонатный на молибден-бериллиевом, K-Na-фторидно-гидрокарбонатный на бериллий-вольфрамовом и Ca-Na-гидрокарбонатный на вольфрамовом. При этом отмечается направленное снижение отношения Cl/F от 20 до 0,5 и возрастание  $\text{HCO}_3/\text{Cl}$  от 1 до 32 к позднему этапу. Характерно, что в начале каждого этапа в раннюю щелочную стадию температура растворов достигала 650—500°C при давлении 2,5—1,5 кбар. Они связаны с магматической дистилляцией щелочных K-Na углекислых растворов. Стадия кислотного выщелачивания обычно протекает в пределах 490—360°C при высокой активности на ранних молибденовых этапах хлора, на бериллиевых — фтора, а на вольфрамовом — гидрокарбонат-иона. Формирование жил и прожилков поздней щелочной стадии с околожильными грейзенами проходило в интервале 450—230°C. Во время выделения молибденита, берилла и гюбнерита она составляла 400—250°C при давлении 1,7—0,8 кбар со снижением температуры до 200—120°C, а давления до 0,5—0,2 кбар в конце каждой генерации жил, особенно во время отложения сульфидных минералов и образования халцедоновидных кварцевых и карбонатных прожилков из остаточных нейтрализованных растворов. Все это хорошо согласуется с изменением газового состава и смелой минералов-узников (галит — флюорит) в расплавленных и кристаллофлюидных включениях в кварце из гранитов от ранних к поздним фазам, изменением суммы щелочей, коэффициента агпайтности, отношения K/Na, содержания  $\text{SiO}_2$  и фтора и температур кристаллизации гранитов (см. таблицу).

Рассмотренный пример формирования редкометального оруденения позволяет выделить две важные особенности физико-химического развития рудно-магматической системы. С одной стороны, это направленное изменение состава летучих компонентов ( $\text{CO}_2 + \text{HCl} + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{HCl} + \text{HF} + \text{H}_2\text{S} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{HF} \rightarrow \text{CO}_2 + \text{HCO}_3 + \text{H}_2\text{S}$ ) от менее растворимых к более растворимым в гранитоидных расплавах в ходе полициклического отделения (дистилляции) высокотемпературных растворов от кристаллизующегося расплава. Это вызывает поэтапное фракционирование РЭ в силу их различного сродства к кислороду, карбонат-иону, хлору, сере и фтору, а также различной подвижности и прочности окси, гидрокси- и ацидокомплексных соединений, что обсуждалось нами ранее [Косалс, 1976; Колонин, Косалс, 1979]. С другой стороны, внутренняя кислотно-щелочная эволюция каждой порции отделившихся растворов

вследствие снижения температуры и внешнего давления, взаимодействия с вмещающими породами и других причин определяет конкретный ход рудообразования на каждом этапе. Подчеркнем, что РЭ, хлор, фтор и отчасти  $\text{CO}_2$  являются магматогенными, а железо, цинк, свинец и сера, очевидно, заимствовались растворами из вмещающих вулканогенных пород кембрия и диоритов раннего палеозоя. Об этом свидетельствуют: 1) одинаковый изотопный состав рудных свинцов из вольфрамовых, гидротермально-метасоматических свинцово-цинковых и колчеданно-полиметаллических вулканогенно-осадочных руд кембрия [Косалс и др., 1973, 1979; и др.]; 2) утяжеленный изотопный состав серы (близкий к метеоритной), сходный с составом колчеданных, свинцово-цинковых и вольфрамовых руд, развитых во вмещающих породах кембрийского возраста, тогда как в молибденитовых рудах, залегающих в основном в гранитах, сера облегченная [Рипп и др., 1978]; 3) облегченный состав изотопа углерода в вольфрамовых рудах также может быть указателем, что вероятным источником углерода в растворах и образовавшихся карбонатах была смесь углерода осадочных карбонатов и уголекислоты, возникшей путем окисления органического вещества кембрийских карбонатных пород [Коржинский, Мамчур, 1978]. По-видимому, формирование трубок взрыва на некоторых редкометальных месторождениях связано с обогащением расплава и растворов поздних фаз уголекислотой. Этими особенностями, вероятно, и определяется резкое обогащение гюбнеритовых руд сульфидами и карбонатами.

**Выводы.** В заключение следует подчеркнуть некоторые общие положения.

В процессе формирования многофазных гранитоидных комплексов и отдельных плутонов отделение рудообразующих растворов происходит непрерывно-прерывисто, т. е. пульсационно, и в тесной связи с термодинамическими условиями кристаллизации и кислотно-щелочной эволюцией магматического расплава. При этом каждый поток растворов должен иметь свою кислотно-щелочную эволюцию и свой специфический состав РЭ и летучих компонентов в зависимости от тектонической обстановки и состава пород.

В физико-химической и геохимической эволюции рудообразующих систем проявлены две тенденции: первая — повышение кислотности растворов, непрерывно-прерывисто отделяющихся по мере кристаллизации расплава каждой фазы; вторая — повышение щелочности вследствие кислотно-основного взаимодействия компонентов при гидротермальном метаморфизме пород разного состава.

## ЛИТЕРАТУРА

- Беус А. А. Геохимия бериллия и генетические типы бериллиевых месторождений. М.: Изд-во АН СССР, 1960. 329 с.
- Беус А. А. Альбититовые месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М.: Недра, 1968, с. 303—377.
- Геотектоногены Казахстана и редкометальное оруденение. Т. 2/Щерба Г. Н., Алексеева Л. К., Малькова Р. Н. и др. Алма-Ата: Наука, 1973. 291 с.
- Говоров И. Н. Геохимические этапы рудного процесса гранитоидных интрузий. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964, с. 50—66.
- Говоров И. Н. Стадийность плутоногенных процессов. — В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М.: Наука, 1972, с. 178—186.
- Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 250 с.
- Дворкин-Самарский В. А., Козулина И. М., Каперская Ю. Н. Эволюция постмагматических процессов в гранитоидах Забайкалья. Новосибирск: Наука, 1975. 230 с.
- Жариков В. А. Режим компонентов в расплавах и магматическое замещение. — В кн.: Проблемы петрологии и генетической минералогии. Т. 1. М.: Наука, 1969, с. 62—79.
- Жариков В. А. Основы физико-химической петрологии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1976. 420 с.
- Изох Э. П. Оценка рудоносности гранитоидных формаций в целях прогнозирования. М.: Недра, 1978. 136 с.

- Кигаи И. П.** О пульсационной теории, стадиях гидротермального минералообразования и зональности оруденения.— В кн.: Вопросы генезиса и закономерности размещения эндогенных месторождений. М.: Наука, 1966, с. 60—87.
- Колонин Г. Р., Косале Я. А.** Физико-химические условия молибден-вольфрамового рудообразования кварц-грейзеновой формации (на примере месторождений Западного Забайкалья, Горного Алтая и Центрального Казахстана).— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 1. Новосибирск: Наука, 1979, с. 236—252.
- Коржинский А. Ф., Мамчур Г. И.** Изотопный состав углерода карбонатитов и вероятный источник их вещества.— Зап. Всесоюз. минерал. о-ва, 1978, ч. 107, № 2, с. 130—136.
- Коржинский Д. С.** Очерк метасоматических процессов.— В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: Изд-во АН СССР, 1953, с. 332—452.
- Коржинский Д. С.** Потоки трансмагматических растворов и процессы гранитизации.— В кн.: Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли. М.: Наука, 1972, с. 144—153.
- Коржинский Д. С.** Метамагматические процессы.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1973, № 12, с. 3—6.
- Коржинский Д. С.** Кислотно-основное взаимодействие магмы с трансмагматическими флюидами.— В кн.: Геохимия. Минералогия. Петрология. М.: Наука, 1976, с. 320—328.
- Косале Я. А.** Основные черты геохимии редких элементов в гранитоидных расплавах и растворах. Новосибирск: Наука, 1976. 240 с.
- Косале Я. А.** Поведение редких элементов и фтора при формировании куналеиской вулканоплутонической ассоциации (Западное Забайкалье).— Геохимия, 1980, № 1, с. 40—52.
- Косале Я. А.** Кислотно-щелочная эволюция гранитоидных формаций и генетические модели редкометалльного рудообразования.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. (Тезисы докладов). Т. 1. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1981, с. 100—101.
- Косале Я. А., Колонин Г. Р.** Генетическая модель редкометалльного рудообразования, связанного с многофазными гранитными интрузиями.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. (Тезисы докладов). Т. 1. Новосибирск: изд. ИГиГ, 1981, с. 102—103.
- Косале Я. А., Тычинский А. А., Рипп Г. С.** Изотопный состав рудных свинцов и характер взаимоотношения молибден-вольфрамового и свинцово-цинкового оруденения в Джидинском рудном районе (Западное Забайкалье).— Геол. и геофиз., 1973, № 5, с. 31—39.
- Косале Я. А., Тычинский А. А., Рипп Г. С.** Проблема источников рудного вещества редкометалльных и полиметаллических месторождений Западного Забайкалья (по изотопным данным).— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 91—107.
- Летников Ф. А., Леонтьев А. Н., Гантимурова Т. П.** Флюидный режим гранитообразования. Новосибирск: Наука, 1981. 184 с.
- Маракушев А. А.** Термодинамическая основа образования парагенезисов химических элементов в процессах глубинного минералообразования.— В кн.: Очерки физико-химической петрологии. Вып. 5. М.: Наука, 1975, с. 121—194.
- Маракушев А. А.** Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М.: Наука, 1976, с. 145—164.
- Маракушев А. А., Фролова Т. И., Яковлева Е. Б.** Магматизм и земная кора.— Вестн. Моск. ун-та, 1977, № 1, с. 3—29.
- Потапов В. В.** Граниты Кольванского массива и связанное с ними оруденение.— В кн.: Геология и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1965, с. 31—115.
- Потапов В. В.** Внутреннее строение и рудоносность мезозойского гранитного массива.— В кн.: Гранитоидные массивы Сибири и оруденение. Новосибирск: Наука, 1971, с. 5—90.
- Потапов В. В., Маликова И. Н.** Баланс вещества при формировании Каркаралинского плутона. Новосибирск: Наука, 1974. 249 с.
- Рипп Г. С., Батурина Е. Е., Кавиладзе М. Ш.** Об источниках серы в месторождениях областей тектоно-магматической активизации.— Геол. рудных месторождений, 1978, т. 20, № 3, с. 99—102.
- Шахов Ф. Н.** О происхождении гранитных магм и рудных месторождений.— В кн.: Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. М.: Изд-во АН СССР, 1960, с. 142—150.
- Шахов Ф. Н.** Геология жильных месторождений. М.: Наука, 1964. 260 с.
- Шахов Ф. Н.** Магма и руды.— Геол. и геофиз., 1966, № 10, с. 3—9.
- Шахов Ф. Н.** О рудоносности гранитоидных интрузий.— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. Новосибирск: Наука, 1972, с. 20—28.
- Щерба Г. Н.** Формирование редкометалльных месторождений Центрального Казахстана. Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1960. 381 с.

Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967. 268 с.  
Эпельбаум М. Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. М.: Наука, 1980. 255 с.

В. Б. НАУМОВ, Г. Ф. ИВАНОВА, В. В. ШАПЕНКО

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ФОРМИРОВАНИЯ РЕДКОМЕТАЛЬНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

При создании генетических моделей формирования эндогенных рудных формаций неизбежно потребуется привлечение комплексных данных о геологических, минералогических, геохимических и физико-химических особенностях развития различных природных процессов. Учитывая современное состояние геологической науки, в первую очередь следует попытаться найти правильные принципы и подходы к созданию таких моделей, выяснить те необходимые данные, без которых невозможно построение этих моделей. Поэтому в настоящей работе рассмотрены некоторые генетические аспекты, которые должны будут учитываться, по нашему мнению, в модели формирования редкометальной формации. При этом главное внимание уделено новым результатам, полученным в последние годы.

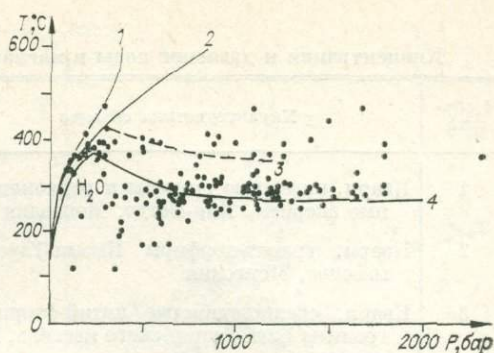
В основу проведенного анализа генетических особенностей редкометальной формации положен подход, заключающийся в изучении вещественного состава и последовательности процессов минералообразования, в исследовании химических составов минералов и их геохимических характеристик, а также в выяснении эволюции физико-химических параметров формирования как самих редкометальных месторождений, так и связанных с ними магматических пород. Анализ базируется на результатах собственных исследований более 30 редкометальных месторождений и на опубликованных данных по аналогичным месторождениям различных регионов мира.

Рассматриваемая рудная формация имеет специфические особенности. Отметим некоторые из них. Во-первых, наблюдается пространственная приуроченность месторождений к гранитоидным породам, причем наиболее типична связь с гранитами двух геохимических типов — литий-фтористым и стандартным [Коваленко В. И. и др., 1971; Коваленко В. И., 1977]. Во-вторых, характерна комплексность рудной минерализации, представленной обычно молибденитом, касситеритом, вольфрамитом, шеелитом, бериллом. Соотношение рудных минералов в ранних ассоциациях различно, что приводит к появлению в одних случаях олово-вольфрамовых или молибден-вольфрамовых месторождений, а в других случаях — оловянных, молибденовых или вольфрамовых. В-третьих, устанавливается закономерная временная последовательность образования минеральных ассоциаций: ранние — редкометальные, более поздние — сульфидные и завершающие — карбонат-флюоритовые [Иванова, 1976; Наумов, Науменко, 1979; Наумов и др., 1979; Лазько и др., 1981; Kelly, Turgeau, 1970; Kelly, Rye, 1979; и др.]. В-четвертых, типично значительное развитие фтористой минерализации, проявленной в виде топаза в ранних рудных минеральных ассоциациях, в виде флюорита — в рудных и пострудных минеральных ассоциациях. В-пятых, для ведущих минералов ранних ассоциаций характерны высокие содержания ряда индикаторных элементов, например для вольфрамитов — тантала и ниобия.

Исследования флюидных включений в минералах показывают, что формирование рудных ассоциаций на редкометальных месторождениях всегда осуществляется при высоких температурах — при 500—200°C, в большинстве случаев при 400—250°C [Наумов и др., 1979; Наумов, Иванова, 1975, 1980; Durisova e. a., 1979; Groves, Solomon, 1969; Landis, Rye, 1974; Roedder, 1971; Takenouchi, Imai, 1971; и др.]. Не менее характерны

Рис. 1. Температуры и давления, определенные по флюидным включениям в минералах рудных и пострудных ассоциаций редкометалльных месторождений.

1 — линия трехфазового равновесия жидкость — газ — галит в системе  $H_2O-NaCl$ ; 2 — линия двухфазового равновесия жидкость — газ в системе  $H_2O-NaCl$  (30 вес. %); 3, 4 — линии, характеризующие проекции критических точек в системах  $H_2O-CO_2$  — 6 вес. %  $NaCl$  (3) и  $H_2O-CO_2$  (4).



также и высокие давления рудообразующих растворов. На рис. 1 сведены все опубликованные данные по  $PT$ -условиям образования на редкометалльных месторождениях как рудных (все точки выше  $200^{\circ}C$ ), так и пострудных ассоциаций (точки ниже  $200^{\circ}C$ ). На рисунке 145 определений, из них наших данных 70%. Эти результаты получены на 43 месторождениях. Отметим, что температуры замерялись непосредственно в термокамерах (это температуры гомогенизации), а для определения давления применялись в основном два метода. Первый метод связан с использованием  $PVT$ -свойств углекислоты, изученных экспериментально с высокой точностью в широком интервале температур и давлений [Мельник, 1978]. Второй метод, впервые примененный П. В. Клевцовым и Г. Г. Леммлейном [1959], используется для многофазовых включений с твердыми фазами. Обратим внимание на следующее. Если природный флюид был бы представлен только чистой водой и углекислотой, то в области температур выше  $300^{\circ}C$  и давлений выше 300 бар гетерогенизация его была бы невозможна (см. рис. 1, линия 4). Однако присутствие солевых компонентов в растворе значительно повышает температуры возможного вскипания флюида и отделения газовой фазы (см. рис. 1, линия 3). Такие ситуации достаточно часто возникают при образовании редкометалльных месторождений.

Какие выводы следуют из данных, представленных на рис. 1? По оценкам многих геологов наиболее вероятная глубина формирования редкометалльных месторождений не превышает 1—3 км. При градиенте  $50^{\circ}C/км$  (повышенном по сравнению с обычным для земной коры) температуры вмещающих пород даже на глубине 3 км значительно (более чем в 2 раза) ниже реальных температур, полученных для рудных ассоциаций. Отсюда следует вывод о необходимости существенного привноса тепла для формирования редкометалльных месторождений. Поэтому, вероятно, не случайно фиксируется постоянная пространственная связь этих месторождений с магматическими массивами.

Сравнивая также данные по давлениям рудообразующих растворов (см. рис. 1) с возможными давлениями при литостатической нагрузке пород ( $270 \text{ бар}/км$ ) на глубинах 1—3 км, нетрудно заметить, что многие определения попадают в поле значительно более высоких давлений. Таким образом, можно сделать вывод о том, что характерными особенностями формирования редкометалльных месторождений являются повышенные значения как температур, так и давлений гидротермальных растворов.

Выше уже отмечалась тесная пространственная связь редкометалльных месторождений с кислыми интрузивными породами. Чтобы выявить, имеется ли генетическая связь между ними и если имеется, то в чем она заключается, необходимо, конечно, детальное изучение особенностей как магматических, так и ранних постмагматических процессов, т. е. изучение особенностей системы магматический расплав — гидротермальный раствор.

Изучение расплавных и флюидных включений в минералах магматических пород, проведенное в последние 5 лет, свидетельствует о том, что помимо температурных измерений, начатых 15 лет тому назад, появилась

## Концентрация и давление воды в магматических расплавах кислого состава

№ объекта	Характеристика объекта	n	Концентрация, вес. %	Давление, кбар
1	Кварц, щелочные граниты и редкометалльные экериты, Хан-Богдо, Монголия	4(29)	$\frac{2,4-13,9}{5,7}$	$\frac{1,5-6,1}{3,4}$
2	Кварц, гранит-порфиры Кызыл-Тауского массива, Монголия	1(8)	$\frac{6,3-13,1}{7,8}$	$\frac{4,7-6,1}{5,8}$
3	Кварц, среднезернистые литий-фтористые граниты Бага-Газрынского массива, Монголия	2(7)	$\frac{1,7-4,4}{3,4}$	$\frac{1,4-3,3}{2,5}$
4	Кварц, лейкократовые граниты Лево-Омсукчанского массива, Магаданская область	3(5)	$\frac{1,7-7,0}{4,1}$	$\frac{0,3-3,6}{2,1}$
5	Кварц, среднезернистые биотитовые граниты Цаган-Дабинского массива, Монголия	1(7)	$\frac{4,9-8,1}{6,9}$	$\frac{5,4-5,6}{5,5}$
6	Кварц, среднезернистый гранит Заурулюнгуевского массива, Восточное Забайкалье	1(11)	$\frac{3,4-9,8}{6,0}$	$\frac{3,8-4,1}{4,0}$
7	Кварц, роговообманковый гранит, Дальнегорское месторождение, Приморье	1(5)	$\frac{3,4-6,2}{4,7}$	$\frac{1,8-2,7}{2,3}$
8	Кварц, эльдикуртинский гранит, Тырнаузский район, Северный Кавказ	5(15)	$\frac{0,1-8,6}{4,4}$	$\frac{0,1-5,4}{2,9}$
9	Кварц, мелкозернистый мусковитовый гранит Югодзырского массива, Монголия	1(5)	$\frac{2,1-5,1}{3,5}$	$\frac{1,8-2,2}{2,0}$
10	Топаз, литий-фтористые граниты массива Хангилай-Шилы, Восточное Забайкалье	1(4)	$\frac{3,2-4,5}{4,0}$	$\frac{3,6-3,9}{3,8}$
11	Кварц, липариты Тырнаузского района, Северный Кавказ	1(8)	0,5	0,3
12	Кварц, гранит-порфиры Первомайского массива, Джидинское рудное поле, Юго-Западное Забайкалье	1(2)	5,2-6,6	4,5-4,9
13	Топаз, пегматиты Нигерии, Африка	1(4)	9,0	2,8
14	Топаз, пегматиты Волыни	—	10	2,6
15	Кварц, граниты рапакиви, Выборгский массив	—	9-10	2,5-3,0
16	Кварц, граносениты Орхон-Селенгинского прогиба, Монголия	—	7-8	3,0

Примечание. n — число изученных образцов и включений; в числителе — пределы измеренных величин, в знаменателе — среднее значение. Объект 14 — данные [Теммлейн и др., 1962]; объект 15 — [Чупин и др., 1979]; объект 16 — [Чупин, Матреницкий, 1980].

возможность определения иных важнейших параметров кристаллизации, таких как давление и концентрация летучих компонентов. Здесь следует отметить новый и весьма важный факт визуального обнаружения в первичных расплавленных включениях в минералах кислых эффузивных пород, гранитов и пегматитов собственно водной флюидной фазы, представленной при комнатной температуре газовым пузырьком и жидким раствором. Измерив объем и плотность водной фазы в этих включениях, можно вычислить концентрацию воды в расплаве в момент кристаллизации исследуемого минерала, а также ее давление. Подробно методика такого определения опубликована [Наумов, 1979], поэтому остановимся только на тех результатах, которые получены к настоящему времени. Все они (более 100 определений) показаны в табл. 1 и на рис. 2, на котором, кроме того, проведены линии, характеризующие зависимости растворимости воды от

Рис. 2. Концентрации и давления воды,  $C_{H_2O}$ , вес. %  
 полученные по расплавленным включениям в минералах магматических пород кислого состава. (Привязка объектов 1—16 дана в табл. 1.)

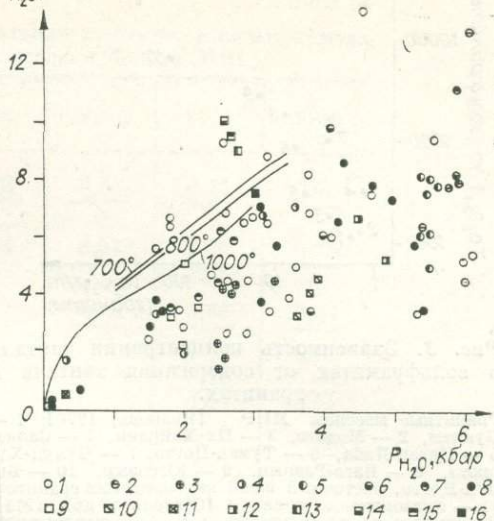
давления для температур 700, 800 и 1000°C, установленные экспериментально для эльджуртинского гранита [Кадик и др., 1971].

Полученные результаты свидетельствуют о значительных вариациях в концентрации воды, растворенной в магматических расплавах кислого состава, — от 0,4 до 13,9 вес. %. Большинство определений характеризуется высокими значениями (порядка 2—8 вес. %). На рис. 2 видно, что многие составы беднее водой по сравнению с изотермами насыщения водой расплава эльджуртинского гранита. Это означает, что расплавы в момент изоляции включений были недосыщенными в отношении воды, хотя нередко и богатыми ею. Выше линий насыщения находятся только расплавы повышенной щелочности (щелочные граниты Хап-Богдо, Монголия) и расплавы с высоким содержанием фтора (топазы из пегматитов). Экспериментальные данные по расплавам такого состава указывают на возможность более высокой растворимости воды [Коваленко Н. И., 1979].

Значительные вариации наблюдаются и для давления воды, оно может меняться от 0,4 до 6,1 кбар, причем отчетливо намечается прямая корреляция между давлением воды и ее концентрацией в расплаве. Для ряда объектов, например для Эльджуртинского и Лево-Омсукчанского гранитных массивов, установлено существенное увеличение как давления воды, так и ее концентрации, происходящее при становлении массивов. При этом расплавы с минимальной концентрацией воды (0,4—0,5 вес. %) характеризуются наиболее высокими температурами гомогенизации (1030—950°C), а для относительно низкотемпературных расплавов (850—730°C) отмечается высокое давление воды (до 4—5 кбар) и высокая ее концентрация (до 5—8 вес. %).

Для выяснения генетической связи процессов магматической кристаллизации и формирования редкометального оруденения проанализирован также ряд индикаторных элементов в гранитах различного геохимического типа (фтор, литий, рубидий, цезий, тантал, ниобий, вольфрам, олово, молибден) и в минералах ранних рудных ассоциаций из 10 вольфрамоторудных районов Монголии [Иванова, 1976]. В частности, определялись содержания лития в слюдах, тантала и ниобия в вольфрамитах, германия в топазах.

На рис. 3 показаны соотношения тантала в вольфрамитах из рудных зон и в гранитах. Каждая точка отвечает средним значениям концентрации тантала: для гранитов — среднее из 5—20 анализов, для вольфрамитов — среднее из 3—10 анализов. Отчетливо виден прямо пропорциональный характер зависимости между содержаниями тантала в гранитах и вольфрамитах. Минимальные содержания  $Ta_2O_5$ , не превышающие 130 г/т, установлены в вольфрамитах месторождений, связанных со стандартным типом гранитов, содержащих минимальные концентрации  $Ta_2O_5$ , равные 1,4 г/т. Максимальными концентрациями характеризуются вольфрамиты месторождений, приуроченных к литий-фтористым, часто амазонитовым гранитам с содержанием  $Ta_2O_5$  от 6 до 100 г/т [Иванова и др., 1981].



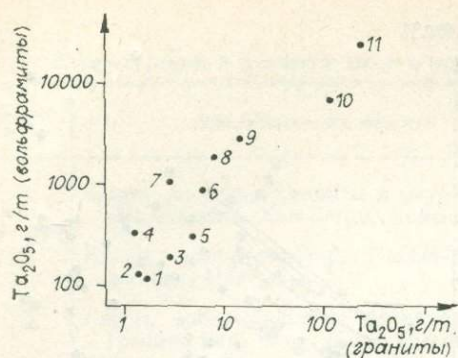


Рис. 3. Зависимость концентрации тантала в вольфрамитах от содержания тантала в гранитах.

Гранитные массивы МНР [Иванова, 1976]: 1 — Буявты, 2 — Модото, 3 — Их-Хайрхан, 4 — Салаа, 5 — Цаган-Даба, 6 — Тумэн-Цогто, 7 — Чулун-Хуриэтэ, 8 — Бага-Газрын, 9 — Югодзыр, 10 — Борун-Цогто, восточный шток амазонитовых гранитов, 11 — амазонитовые граниты [Северов и др., 1975]. Геохимические типы гранитов: 1—4 — стандартный, 5—7 — промежуточный, 8, 9 — литий-фтористый, 10, 11 — амазонитовый танталоносный.

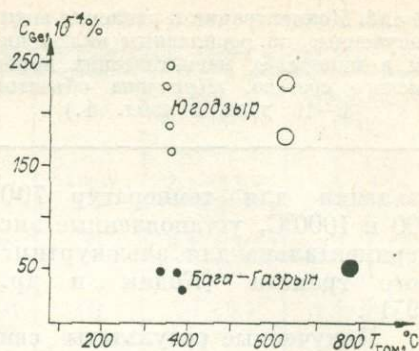


Рис. 4. Концентрация германия в топазах из гранитов и рудных зон редкометалльных месторождений Югодзыр (Mo—W) и Бага-Газрын (Sn—W). Большие кружки — магматические расплавы, маленькие — гидротермальные растворы.

Аналогичный характер связи между гранитами и рудными зонами установлен и для лития, концентрирующегося в таком типичном для редкометалльных месторождений минерале, как слюда [Иванова, 1976].

Геохимической особенностью ряда вольфрамородных районов является широкая распространенность топаза в различных, генетически связанных образованиях: в редкометалльных гранитах, пегматитах, грейзенах и рудных телах. Это позволило рассмотреть еще одну геохимическую характеристику — эволюцию концентрации германия в топазах, формирующихся в широком интервале физико-химических условий [Наумов и др., 1977]. На рис. 4 представлены результаты определения содержания германия в топазах из двух рудных районов Монголии — Югодзырского с молибден-вольфрамовым и Бага-Газрынского с олово-вольфрамовым оруденением. По оси абсцисс на рис. 4 отложены температуры гомогенизации расплавных и флюидных включений в топазах. Приведенные данные указывают на различные уровни концентрации германия: 180—230 г/т для Югодзырского района и 48—51 г/т для Бага-Газрынского. Для обоих месторождений характерно унаследование концентрации германия в ряду граниты — грейзены — рудные жилы.

Геохимическая специфика гранитоидов влияет и на другую геохимическую особенность вольфрамитов — характер корреляционных связей элементов в вольфрамитах. В табл. 2 в качестве примера приведены значения парных коэффициентов корреляции тантала, ниобия, скандия, иттрия, иттербия, суммы редкоземельных элементов в вольфрамитах двух контрастных в геохимическом отношении месторождений, имеющих одинаковый химический состав вольфрамитов (41—45%  $MnWO_4$ ), образующихся в одном и том же температурном интервале из растворов близкого химического состава, но связанных с различными геохимическими типами гранитов. Как видно из табл. 2, для вольфрамитов молибден-вольфрамового месторождения Югодзыр коэффициенты корреляции для всех пар элементов значимы при 99%-ном уровне значимости. Для олово-вольфрамового месторождения Модото, приуроченного к стандартным гранитам с низкими содержаниями тантала, связь между элементами отсутствует, сохраняясь лишь для наиболее близких в геохимическом отношении иттрия и иттерби.

В заключение рассмотрим полученные к настоящему времени данные по расплавным и флюидным микровключениям, позволяющие выяснить особенности изменения температур и давлений в системе магматический

Таблица 2

Коэффициенты парной корреляции элементов в вольфрамитах месторождений Югодзырь и Модото (МНР)

Элементы	Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	ΣРЗЭ
Nb <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	$\frac{0,83}{0,73}$	$\frac{0,72}{—}$	$\frac{0,54}{—}$	$\frac{0,73}{—}$	$\frac{0,70}{—}$
Ta <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	—	$\frac{0,84}{—}$	$\frac{0,67}{—}$	$\frac{0,79}{—}$	$\frac{0,78}{—}$
Sc <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	$\frac{0,75}{—}$	$\frac{0,86}{—}$	$\frac{0,84}{—}$
Y <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	$\frac{0,89}{0,60}$	$\frac{0,88}{0,94}$
Yb <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	—	—	—	—	$\frac{0,99}{0,71}$

Примечание. В числителе — месторождение Югодзырь (Mo—W) 41% MnWO<sub>4</sub>, 15 г/т Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,24% F; в знаменателе — месторождение Модото (Sn—W), 45% MnWO<sub>4</sub>, 1,4 г/т Ta<sub>2</sub>O<sub>5</sub>, 0,12% F.

расплав — гидротермальный раствор. Они сведены на рис. 5. Пунктиром здесь отмечены линии солидуса в системах гранит — H<sub>2</sub>O и онгонит — H<sub>2</sub>O — HF. Проведены также линии, соответствующие температурам (при градиенте 50°C/км) и давлениям (при литостатической нагрузке 270 бар/км) на глубинах 3 и 7 км. Первый вариант подобной диаграммы

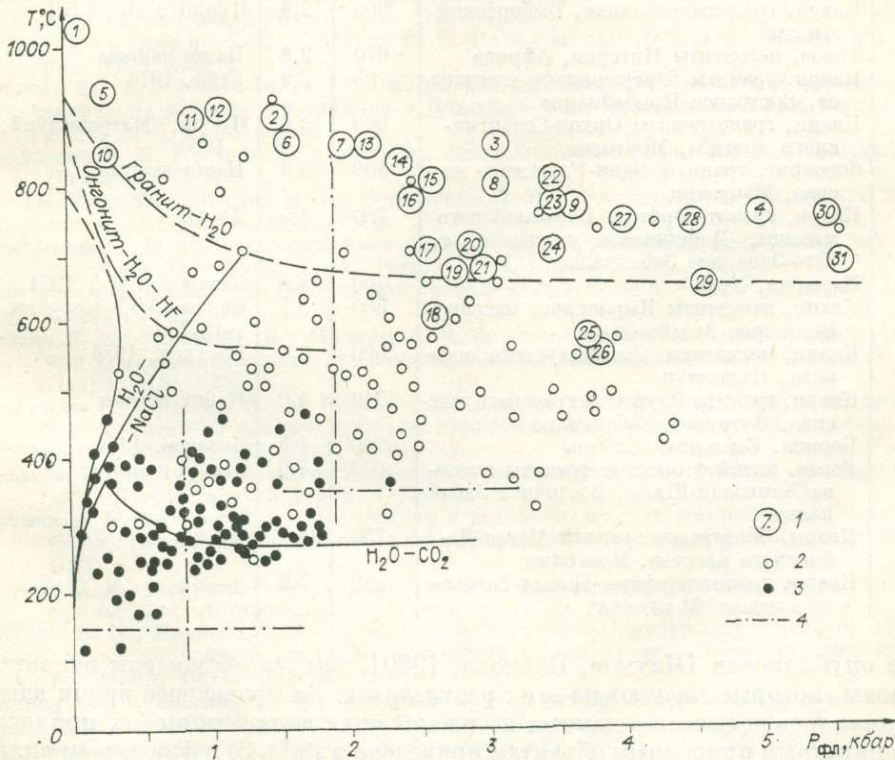


Рис. 5. Температуры и давления, полученные при изучении включений в минералах. 1 — магматические расплавы (цифры 1—31 соответствуют номерам образцов в табл.3); 2 — магматические и постмагматические флюиды в гранитоидах и их метасоматических фациях; 3 — гидротермальные растворы рудных и пострудных стадий на редкометалльных месторождениях; 4 — температуры (при градиенте 50°C/км) и давления (при литостатической нагрузке 270 бар/км) на глубине 3 и 7 км.

Данные о температурах гомогенизации и давлении флюида в магматических расплавах кислого состава, полученные при исследовании включений в минералах

№ образца	Характеристика образца	Температура гомогенизации, °С	Давление флюида, кбар	Литература
1	Кварц, эльджуртинский гранит, Тырныаузский район, Северный Кавказ	1030	0,1	Наши данные
2	То же	900	1,5	То же
3	»	850	3,1	»
4	»	750	5,0	»
5	Кварц, лейкократовые граниты Лео-Омсучанского района, Магаданская область	940	0,3	»
6	То же	860	1,6	»
7	»	860	2,0	»
8	»	800	3,1	»
9	»	760	3,6	»
10	Кварц, лппариты Тырныаузского района, Северный Кавказ	850	0,3	»
11	Кварц, граниты зазинского комплекса, Восточное Забайкалье	900	0,9	Рейф, 1976
12	Кварц, граниты Западного Забайкалья	910	1,1	Швадус, 1978
13	Кварц, мусковитовые граниты Югодзырского массива, Монголия	860	2,2	Наши данные
14	Кварц, литий-фтористые граниты Бага-Газрынского массива, Монголия	830	2,4	То же
15	То же	800	2,6	»
16	Кварц, роговообманковый гранит, Дальнегорское месторождение, Приморье	780	2,5	»
17	Топаз, пегматиты Вольни	700	2,6	Леммлейн и др., 1962
18	Кварц, граниты рапакиви, Выборгский массив	600	2,8	Чупин и др., 1979
19	Топаз, пегматиты Нигерии, Африка	670	2,8	Наши данные
20	Кварц, граниты баргузинского комплекса, Восточное Прибайкалье	705	2,9	Рейф, 1976
21	Кварц, граносиениты Орхон-Селенгинского прогиба, Монголия	680	3,0	Чупин, Матреницкий, 1980
22	Флюорит, граниты Баян-Уланского массива, Монголия	800	3,5	Наши данные
23	Кварц, гранит-порфиры Первомайского массива, Джидинское рудное поле, Юго-Западное Забайкалье	780	3,5	То же
24	Изумруд, Урал	700	3,5	Базаров и др., 1974
25	Кварц, пегматиты Кыринского массива, Восточное Забайкалье	580	3,7	Бакуменко, Косухин, 1977
26	Кварц, пегматиты Джелтауского массива, Казахстан	560	3,8	Косухин, 1978
27	Кварц, граниты Зауралонгуевского массива, Восточное Забайкалье	740	4,0	Наши данные
28	Берилл, Восточная Сибирь	740	4,5	Базаров, 1974
29	Топаз, литий-фтористые граниты массива Хангилай-Шилы, Восточное Забайкалье	650	4,6	Наши данные
30	Кварц, биотитовые граниты Цаган-Дабинского массива, Монголия	750	5,5	То же
31	Кварц, гранит-порфиры Кызыл-Тауского массива, Монголия	680	5,6	»

уже опубликован [Наумов, Иванова, 1980], там же обсуждены основные выводы, которые следуют из этих результатов. За прошедшее время вдвое увеличилось количество данных по расплавленным включениям (их привязка к конкретным природным объектам приведена в табл. 3) и флюидным включениям магматической стадии. Новые результаты подтверждают правильность сделанных ранее выводов.

На рис. 5 отчетливо видно, что кристаллизация магматических расплавов кислого состава в большинстве случаев происходит при высоких флюидных давлениях, значительно превосходящих величину литостати-

ческой нагрузки пород. Отделяющиеся на магматической стадии водные флюиды также находятся под большим давлением, следовательно, они будут обладать высокой плотностью и высокой растворяющей способностью для многих элементов. Несомненно, что такие избыточные градиенты давлений могут быть причиной движения гидротермальных растворов, формирующих редкометалльные месторождения. Поэтому данное явление может служить одним из критериев генетической связи процессов гидротермального рудообразования и кислого магматизма, признаком потенциальной рудоносности последнего.

Таким образом, приведенные данные свидетельствуют о реальности генетической связи редкометалльного оруденения и кислого магматизма. Дальнейшие усилия должны быть направлены на выяснение особенностей этой связи, на выявление эволюции температур, давлений, состава и концентрации рудообразующих растворов на всех этапах формирования редкометалльного оруденения, на установление причин концентрирования редких элементов в рудных зонах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Базаров Л. Ш. Генетические особенности кристаллизации берилла в зональном массиве редкометалльных гранитов (апогранитов).— Докл. АН СССР, 1974, т. 219, № 4, с. 955—958.
- Базаров Л. Ш., Кляхин В. А., Сенина В. А. Первичные включения растворов-расплавов в изумрудах Урала.— В кн.: *Минералогия эндогенных образований*. Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1974, с. 96—108.
- Бакуменко И. Т., Косухин О. Н. Вода во включениях силикатных расплавов кислого состава.— Докл. АН СССР, 1977, т. 234, № 1, с. 164—167.
- Иванова Г. Ф. Минералогия и геохимия вольфрамового оруденения Монголии. М.: Наука, 1976. 260 с.
- Иванова Г. Ф., Максимюк И. Е., Бахтеев Р. Х. и др. Корреляционные связи тантала, ниобия, скандия, иттрия, иттербия в вольфрамитах и их геохимическое значение.— *Геохимия*, 1981, № 8, с. 1123—1135.
- Кадик А. А., Лебедев Е. Б., Хитаров Н. И. Вода в магматических расплавах. М.: Наука, 1971. 268 с.
- Клевцов П. В., Леммлейн Г. Г. Определение минимального давления образования кварца на примере кристаллов с Памира.— *Зап. Всесоюз. минерал. о-ва*, 1959, ч. 88, № 6, с. 661—666.
- Коваленко В. И. Петрология и геохимия редкометалльных гранитоидов. Новосибирск: Наука, 1977. 208 с.
- Коваленко В. И., Кузьмин М. И., Зоненшайн Л. П. Редкометалльные гранитоиды Монголии. М.: Наука, 1971. 239 с.
- Коваленко Н. И. Экспериментальное исследование образования редкометалльных литий-фтористых гранитов. М.: Наука, 1979. 152 с.
- Косухин О. Н. О давлении флюида при пегматитообразовании.— *Геол. и геофиз.*, 1978, № 2, с. 148—151.
- Лазыко Е. М., Ляхов Ю. В., Пизнюр А. В. Физико-химические основы прогнозирования постмагматического оруденения (по термобарогеохимическим данным). М.: Недра, 1981. 256 с.
- Леммлейн Г. Г., Клия М. О., Островский И. А. Об условиях образования минералов в пегматитах по данным изучения первичных включений в топазе.— Докл. АН СССР, 1962, т. 142, № 1, с. 81—83.
- Мельник Ю. П. Термодинамические свойства газов в условиях глубинного петрогенезиса. Киев: Наукова думка, 1978. 152 с.
- Наумов В. Б. Определение концентрации и давления летучих компонентов в магматических расплавах по включениям в минералах.— *Геохимия*, 1979, № 7, с. 997—1007.
- Наумов В. Б., Иванова Г. Ф. Термобарические условия образования флюорита вольфрамитовых месторождений.— *Геохимия*, 1975, № 3, с. 387—400.
- Наумов В. Б., Иванова Г. Ф. О связи редкометалльного оруденения с кислым магматизмом по данным изучения включений в минералах.— *Геол. рудных месторождений*, 1980, № 3, с. 95—103.
- Наумов В. Б., Иванова Г. Ф., Моторина З. М. Условия образования вольфрамовых, олово-вольфрамовых и молибден-вольфрамовых месторождений.— В кн.: *Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования*. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 53—62.
- Наумов В. Б., Коваленко В. И., Иванова Г. Ф., Владыкин Н. В. Генезис топазов по данным изучения микровключений.— *Геохимия*, 1977, № 3, с. 323—331.
- Наумов В. Б., Науменко Б. Н. Условия формирования олово-вольфрамового месторождения Светлое (Чукотка).— *Геол. рудных месторождений*, 1979, № 5, с. 84—92.

- Рейф Ф. Г.** Физико-химические условия формирования крупных гранитоидных масс Восточного Прибайкалья. Новосибирск: Наука, 1976. 88 с.
- Северов Э. А., Залашкова Н. Е., Сарин Л. П., Смирнов И. А.** Новый тип танталосодержащих апогранитов.— Геол. рудных месторождений, 1975, № 4, с. 98—102.
- Чупин В. П., Бакуменко И. Т., Соболев В. С.** Раскристаллизованные включения расплавов в кварце гранитов рапакиви.— Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 5, с. 1200—1204.
- Чупин В. П., Матреницкий А. Т.** Температурные условия формирования гранитоидов Орхон-Селенгинского прогиба (Монголия) и их связь с рудообразованием.— Докл. АН СССР, 1980, т. 250, № 3, с. 686—689.
- Швадус М. И.** Состав раскристаллизованных включений в кварце рудоносных гранитоидов Западного Забайкалья и *PT*-условия их кристаллизации.— Геол. и геофиз., 1978, № 5, с. 31—36.
- Durisoва J., Charoy B., Weisbrod A.** Fluid inclusion studies in minerals from tin and tungsten deposits in the Krusne Hory Mountains (Czechoslovakia).— Bull. Mineral., 1979, v. 102, N 5-6, p. 665—675.
- Groves D. I., Solomon M.** Fluid inclusion studies at Mount Bischoff, Tasmania.— Trans. Inst. Min. and Metal., 1969, B 78, p. 1—11.
- Kelly W. C., Rye R. O.** Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the tungsten deposits of Panasqueira, Portugal.— Econ. Geol., 1979, v. 74, N 8, p. 1721—1822.
- Kelly W. C., Turneure F. S.** Mineralogy, paragenesis and geothermometry of the tin and tungsten deposits of the Eastern Andes, Bolivia.— Econ. Geol., 1970, v. 65, N 6, p. 609—680.
- Landis G. P., Rye R. O.** Geologic, fluid inclusion, and stable isotope studies of the Pasto Bueno tungsten-base metal ore deposit, Northern Peru.— Econ. Geol., 1974, v. 69, N 7, p. 1025—1059.
- Roedder E.** Fluid inclusion studies on the porphyry-type ore deposits at Bingham, Utah, Buttle, Montana, and Climax, Colorado.— Econ. Geol., 1974, v. 66, N 4, p. 98—120.
- Takenouchi S., Imai H.** Fluid inclusion study of some tungstenquartz veins in Japan.— Soc. Mining Geol. Japan, Spec. Issue 3, 1971, p. 345—350.

И. Я. НЕКРАСОВ

## ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ОЛОВЯННОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ ДВУХ ГЕОХИМИЧЕСКИ РАЗЛИЧНЫХ ТИПОВ

В учении о рудных месторождениях уже своего рода аксиомой стало положение о том, что все оловорудные месторождения генетически связаны с кислыми глубинными породами, которые традиционно именуются оловоносными. Неоднократные попытки многих советских и зарубежных исследователей выявить минералого-геохимические особенности этих пород и разработать критерии для разбраковки гранитоидных интрузивов на оловоносные и неоловоносные, к сожалению, до сих пор были безуспешными. Сейчас, как и во времена критических высказываний по этому поводу Фергюсена и Батемана [Геология олова, 1947], мы вынуждены констатировать, что по химическому и минеральному составу и по содержанию элементов-примесей оловоносные граниты практически не отличаются от других гранитов. Поэтому все большее число петрографов и геохимиков приходят к выводу, что оловянная минерализация генетически может быть связана не только с глубинными кислыми породами, но и с их вулканогенными аналогами типа риолитов-липаритов, трахидацитов, трахиандезитов. Более того, сейчас имеются данные о ее генетической связи даже с породами основного состава — производными базальтовой магмы [Индолев, 1965; Барсуков, Дмитриев, 1972]. Это касается прежде всего полигенных месторождений касситерит-силикатно-сульфидной формации и своеобразных оловоносных сульфидных медно-никелевых месторождений норильского и бушвельдского типа, в которых в качестве акцессорных минералов встречаются не только касситерит и минералы группы станнина, но и различные интерметаллиды Sn с Pt, Pd, Sb, As, Bi и Pb. Для геохимии олова и генезиса упомянутых месторождений важными представляются

Среднее содержание олова в магматических породах основного состава

Рудный район	Порода	Кол-во проб	Sn, г/т	Источник
Полоусненский (Северо-Восток СССР)	Диориты, тоналиты	23	21,7	Некрасов, 1966
	Базальты, андезито-базальты	28	38	Там же
	Лампрофиры	12	36	»
	Диоритовые порфириты	8	230	»
	Андезиты	13	96	Ганеев, 1973
Мяо-Чанский (Приамурье)	Диоритовые порфириты	6	80	Там же
	Габбро-диориты	6	46	Барсуков, 1974
Вознесенский (Приморье)	Диабазовые порфириты	4	9,6	Говоров, 1977
Восточно-Верхоянский	Диоритовые порфириты	4	17,0	Индолов, 1965
Охотский	Лампрофиры	2	174	Соловьев, 1976
Норильский	Долериты шроксеновые	4	9,4	Наши данные
Обнаженный (Сибирская платформа)	Шпинелевые перидотиты	17	5,9	» »

и данные о повышенной концентрации Sn в породах основного и ультраосновного состава как оловорудных районов, так и за их пределами. В качестве примера можно привести дайки диоритовых порфиритов, диабазов и лампрофиров из многих рудных районов Тихоокеанского пояса, характеризующиеся повышенным содержанием Sn. Повышенная оловоносность установлена и для пород трапповой формации Сибирской платформы, и отдельных разновидностей ультраосновных и основных пород из других районов (табл. 1). В них в качестве аксессуарных минералов встречаются касситерит, самородное олово и его интерметаллиды [Некрасов, Некрасова, 1978; Округин и др., 1978].

Все эти факты свидетельствуют о возможности выплавления в земной коре и верхней мантии потенциально оловоносных магм не только кислого, но и основного состава. Несомненно, что оловоносные пегматиты, грейзены и месторождения касситерит-кварцевой формации генетически связаны с гранитоидными магмами. Что же касается месторождений олова касситерит-силикатно-сульфидной формации, то в силу своей полигенности они могут быть генетически связаны с производными как гранитной, так и базальтовой магмы. Очевидна также генетическая связь оловянной минерализации в сульфидных медно-никелевых месторождениях норильского типа с базальтами. Таким образом, мы приходим к выводу о возможности образования в природе оловорудных месторождений двух генетически различных типов.

Для проверки этих представлений целесообразно проведение экспериментальных исследований, позволяющих получить количественные данные о физико-химических условиях образования оловоносных магм, экстракции из них олова флюидами и последовательности минералообразования. Эти обстоятельства послужили основанием для постановки работы по исследованию двух контрастных по составу систем: гранит —  $\text{SnO}_2(\text{SnO})$  — флюид и базальт —  $\text{SnO}_2(\text{SnO})$  — флюид. Методика исследований описана нами ранее [Некрасов и др., 1979]. По составу модельный гранит соответствовал смеси кварца и альбита, взятых в эвтектическом соотношении (для  $T = 850^\circ\text{C}$ ). Для исследования второй модельной системы использовался природный базальт из вулкана Толбачик на Камчатке. Система гранит —  $\text{SnO}_2(\text{SnO})$  — флюид была изучена при  $850^\circ\text{C}$  и  $P_{\text{fl}} = 101,3$  МПа, а система базальт —  $\text{SnO}_2(\text{SnO})$  — флюид при  $1300^\circ\text{C}$  и  $P_{\text{fl}} = 101,3$  МПа. Флюидом служили бидистиллированная  $\text{H}_2\text{O}$ , 0,1 и 0,5 и растворы HCl и HF (фторидные растворы использовались только при изучении системы гранит —  $\text{SnO}_2(\text{SnO})$  — флюид). Окислительно-восстановительный потенциал задавался и поддерживался в обеих системах кислородными буферами: умеренно окислительная обстановка — бу-

Растворимость олова в водонасыщенных гранитных и базальтовых растворах

Система	$T, ^\circ\text{C}$	$f_{\text{O}_2}, \text{МПа}$	Форма нахождения Sn в расплаве	Предел растворимости Sn, вес. %	Фазы, сосуществующие с расплавом
Гранит — SnO <sub>2</sub> — флюид	850	10 <sup>-14</sup>	Sn <sup>4+</sup>	0,35	SnO <sub>2</sub>
Гранит — SnO — флюид	850	10 <sup>-13,8</sup>	Sn <sup>2+</sup>	23,4	—Sn, силикат Sn
Базальт — SnO <sub>2</sub> — флюид	1300	10 <sup>-6</sup>	Sn <sup>4+</sup>	1,66	SnO <sub>2</sub>
Базальт — SnO — флюид	1300	10 <sup>-9,6</sup>	Sn <sup>2+</sup>	32,5	—Sn, силикат Sn

ферной парой Ni—NiO; а восстановительная — парами W—WO<sub>2</sub> или Mo—MoO<sub>2</sub>.

Кинетическими опытами было установлено, что равновесие в системе базальт — SnO<sub>2</sub>(SnO) — флюид при 1300°C достигается за 1—2 ч, в то время как в системе гранит — SnO<sub>2</sub>(SnO) — флюид во всем объеме расплава оно не устанавливается даже через 3—4 сут. Поэтому при определении коэффициента распределения Sn между гранитным расплавом и флюидом мы вынуждены говорить лишь о локальном равновесии краевой диффузионной зоны расплава с флюидом. Содержание Sn во флюиде определялось химическим методом [Хализова, Алексеева, 1970], а в закалочных стеклах гранитного и базальтового состава — на микроанализаторе «Самес».

При изучении системы гранит — SnO<sub>2</sub>(SnO) — флюид были получены следующие результаты, которые, как нам кажется, имеют важное значение для интерпретации условий образований оловоносных пегматов, грейзенов, касситерит-кварцевых, касситерит-полевошпатово-кварцевых и касситерит-турмалиновых жил. Оказалось, что «емкость» гранитной магмы в отношении олова зависит главным образом от окислительно-восстановительной обстановки, в которой формируется расплав, а степень экстракции этого компонента из расплава — еще и от кислотности-щелочности флюида. Буферируя  $f_{\text{O}_2}$  упомянутым способом (пары Ni—NiO, W—WO<sub>2</sub> и Mo—MoO<sub>2</sub>), мы могли определять растворимость олова в гранитном расплаве в области стабильности Sn<sup>4+</sup> или Sn<sup>2+</sup>. Пределы растворимости олова в гранитном расплаве при  $f_{\text{O}_2} \geq 10^{-14}$  и  $f_{\text{O}_2} \leq 10^{-14}$  МПа приведены в табл. 2. Из нее видно, что в то время как в окислительных условиях растворимость олова (в виде Sn<sup>4+</sup>) составляет лишь 0,35 вес. %, в восстановительной среде она превышает 23 вес. % (в виде Sn<sup>2+</sup>). Следовательно, для формирования потенциально оловоносных гранитных магм наиболее благоприятны восстановительные условия.

Однако для образования крупных оловорудных месторождений сам факт наличия потенциально оловоносного гранитного расплава является необходимым, но еще не достаточным условием. Крупные оловорудные месторождения, генетически связанные с гранитоидными магматическими очагами, могут образоваться лишь при условии интенсивной экстракции Sn из расплава различными флюидами. Поэтому важное значение имели данные о распределении Sn между расплавом и флюидом различного состава при фиксированных  $T$ ,  $P_{\text{fl}}$  и  $f_{\text{O}_2}$ . Общеизвестно, что перенос олова и его отложение в рудных телах (пегматитах, грейзенах и жилах касситерит-кварцевого состава) происходили главным образом из галоидных растворов. Об особенностях взаимодействия таких растворов с гранитоидной оловоносной магмой мы можем судить по характеру распределения Sn между модельным расплавом и флюидом, т. е. по величине коэффициента распределения  $K_p = C_{\text{fl}}^{\text{Sn}}/C_{\text{L}}^{\text{Sn}}$ .

Экспериментально полученные величины  $K_p$  приведены в табл. 3, откуда видно, что экстракционная способность флюида в отношении Sn, определяемая величиной коэффициента  $K_p$ , зависит главным образом от  $f_{\text{O}_2}$  и в меньшей степени — от кислотности раствора. При прочих равных

Таблица 3

Результаты опытов по распределению олова между расплавами гранитного и базальтового состава и флюидом

Флюид	Кол-во опытов	Содержание Sn, вес. %		$K_p = \frac{C_{fl}^{Sn}}{C_L^{Sn}}$
		в равновесной части стекла $C_L^{Sn}$	во флюиде, $C_{fl}^{Sn}$	

Система гранит — флюид,  $f_{O_2} = 10^{-14}$  МПа

H <sub>2</sub> O	6	0,57	0,0115	$2,0 \cdot 10^{-2}$
0,1н HCl	3	0,50	0,0180	$3,8 \cdot 10^{-2}$
0,5н HCl	3	0,49	0,0125	$6,6 \cdot 10^{-2}$
0,1н HF	3	0,77	0,0150	$1,95 \cdot 10^{-2}$
0,5н HF	3	0,45	0,0225	$5,0 \cdot 10^{-2}$

Система гранит — флюид,  $f_{O_2} = 10^{-18,8}$  МПа

H <sub>2</sub> O	6	4,31	0,0225	$0,5 \cdot 10^{-2}$
0,1н HCl	4	2,39	0,0965	$4,0 \cdot 10^{-2}$
0,5н HCl	6	1,83	0,1285	$7,0 \cdot 10^{-2}$
0,1н HF	3	2,90	0,200	$0,6 \cdot 10^{-2}$
0,5н HF	2	0,55	0,0122	$2,2 \cdot 10^{-2}$

Система базальт — флюид,  $f_{O_2} = 10^{-6}$  МПа

H <sub>2</sub> O	4	2,07	0,0036	$1,7 \cdot 10^{-3}$
0,1н HCl	2	1,31	0,0045	$3,4 \cdot 10^{-3}$
0,5н HCl	3	1,03	0,0063	$6,1 \cdot 10^{-3}$

Система базальт — флюид,  $f_{O_2} = 10^{-9,6}$  МПа

H <sub>2</sub> O	2	8,02	0,0008	$0,1 \cdot 10^{-3}$
0,1н HCl	3	6,74	0,0011	$0,2 \cdot 10^{-3}$
0,1н HCl	4	5,55	0,0113	$2,0 \cdot 10^{-3}$

условиях она почти на порядок выше в восстановительной, чем в окислительной среде. В свою очередь,  $f_{O_2}$ , при которой происходит флюидно-магматическое взаимодействие в очагах оловоносного гранитоидного расплава, определяется глубиной формирования магматических очагов. В случае вышавления гранитной магмы на больших глубинах, например в корневых частях складчатых областей, и ее кристаллизации на месте наиболее вероятным является длительное существование более восстановительной обстановки, чем при формировании близповерхностных интрузивных тел. В соответствии с этими предпосылками рассмотрим два крайних случая образования оловорудных месторождений, а именно в генетической связи с гранитоидами малых и средних глубин, кристаллизующимися в окислительных условиях ( $f_{O_2} \geq 10^{-6}$  МПа), и с гранитоидами больших глубин, образующимися в более восстановительной обстановке ( $f_{O_2} \leq 10^{-6}$  МПа).

В первом случае из интрузивов может экстрагироваться лишь сравнительно небольшое количество олова, так как основная его часть легко окисляется до SnO<sub>2</sub> и рассеивается в породе в виде акцессорного касситерита. Именно в приповерхностных условиях чаще всего и образуются касситеритсодержащие граниты (типа малайских), служащие источником оловоносных россыпей. Та часть олова, которая экстрагируется флюидом из расплава в приповерхностных условиях, обычно не мигрирует далеко от рудоносного источника, а отлагается в эндо- и экзоконтактных зонах интрузивов, образуя оловоносные грейзены, кварц-полевошпатовые жилы с касситеритом и многочисленные миароловые полости в гранитах. Следовательно, с потенциально оловоносными гранитоидными интрузивами малых глубин вероятность образования крупных и богатых месторождений олова не велика.

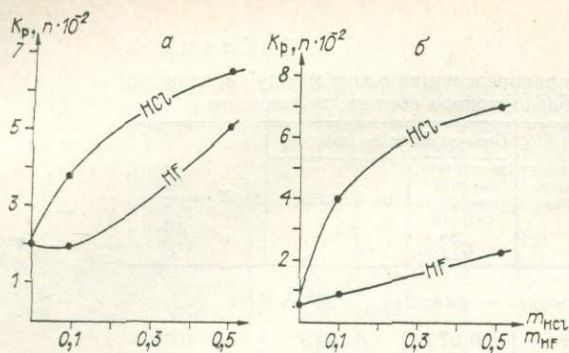


Рис. 1. Зависимость коэффициента распределения  $\text{Sn}^{4+}$  (а) и  $\text{Sn}^{2+}$  (б) между гранитным расплавом кварц-альбитового состава и хлоридным или фторидным флюидом от его кислотности.

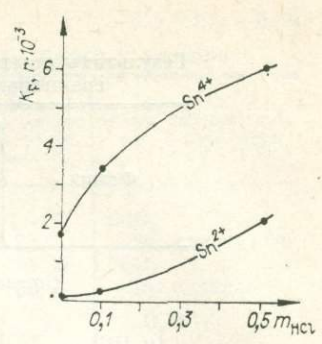


Рис. 2. Зависимость коэффициента распределения  $\text{Sn}^{4+}$  и  $\text{Sn}^{2+}$  между базальтовым расплавом и хлоридным флюидом от его кислотности.

Иной характер флюидно-магматического взаимодействия имеет место в очагах, формирующихся на больших глубинах в более восстановительной обстановке. В этих условиях гранитоидная магма способна растворять значительно больше олова (в виде  $\text{Sn}^{2+}$ ), чем в приповерхностных условиях. Большая продолжительность кристаллизации крупных гранитоидных интрузивов также способствует экстрагированию из расплава флюидами такого количества олова, которого вполне достаточно для образования крупных месторождений. Важным является и тот факт, что восстановительная обстановка способствует переносу олова в виде соединений  $\text{Sn}^{2+}$  (хлоридных, гидросульфидных, гидроксохлоридных) на значительные расстояния от источника без его осаждения в виде  $\text{SnO}_2$  на путях миграции от очага к рудовмещающим структурам. В результате длительного флюидно-магматического взаимодействия степень экстракции Sn из глубинных магматических очагов может быть настолько большой, что содержание Sn в гранитах интрузивов больших глубин становится ниже кларкового. Этот случай как раз и свидетельствует о том, что «стерильные» в отношении Sn интрузивы нельзя относить к неоловоносным, а интрузивы с повышенным содержанием Sn — к потенциально оловоносным. Скорее наоборот, именно с обогащенными Sn приповерхностными магматическими породами чаще всего связаны лишь мелкие месторождения олова. В этом плане интересны те разности липаритов и липарито-дацитов, содержание Sn в которых на порядок выше кларкового. Как правило, с ними оловянное оруденение генетически не связано, так как основная масса Sn рассеяна в стекловатой массе, цементирующей вкрапленники плагиоклаза, калишпата и биотита (до 180 г/т).

Кислотность флюидов, взаимодействующих с гранитными расплавами, также влияет на распределение олова между ними, но в меньшей мере, чем  $f_{\text{O}_2}$ . Увеличение кислотности флюида, как видно из табл. 3, способствует экстракции олова из расплава. Эта тенденция более резко проявлена в отношении  $\text{Sn}^{2+}$ , чем  $\text{Sn}^{4+}$  (рис. 1).

Неожиданные для нас геохимические данные были получены при экспериментальном изучении системы базальт —  $\text{SnO}_2(\text{SnO})$  — флюид. Оказалось, что растворимость олова в базальтовом расплаве намного выше, чем в гранитном (см. табл. 2). Так, в области устойчивости  $\text{SnO}_2$  в базальтовом расплаве при  $1300^\circ\text{C}$  и  $P_{\text{fl}} = 101,3$  МПа растворимость олова в виде  $\text{Sn}^{4+}$  составляет 1,66 вес. %, т. е. в 5 раз больше, чем в гранитном расплаве. Более высокой является и растворимость  $\text{Sn}^{2+}$  в базальтовом, нежели в гранитном расплаве. Говоря другими словами, «оловоемкость» базальтовой магмы выше, чем гранитной. Это связано с более высокой температурой выплавления базальтовой магмы ( $1300^\circ\text{C}$ ) по сравнению с гранитной ( $850^\circ\text{C}$ ). Эффект увеличения «металлоемкости» расплавов с темпе-

ратурой — хорошо известное в металлургии явление. Кроме того, базальтовый расплав характеризуется высоким содержанием  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ , геохимическое сродство к которым у  $\text{Sn}^{4+}$  и  $\text{Sn}^{2+}$  выше, чем к  $\text{Si}^{4+}$  и  $\text{Na}^+$  — главным компонентам гранитных расплавов.

О распределении Sn между базальтовым расплавом и флюидом разного состава мы можем судить по величине  $K_p$ , приведенных в табл. 3. Видно, что распределение Sn между этими фазами системы определяется  $f_{\text{O}_2}$  и кислотностью раствора. На первый взгляд, концентрация олова в растворах, равновесных с оловосодержащим базальтом системы, находящейся в окислительных и восстановительных условиях, различается несущественно.

Однако абсолютные значения коэффициента  $K_p$  при различных  $f_{\text{O}_2}$  в системе оловоносный базальт — флюид не сопоставимы между собой (см. табл. 3). И в данном случае для формирования оловорудных месторождений благоприятными оказываются восстановительные ( $f_{\text{O}_2} \leq 10^{-9,6}$  МПа), а не окислительные ( $f_{\text{O}_2} \geq 10^{-6}$  МПа) условия. Дело не только в том, что из глубинных очагов базальтовой магмы может быть экстрагировано большое количество олова, но еще и в том, что это олово ( $\text{Sn}^{2+}$ ) может мигрировать от источника на значительное расстояние без окисления до  $\text{SnO}_2$ . Наличие «восстановленного олова» в месторождениях касситерит-силикатно-сульфидной формации (болливийского типа) подтверждается отложением минералов, содержащих его в виде  $\text{Sn}^{2+}$  — тиллита, герценбергита, инкаита и др. В случае излияния оловоносной базальтовой магмы на поверхность олово рассеивается в стекловатой части породы или входит в кристаллическую решетку вкрапленников темноцветных минералов, замещая в них  $\text{Fe}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ . Лишь иногда в базальтах и дайках основных пород (диабазов, диоритовых порфирирах и лампрофирах) встречается акцессорный касситерит. Если же остывание и кристаллизация оловосодержащего базальта происходят в восстановительной среде, то возможным оказывается и образование в них акцессорного самородного олова или его интерметаллических соединений.

Сопоставляя  $K_p$  двух контрастных по составу флюидно-магматических систем (рис. 2), мы можем со всей очевидностью говорить о том, что, несмотря на большую оловоносность базальтового расплава, экстракция олова во взаимодействующий с ним флюид на порядок ниже, чем в случае того же флюида, взаимодействующего с гранитным расплавом. Этот факт, вероятно, и является основной причиной более широкого развития в природе месторождений олова, генетически связанных с гранитами, а не с производными базальтовой магмы.

В заключение мы хотели бы акцентировать внимание исследователей оловянной минерализации на двух обстоятельствах, которые должны быть основополагающими при создании единой модели образования месторождений, а именно: а) на очевидном различии минерального состава оловоносных пегматитов, грейзенов и касситерит-кварцевых жил, с одной стороны, и касситерит-силикатно-сульфидных рудных тел — с другой; б) на единстве направленности физико-химической эволюции рудоносных растворов независимо от их генетической принадлежности к тому или иному магматическому источнику. Первое обстоятельство свидетельствует о контрастности состава флюидов, поступающих из геохимически различных источников. Что же касается второго обстоятельства, фиксирующегося последовательностью отложения минералов в месторождениях разных формаций, то оно отчетливо проявляется в закономерном снижении температуры растворов от ранних к поздним стадиям, в смене щелочных гидротерм кислыми и вновь щелочными в конце процесса и, наконец, в увеличении  $f_{\text{O}_2}$  в начальные и в его снижении — в конечные стадии. Оно удовлетворительно согласуется с основными положениями термодинамики и термохимии электролитов, что позволяет обнадеживающе смотреть на

возможность получения экспериментальным путем точных констант устойчивости (в растворах-электролитах) различных соединений металлов, в том числе и олова (при изменяющихся в процессе минералообразования физико-химических параметрах), а следовательно, и создания обобщенной физико-химической модели образования оловорудных месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Барсуков В. Л. Основные черты геохимии олова. М.: Наука, 1974. 149 с.
- Барсуков В. Л., Дмитриев Л. В. О верхней мантии Земли как возможном источнике рудного вещества.— Геохимия, 1972, № 12, с. 1515—1541.
- Ганеев А. Ш. Позднемезозойский вулканизм северо-западной окраины Колымского среднего массива.— В кн.: Магматизм Северо-Востока СССР. М.: Наука, 1973, с. 115—133.
- Геология олова. М.—Л.: Изд-во АН СССР, 1947. 519 с.
- Говоров И. Н. Геохимия рудных районов Приморья. М.: Наука, 1977. 249 с.
- Индолев Л. Н. Магматизм и связь с ним оруденения в северной части Южно-Верхоянского синклиория.— В кн.: Геология оловорудных и полиметаллических месторождений Якутии. М.: Наука, 1965, с. 5—85.
- Некрасов И. Я. Геохимия олова и редких элементов Верхояно-Чукотской складчатой области. М.: Наука, 1966. 379 с.
- Некрасов И. Я., Некрасова Р. А. Первая находка касситерита в кимберлитах.— Докл. АН СССР, 1978, т. 243, № 2, с. 473—476.
- Некрасов И. Я., Эпельбаум М. Б., Соболев В. П. Изучение модельной системы гранит —  $\text{SnO}(\text{SnO}_2)$  — флюид. Зависимость содержания олова в кварцево-альбитовом составе от  $f_{\text{O}_2}$ . — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 3, с. 696—699.
- Округин А. В., Олейников Б. В., Лескова Н. В. Первые находки самородного олова и цинка в траппах Сибирской платформы.— Бюл. НТИ. Сер. Геол. и полезные ископаемые, Якутск, 1978, апрель, с. 27—29.
- Соловьев В. И. О новом Делькю-Охотском оловоносном районе (Юдомо-Охотское междуречье).— Бюл. НТИ. Сер. Геол. и полезные ископаемые, Якутск, 1976, август, с. 15—18.
- Хализова В. А., Алексеева А. Я. Изучение понообменного отделения олова при анализе минерального сырья. Фотометрический метод определения олова.— Ж. аналит. химии, 1970, т. 25, № 8, с. 1525—1528.

Г. А. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАЗНОТИПНЫХ КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Представления о колчеданных месторождениях, в основу которых вначале были положены минералогические и текстурные признаки (А. Г. Бетехтин), а затем геологические, петрологические и генетические (А. Н. Заварицкий, С. Н. Иванов, Г. С. Дзоценидзе), в дальнейшем были значительно расширены и ныне распространяются на различные типы рудных месторождений, обнаруживающихся в тектонически разнородных структурах.

Общими признаками, по которым ныне рудные месторождения принято относить к колчеданной группе формаций, служат следующие: 1) резкое преобладание в рудах дисульфида железа (пирит, марказит, пирротин), порой превышающее 90%; участие в составе руд следующих главных минералов: халькопирита, сфалерита, галенита, барита, ангидрита, кварца, реже кальцита; 2) приуроченность к вулканогенным, терригенным, реже карбонатным отложениям значительной мощности (3—17 км), возникшим в раннегеосинклинальные стадии развития рудных провинций; 3) согласное (или субсогласное) залегание рудных тел в породах определенных рудоносных горизонтов, что позволяет отнести их к стратиформным месторождениям; 4) постоянная ассоциация месторождений с проявлениями геосинклинального вулканизма, на основании чего обычно принято считать эти месторождения вулканогенными; 5) пластообразная, линзообразная, реже штоко- и жильнообразная формы рудных тел, часто обладающих значительной мощностью (до 100 м и больше); 6) развитие на рудных участках специфичных метасоматитов, обусловленных как региональным, так и окологрудным гидротермальным метаморфизмом.

По тектоническому положению колчеданосные провинции подразделяются на офиолитовые, первичногеосинклинальные, вторичногеосинклинальные и сланцевых эвгеосинклиналей. Первые три из них сложены преимущественно вулканогенными и вулканогенно-осадочными толщами, а четвертая — черносланцевыми и отчасти терригенно-кремнисто-карбонатными, сопровождающимися незначительными проявлениями геосинклинального вулканизма. Каждому типу провинций свойствен определенный набор колчеданных месторождений. Их характеристике посвящен ряд современных исследований советских и отчасти зарубежных авторов [Колчеданные месторождения мира, 1979; Твалчрелидзе, 1978; Горжевский, 1978; Филатов, Ширай, 1980; Hutchinson, 1973; Jenks, 1975; и др.]. Во избежание повторения рассмотренных в этих работах положений ниже рассматриваются главным образом генетические вопросы, решающиеся не однозначно для разных типов месторождений обширной колчеданной группы рудных формаций.

В офиолитовых шовных зонах, которые многими тектонистами ныне рассматриваются в качестве пластин океанической коры, обдуцированных на края континентов в результате интенсивного сжатия и скучивания горных масс [Шейве, 1969; Книппер, 1975; Колман, 1979], находят развитие медно- и серноколчеданные месторождения. Они представляют собой единственный из известных нам типов колчеданных месторождений, ко-

торы расположены в зонах океанических рифтов. Месторождения всех других типов приурочены к собственно геосинклинальным (преимущественно эвгеосинклинальным) зонам, представляющим собой палеоаналоги различных структурных элементов активной окраины континентов (внешние и внутренние островные дуги, краевые моря и др.).

Поскольку офиолитовый тип колчеданных месторождений наиболее широко представлен на о. Кипр в массиве ультраосновных и основных пород Троодос, то его принято именовать «кипрским». Помимо Кипра аналогичные месторождения известны на о. Ньюфаундленд, в Калифорнии, в Тоскане, в Турции, в Омане, на Филиппинах и в Японии. Наиболее древние из них залегают в кембрийских отложениях. Мнение некоторых авторов [Филатов, Ширай, 1980; Колчеданные месторождения мира, 1979] о наличии колчеданных месторождений кипрского типа на Урале и в Карелии недостаточно аргументировано, поскольку в данных провинциях рудоносные вулканиты содержат значительные объемы кислых дифференциатов базальтовой магмы. Что касается характерных месторождений, развитых в офиолитовых ассоциациях (Скуриотисса, Агрокиния, Эргани-Маден, Лазаил, Бетс-Ков и др.), то они, как правило, залегают среди шаровых лав толеит-базальтового состава и приурочены к контактам их различных толщ (Кипр), параллельных даек и шаровых лав (Ньюфаундленд), либо гипербазитового комплекса и шаровых лав (Турция).

Рудные тела в месторождениях данного типа представляют собой согласные пластообразные или линзообразные залежи медноколчеданных либо серноколчеданных руд, иногда значительной мощности. Часто в них устанавливаются высокие содержания меди (в Эргани-Маден до 14%), а также иногда присутствие цинка; свинец обычно отсутствует полностью. В верхней части рудоносных толщ встречаются своеобразные скопления железо-марганцевых минералов (формация Парapedи на месторождениях Кипра), характерных для океанического дна. Всякий бок рудных тел четко выражен линией контакта с перекрывающими пострудными накоплениями, а вдоль лежащего развита густая сеть рудоносных прожилок и рудной вкрапленности, часто с промышленным содержанием меди. Большинство исследователей эти месторождения относят к гидротермально-осадочному типу [Колман, 1979; и др.].

Принадлежность колчеданных месторождений офиолитовых зон к образованиям океанического дна оспаривалась многими авторами (Ю. М. Шейнманн и др.). В. И. Смирнов [1975], проанализировав в общем отрицательные данные по эндогенной металлогении океанических структур, отмечает, что, несмотря на ограниченность, определяемую особенностями магматической геологии дна океанов, рудоносность может проявиться в форме магматических месторождений хромитовых и титаномагнетитовых руд, а также остальных месторождений базальтоидного ряда. Этому заключению вполне соответствуют результаты современных океанологических исследований. Так, Д. С. Кроуэн [Cronan, 1980 и более ранние работы], суммировавший данные многих драгирований и подводного бурения океанического дна, разделяет эндогенные рудопроявления, обнаруженные в океанических хребтах, на три группы: 1) колчеданные руды цветных металлов, ассоциирующие с окисными и силикатными соединениями, 2) проявления окисных и силикатных соединений железа и марганца, 3) стяжения дисперсных железомарганцевых окислов.

Первые из отмеченных групп рудопроявлений обнаружены на Восточно-Тихоокеанском хребте, где медно-цинково-колчеданные руды отложились на дне океана из высокотемпературных (300°C) гидротермальных растворов. Последние возникли путем смешивания вулканических эманаций, поступающих из срединно-океанических хребтов, с морской водой. Обогащение гидротермальных растворов металлами происходило за счет выщелачивания их из вулканических пород, слагающих океаническое дно. Вторая группа рудопроявлений обнаружена в Аденском заливе и в зоне термальной аномалии вблизи Галапагосских островов. К ней относятся стяжения, сложенные железомарганцевыми минералами (нон-

тронит, лимонит, гетит, тодорокит, бериссит). В Срединно-Атлантическом хребте обнаружены гидротермальные мономинеральные руды марганца, выступающие в качестве цемента придонной вулканической брекчии. Проявления третьей группы широко развиты во многих частях Мирового океана в тесной ассоциации с экзогенными железо-марганцевыми конкрециями.

По данным А. А. Маракушева и др. [1977], базальтовый вулканизм срединно-океанических хребтов относится к группе 1а, в которой не встречаются включения глубинных пород (нодули). Они представляют собой перегретые пиконитовые лавы, которые своим возникновением обязаны тотальному, а не селективному плавлению мантии. Первичная примитивная коматиитовая магма богата летучими, придающими ей склонность к ликвации. Расщепление коматиитовой магмы дает начало гипербазитовому и базальтовому расплавам. Дальнейшая эволюция последнего ведет к накоплению железа и титана на ранних этапах, а затем при изменении хлоридного режима флюидов на фторидный — к появлению серы и концентрации металлов — меди, никеля, платины, золота, серебра.

Таким образом, эволюция первичной мантийной магмы путем ликвации, а в дальнейшем — дифференциации в закрытых магматических очагах ведет к накоплению металлов базальтоидного ряда. Однако остается неясной возможность образования таким путем месторождения. По мнению большинства исследователей, возникновение промышленных скопленных медноколчеданных руд в срединно-океанических хребтах обусловлено деятельностью гидротермальных растворов, в которых металлы сконцентрированы в результате отщепления от магматического расплава либо они поступали в них в процессе циркуляции по вулканогенным породам океанического дна морской воды, нагретой под влиянием активного вулканизма. При этом рудоотложение осуществляется непосредственно на океаническом дне либо в придонных частях в рыхлых осадках и дробленых вулканических породах.

Таким образом, для кипрского типа колчеданных месторождений характерна связь с основным толеит-базальтовым океаническим вулканизмом.

Колчеданные месторождения первичных эвгеосинклиналей, представляющих собой выделяемые Г. М. Власовым [1976] внешние островные дуги, заложенные на океанической коре, наиболее широко развиты на Урале, вследствие чего их принято называть уральским типом. Наиболее древние архейские месторождения известны в провинции оз. Верхнее (Канада), раннепротерозойскими являются колчеданные месторождения провинции Черчилль (Канада), а также Балтийского щита (Карелия, Финляндия, Швеция), нижнепротерозойскими — месторождения Саудовской Аравии, Аризоны и провинции Блю Ридж в Аппалачах, раннепалеозойскими — месторождения Норвегии и некоторых регионов Сибири, палеозойскими — Урала, Северного Кавказа, Испании, некоторые — Японии, мезозойско-кайнозойскими — Японии и Динарид.

Колчеданные месторождения уральского типа приурочены к кислым составляющим контрастно и последовательно дифференцированных базальтоидных вулканогенных формаций натриевого профиля. К ним относятся гидротермально-осадочные и обычно наложенные на них гидротермально-метасоматические рудные залежи преимущественно пирит-халькопирит-сфалеритового состава. По данным А. И. Кривцова [1979], генетическая связь оруденения с поздними кислыми дифференциатами базальтоидного вулканизма определяется характером метаморфизма, проявленного вслед за становлением продуктивных формаций в виде пренит-пумпелиитовой фации. Направлению дифференциации вулканогенных образований от базальтоидной к контрастной и непрерывной формации, проявленной последовательным увеличением умереннокислых и кислых пород, соответствует эволюция колчеданного оруденения от маломедистых через медные и медно-цинковые к полиметаллическим рудам.

Появление в разрезах продуктивных толщ кислых составляющих

(андезит, дацит, липарит) Т. И. Фролова и др. [1974] связывают с палингенезом глубинных, корневых частей колчеданосных эвгеосинклинальных зон. А. И. Кривцов [1979] считает связанными между собой процессы генерации кислых дериватов базальтоидного магматизма и оруденение. При этом кислые вулканы имеют двойственное происхождение, обусловленное как дифференциацией исходного базальтового расплава, так и его взаимодействием с фундаментом и выплавлением из него кислых магм. Отсюда следует, что источники рудного вещества имеют смешанное мантийное и коровое происхождение.

Среди колчеданосных геологических структур, относимых нами к вторичным эвгеосинклиналям, наблюдается значительное разнообразие, заставляющее выделить в них по крайней мере три подтипа: малокавказский, рудноалтайский и гиссарский. По существу, они отвечают отдельным стадиям преобразования первичного базальтового расплава под влиянием ассимиляции зрелой гранито-гнейсовой континентальной коры, на которой заложены. Зоны этого типа соответствуют внутренним островным дугам Г. М. Власова [1976] и возникли в результате относительно кратковременной регенерации эвгеосинклинального режима на срединных массивах либо окраинных частях платформ. Рудные провинции вторичногеосинклинального типа обладают клавишным строением, при котором локальные грабенообразные геосинклинальные вулканогенные прогибы чередуются с зонами относительных горстовых поднятий, сложенных кристаллическими породами древнего фундамента, вмещающими массивы позднегеосинклинальных гранитоидов существенно натриевого состава.

Малокавказский подтип вторичногеосинклинальных провинций обладает следующими особенностями: относительно малыми мощностями вулканогенных накоплений (менее 3 км), принадлежащих к последовательно дифференцированной базальт-андезит-дацит-липаритовой формации; пологой их складчатостью, обилием вулканотектонических, часто рудоконтролирующих, структур; кратковременным периодом геосинклинального прогибания; развитием стратиформных вулканогенных гидротермально-метасоматических месторождений среднего масштаба, среди которых резко преобладают медно-цинково-колчеданные, небольшое пространство имеют барит-полиметаллические и широко распространены рудопроявления гематита, пиролюзита и алуниита. Все они локализованы в пределах вулканогенных прогибов, тогда как на поднятиях в связи с позднегеосинклинальными гранитоидами формируются скарново-магнетитовые и медно-порфировые месторождения [Гвалчрелидзе, 1977].

Провинции этого подтипа распространены довольно широко и относятся к фанерозойскому возрасту. К ним принадлежит мезозойский вулкано-плутонический Среднегорско-Понтийско-Малокавказский пояс, Кордильеры Британской Колумбии, значительная часть внутренних островных дуг запада Тихого океана, некоторых провинций Сибири. Рудоносными являются наиболее кислые члены вулкаников, завершающие отдельные ритмы вулканизма. В связи с этим месторождения занимают разные стратиграфические уровни в рудоносных вулканогенно-осадочных толщах. Рудоотложение преимущественно осуществляется гидротермально-метасоматическим способом в периоды временного затухания островодужного вулканизма в результате бурной постмагматической деятельности. Вода гидротермальных растворов, по-видимому, имеет метеорное происхождение, часть рудных элементов заимствуется из вулканогенных пород, другая — из мантийного источника.

Рудноалтайский и гиссарский (хандизинский) подтипы рудных провинций отвечают разной степени переработки фундамента срединных массивов базальтоидной магмы [Горжевский, 1978]. К ним относятся преимущественно фанерозойские полиметаллические провинции (Рудный Алтай, район Батерст в Канаде, Гиссарский хребет в Средней Азии, область «зеленых туфов» миоцена в Японии). По последним данным [Джонсон, Клигнер, 1980], метаморфизованные рудовмещающие породы уникального полиметаллического месторождения Брокен-Хилл в Австра-

лии имеют первично-вулканогенное происхождение, аналогичное месторождениям Нью-Браунсвик в Канаде и Куроко в Японии. Поэтому возможно, что данный рудный район также следует отнести к рудноалтайскому подтипу. Возраст метаморфизма в Брокен-Хилле определяется в 1700 млн. лет, а первичного осадконакопления, следовательно и рудной минерализации, — 1900 млн. лет. Таким образом, общий возрастной интервал возникновения месторождений данной группы, который ранее нами определялся в рамках фанерозоя [Твалчрелидзе, 1978], ныне должен быть расширен до протерозоя. Первое крупное скопление свинца в металлогенической эволюции Земли относится именно к этому периоду [Фолинсби, 1972].

Вопрос о генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений рудноалтайского и хандизинского подтипов долгое время был объектом полемики. В настоящее время большинство исследователей считает их в главной своей массе сингенетичными осадконакоплением и геосинклинальному вулканизму, однако генетические модели отдельных месторождений отличаются друг от друга. Если И. Джонсон и Г. Клигнер [1980] считают, что месторождение Брокен-Хилл представляет собой осадочное вулканогенное образование, приуроченное к линеamentу Дарлинг, то для месторождений Рудного Алтая предлагаются более сложные и, пожалуй, более обоснованные модели. В частности, в последнем исследовании В. В. Попова [1981] разработано представление о сложном, длительном, полигенетичном происхождении колчеданно-полиметаллических месторождений, при котором первичные сингенетичные колчеданные залежи испытывают в дальнейшем преобразования в результате развития наложенных гидротермальных и экзогенных процессов.

Колчеданноносные провинции черносланцевого типа, которые по всем данным представляли собой палеокраевые моря, также могут быть разделены на подтипы. Так, некоторые исследователи пытаются обосновать существование самостоятельных раммельсбергского, маунтайзинского, атасуйского, филизчайского и других подтипов. Можно думать, что на современном этапе изученности этих рудоносных территорий целесообразно ограничиться двумя подтипами — филизчайским и атасуйским.

Филизчайский (раммельсбергский) подтип колчеданных провинций проявлен достаточно широко. К нему относятся зоны Омипека в Кордильерах Сев. Америки (Салливан, Кер д'Олен), Квинсленд в Австралии (Маунт-Айза), Северная территория Австралии (Мак-Артур), Северное Прибайкалье (Холоднинское), Блю-Ридж в Аппалачах (Дактаун), Рено-Герцинская (Раммельсберг, Мёгген), Большого Кавказа (Филизчай). Они охватывают широкий возрастной диапазон от позднего протерозоя до ранней юры. Месторождения колчеданно-полиметаллических и медно-пирротиновых руд залегают в мощных геосинклинальных черносланцевых толщах, как правило содержащих в своем составе маломощные прослой толлит-базальтовых лав. Признаки основного геосинклинального вулканизма отмечаются в том или ином количестве во всех названных рудных провинциях, что, по-видимому, определяет их генетические особенности — из всей гаммы перечисленных здесь типов колчеданных месторождений только кипрский и филизчайский тесно в пространстве ассоциируют и, по всем данным, связаны генетически с недифференцированной толлит-базальтовой магмой океанического профиля.

Отмеченная группа месторождений часто имеет в качестве своих представителей уникальные по масштабу, мирового значения месторождения (Салливан, Маунт-Айза). Несмотря на некоторые различия в вещественном составе руд (присутствие в промышленных количествах барита, преобладание в одних месторождениях свинца, в других — цинка, в третьих — меди и т. д.), отмеченные руды обладают большим сходством, определяемым их положением в разрезе мощных геосинклинальных терригенных толщ. Обычно они приурочены к депрессиям морского дна, окаймляемым вулканическими поднятиями.

Генезис месторождений тоже долгое время оживленно дискутировался. Среди современных геологов, после работы В. И. Смирнова [1967] и последующих детальных исследований, развивается идея о сложном полигенетическом и полиформационном происхождении месторождений. В качестве первичных скоплений представлены преимущественно серно-колчеданные руды, а дальнейшим формированием промышленные залежи обязаны наложенным гидротермально-метасоматическим процессам, что хорошо подтверждается комплексом изотопных анализов серы, свинца и др. [Гвалчрелидзе, Буадзе, 1974; и др.].

Атасуйский подтип колчеданно-железо-марганец-барит-полиметаллических месторождений выделен Г. Н. Щербой в 1962 г. Они сочетают окисные, карбонатные, сульфатные и сульфидные стратифицированные руды седиментного и гидротермально-метасоматического происхождения [Щерба, 1981]. По мнению Г. Н. Щербы, однотипные месторождения широко распространены не только в Казахстане (Успенская и Чу-Илийская зоны), но и на Урале, в Забайкалье, Турции, Пиренеях, Иране, Австралии, Сев. Америке. Думается, однако, что это не совсем так — атасуйский подтип месторождений характеризуется приуроченностью к терригенно-кремнисто-карбонатной осадочной формации, чередующейся с рудовосной базальт-липаритовой вулканогенной, что не характерно для названных провинций, за исключением, может быть, Зап. Забайкалья (Озерное месторождение).

Для месторождений атасуйского типа не вызывает сомнения наличие сложных генетических соотношений сингенетичного и эпигенетичного процессов рудообразования [Щерба, 1981; Скрипченко, 1980; и др.]. Так, предполагается, что в субаквальных условиях отлагались вначале карбонатные вулкано-химические осадки и совместно с ними карбонатные окислы и сульфидные руды железа, марганца, меди, цинка, свинца и бария. При этом состав руд коррелируется со степенью дифференцированности вулканогенных пород — лишь при появлении липаритов отлагались свинец-, серебро- и барийсодержащие минералы. Позднее проявился гидротермально-метасоматический процесс, обеспечивший возникновение богатых скоплений барит-полиметаллических руд и зональное размещение минерализации.

**Выводы.** Колчеданные месторождения образуют обширную группу рудных формаций, возникающих только в раннегеосинклинальные стадии развития рудных провинций. Все они генетически связаны с геосинклинальным вулканизмом и относятся к стратиформным вулканогенным месторождениям. Выделяются колчеданные провинции, сложенные толщами вулканогенно-осадочных и терригенных пород, каждая из которых поддается более дробному делению на типы и подтипы. Кипрский и филизчайский подтипы колчеданных месторождений генетически связаны с недифференцированной толент-базальтовой магмой океанического профиля; все остальные типы колчеданных месторождений обнаруживают родство с дифференцированными вулканогенными формациями. При этом возрастанию степени дифференциации и появлению кислых вулканитов соответствует последовательное усложнение состава руд от медно- и цинково-колчеданных к колчеданно-полиметаллическим и барит-полиметаллическим. Одновременно наблюдается возрастание времени рудообразования, охватывающее синседиментационный этап, когда формируются гидротермально-осадочные руды, и последующий наложенный гидротермально-метасоматический процесс, приводящий к становлению полигенных и полиформационных разнотипных колчеданных месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Власов Г. М. Островные дуги и новая глобальная тектоника. — Геотектоника, 1976, № 1, с. 5—16.
- Горжевский Д. И. О металлогенических типах эвгеосинклинальных структурно-формационных зон и рудных районов. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 12. М.: Наука, 1978, с. 130—135.

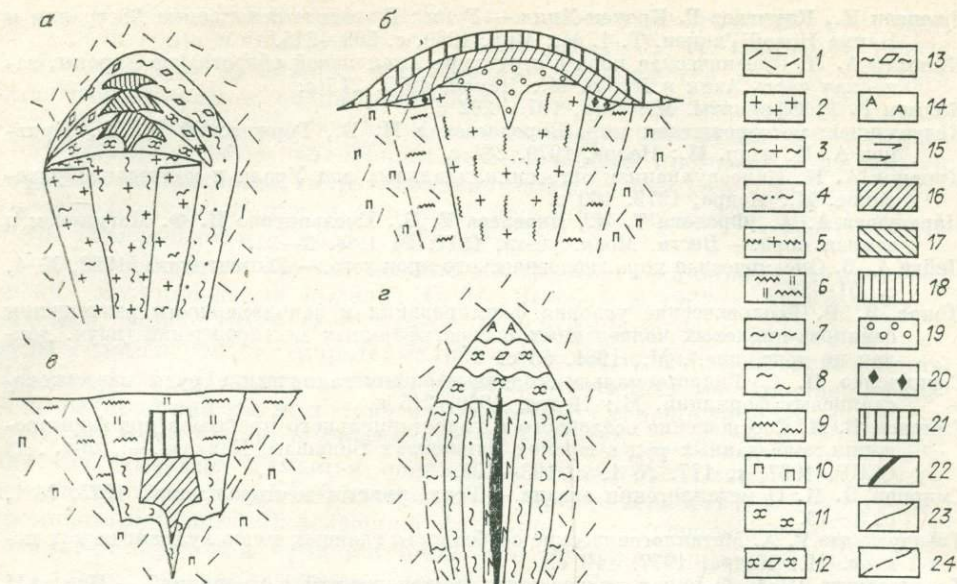
- Джонсон И., Клигнер Г. Брокен-Хилл.— В кн.: Полезные ископаемые Австралии и Папуа Новой Гвинеи. Т. 1. М.: Мир, 1980, с. 293—315.
- Клигнер А. Л. Океаническая кора в структуре Альпийской области (юг Европы, западная часть Азии и Куба). М.: Наука, 1975. 215 с.
- Колман Р. Г. Офиолиты. М.: Мир, 1979. 262 с.
- Колчеданные месторождения мира/Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Кривцов А. И. и др. М.: Недра, 1979. 284 с.
- Кривцов А. И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 169 с.
- Маракушев А. А., Фролова Т. И., Яковлева Е. Б., Емельяненко П. Ф. Магматизм и земная кора.— Вестн. Моск. ун-та, 1977, № 1, с. 3—29.
- Пейве А. В. Океаническая кора геологического прошлого.— Геотектоника, 1969, № 4, с. 51—58.
- Попов В. В. Геологические условия формирования и закономерности размещения свинцово-цинковых колчеданных и стратиформных месторождений (науч. доклад по докт. дис.). М., 1981. 55 с.
- Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 215 с.
- Смирнов В. И. Соотношение осадочного и гидротермального процессов при формировании колчеданных руд в юрских флишеидах Большого Кавказа.— Докл. АН СССР, 1967, т. 177, № 1, с. 193—195.
- Смирнов В. И. О металлогении океана.— Геол. рудных месторождений, 1975, № 1, с. 3—13.
- Твалчрелидзе Г. А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. М.: Недра, 1977. 110 с.
- Твалчрелидзе Г. А. О типах колчеданных месторождений и провинций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 5—16.
- Твалчрелидзе Г. А., Буадзе В. И. Об источниках рудного вещества в месторождениях колчеданной формации.— В кн.: Проблемы металлогении и рудогенеза. Алма-Ата: Наука, 1974, с. 118—149.
- Филатов Е. И., Ширай Е. П. О формационной принадлежности колчеданных месторождений.— Геол. рудных месторождений, 1980, № 5, с. 41—52.
- Фоллинсби Р. Э. Докембрийские металлогенические эпохи — атмосферные или центросферные? — В кн.: Очерки современной геохимии и аналитической химии. М.: Наука, 1972, с. 253—262.
- Фролова Т. И., Бурикова И. А., Гуцин А. В. и др. О петрологических различиях колчеданосных и неколчеданосных вулканогенных формаций геосинклиналей.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., 1974, с. 400—410.
- Щерба Г. Н. Очерки металлогении Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1981. 240 с.
- Anderson Ch. A. Massive Sulphide Deposits and Volcanism.— Econ. Geol., 1969, N 2, с. 586—603.
- Cronan D. S. Metallogenesis at Oceanic Spreading Centres.— J. Geol. Soc., 1980, v. 137, N 4, с. 621—626.
- Hutchinson R. W. Volcanogenic sulfide deposits and their metallogenic significance.— Econ. Geol., 1973, N 8, с. 1223—1240.
- Jenks W. F. Origin of some massive pyritic ore deposits of Western Europe.— Econ. Geol., 1975, N 3, p. 488—498.

Д. И. ГОРЖЕВСКИЙ, В. Б. ЧЕКВАИДZE

## ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ КОЛЧЕДАНО-ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Колчеданно-полиметаллические месторождения формируются в тесной связи с вулканическими процессами и разнообразие их геолого-генетических типов определяется различиями в обстановке накопления рудных залежей. Последние в дальнейшем могут претерпевать воздействие разнообразных факторов (контактовых, регионально- и динамометаморфических, гидротермальных и т. д.), меняющих изначальный облик рудных объектов и обуславливающих разномасштабное разложение и последующую регенерацию рудного вещества вплоть до появления новых месторождений. Соответственно представляется рациональным разделение колчеданно-полиметаллических объектов на три группы: первичные, преобразованные, новообразованные.

Наиболее четко индивидуализированные черты, используемые для создания моделей, свойственны первичным и некоторым видам новообра-



Модели колчеданно-полиметаллических месторождений: а — субвулканического, б — приповерхностного субаквального, в — приповерхностного субаэрального, г — гидротермально-регенерированного.

1 — вмещающая осадочно-вулканогенная толща; 2 — липаритовые порфиры субвулканические; 3—7 — метасоматиты кислотного выщелачивания: 3 — кварц-серицитовые по порфирам, 4 — кварц-серицитовые по вмещающим вулканитам, 5 — гидрослюдисто-кварцевые по экзрузивным риолитам, 6 — комплекс сольфатарных продуктов, 7 — хлорит-серицит-кварцевые; 8 — внешние зоны кварц-серицитового ореола; 9 — внешние зоны ореола аргиллизации; 10 — пропилитизация; 11—14 — метасоматиты осаждения: 11 — хлоритовые, 12 — карбонат-хлоритовые и серицит-карбонат-хлоритовые, 13 — карбонат-серицитовые и существенно серицитовые, 14 — альбитовые; 15 — синрудные метасоматиты; 16—22 — руды: 16 — медные и медно-цинковые, 17 — полиметаллические, 18 — барит-полиметаллические, 19 — пирит-халькопиритовые «силикатные», 20 — гипсовые, 21 — полиметаллические и барит-полиметаллические нерасчлененные, 22 — колчеданно-полиметаллические нерасчлененные; 23 — контакты пород и метасоматитов; 24 — границы внешних зон изменений.

зованных месторождений. Группа преобразованных месторождений вследствие многофакторности воздействующих процессов и широко варьирующей степени преобразований вынуждает разрабатывать большое число моделей, индивидуализация которых в настоящее время затруднена ввиду ограниченности целенаправленных фактических материалов.

**Первичные** колчеданно-полиметаллические месторождения формируются в трех основных геологических обстановках: субвулканической, приповерхностной субаквальной и приповерхностной субаэральной. Каждой из этих обстановок соответствует самостоятельная модель месторождения (см. рисунок).

Модель субвулканического месторождения (см. рисунок, а) основана на изучении ряда рудных объектов, локализующихся в складчато-блоковых районах Рудного Алтая (Орловское, Ново-Золотушинское, Риддер-Сокольное, Рубцовское и другие месторождения). Главные черты их строения определяются тесными пространственно-парагенетическими связями рудоносных зон с субвулканическими интрузиями водонасыщенных липаритовых порфиров («флюид-порфиров» — по Г. Ф. Яковлеву и Е. Б. Яковлевой [1972]). В теле интрузий или их экзоконтактах развиваются рудоподводящие зоны выщелачивания (эти варианты на модели совмещены), которые с приближением к поверхности сменяются рудолокализирующими зонами осаждения. Последние нередко дифференцированы по вертикали с обособлением (снизу вверх) зон: а) хлоритолитов; б) серицит-карбонат-хлоритовых метасоматитов; в) карбонат-серицитовых и существенно серицитовых метасоматитов. Метасоматической зональности соответствует рудная, выражающаяся в смене от глубин к поверхности

медноколчеданных и медно-цинковых руд полиметаллическими и далее барит-полиметаллическими.

Приведенная модель отражает связь месторождений с потоками растворов, генерируемых (или инципируемых) порфировой магмой в очаговых зонах. На путях подъема растворов осуществляется полный цикл кислотно-основных преобразований, причем смена безрудных зон выщелачивания рудолокализирующими зонами осаждения происходит в условиях резких падений температур и давлений при выходе растворов из околопорфировых и внутрипорфировых зон в тектонически нарушенные вмещающие породы. Дифференциация нерудного и рудного вещества в пространстве обусловлена совместным и однонаправленным воздействием факторов изменения кислотности и окислительного потенциала растворов по мере приближения их к поверхности [Горжевский и др., 1977; Чекваидзе, 1978].

Модель приповерхностного субаквального месторождения (см. рисунок, б) построена на данных изучения среднемиоценовых колчеданно-полиметаллических объектов области «зеленых туфов» в Японии [Мацукума, Хорикоси, 1973; Зотов, Русинов, 1975; Колчеданные месторождения мира, 1979; *Geology...*, 1974]. Руды на этих месторождениях, объединяемых в тип Куроко, локализуются в сводовых и склоновых частях рилитовых и риодацитовых куполов, прорывающих толщу вулканитов среднего и умеренно кислого (редко — основного) состава. В верхних экзоконтактах куполов нередко развиты эксплозивные брекчии. Рудные залежи имеют Т-образную форму, причем в крутозалегающей их части развиты прожилково-вкрапленные пирит-халькопиритовые («силикатные») руды, а в пологой части — массивные медноколчеданные и барит-полиметаллические. По мнению большинства исследователей, силикатные руды формировались метасоматическим путем. Для массивных сульфидных залежей предполагается гидротермально-осадочный механизм рудонакопления. На месторождениях типа Куроко нередко присутствуют и гипсовые залежи, для которых допускается комбинированный способ образования.

Риолиты и сопряженные с ними тела эксплозивных брекчий претерпевают интенсивное кислотное выщелачивание и преобразование в гидрослюдасто-кварцевые метасоматиты. К периферии степень выщелачивания пород снижается (господствует смешанослойный минерал типа слюда — монтмориллонит) и наблюдается переход к пропилитам, имеющим площадное распространение. Резкое падение интенсивности изменений характерно для надрудных горизонтов, причем зоны осаждения выщелоченных компонентов либо отсутствуют, либо выражены крайне ограниченно, что связывается с рассеянием вынесенных оснований в массе морских вод.

Данная модель отражает парагенетическую (а возможно, частью и генетическую) связь минерализующих растворов с субвулканическими интрузиями и экструзиями риолитов с выходом гидротерм на дно морского бассейна, где рудоотложение происходит в условиях ограниченного доступа кислорода поверхности.

Модель приповерхностного субаэрального месторождения (см. рисунок, в) синтезирует главные черты строения ряда колчеданно-полиметаллических объектов Малого Кавказа (Маднеули, Ахтала и др.), Среднегорской зоны НРБ (Челопеч, Радка) и некоторых других провинций. На примере одного из наиболее изученных объектов — Маднеульского месторождения (Ю. И. Назаров, В. Г. Гогишвили, Д. В. Аревадзе, Д. Г. Аджирей, Н. К. Курбанов и др.) выявляется приуроченность оруденения к локальным близко изометричным структурам типа горст-антиклинали, осложненной баркасом разломов (Д. Г. Аджирей), или кальдеры проседания (Н. К. Курбанов). В пределах этой структуры вмещающие пропилитизированные осадочно-вулканогенные толщи андезитовидного профиля претерпевают интенсивное кислотное выщелачивание, нарастающее от глубин к поверхности. В этом направлении пропилиты сменяются частично выщелоченными их разностями (хлорит-серицит-кварцевыми метасоматитами) и далее комплексом сольфатарных продуктов (монокварциты с алунитом,

опалом, ярозитом, самородной серой и т. д., кварц-гидрослюдистые, алу-нит-каолинит-кварцевые и другие подобные им породы). Метасоматической зональности соответствует рудная, и на уровне хлорит-серицит-кварцевых метасоматитов локализуются медноколчеданные (в основном прожилково-вкрапленные) руды, а на уровне сольфатаритов — барит-полиметаллические (нередко массивные). Связь с субвулканическими и экструзивными образованиями остается проблематичной, однако иногда она выражена достаточно отчетливо (Ахтала). Приведенная модель иллюстрирует случаи прогрессирующего окисления гидротерм на путях их подъема под воздействием кислорода открытой поверхности с нарастающим кислотности растворов [Набоко, 1963, 1969; Общие условия..., 1978; и др.], что определяет пространственную дифференциацию как рудного, так и нерудного вещества.

**Новообразованные месторождения** наиболее изучены (применительно к процессам гидротермальной регенерации) на объектах региональных зон смятия Рудного Алтая (Березовское, Ново-Березовское, Иртышское, Тишинское и другие месторождения). Их отличительной чертой является приуроченность рудных залежей к протяженным (в плане и на глубину) зонам повышенного расщелачивания и интенсивного кислотного выщелачивания (кварц-серицитового замещения), пересекающим различные части палеозойского разреза вмещающих толщ, субвулканические и более поздние гранитоидные интрузии [Горжевский и др., 1977; Чекваидзе, 1978]. Руды локализуются на уровне выщелачивания, характеризующемся четко выраженной поперечно-зональной колонкой, причем с переходом к вышележащим зонам осаждения (хлоритовой, карбонат-хлоритовой и альбитовой) масштаб оруденения обычно резко сокращается (см. рисунок, 2). Вертикальная метасоматическая зональность на уровне выщелачивания и рудная зональность носят мало контрастный «растянутый» характер. Руды сопровождаются синрудными метасоматитами (существенно хлоритовыми) и вместе с ними отчетливо наложены на выщелоченные породы как продукты более поздней стадии гидротермального процесса.

Зоны кварц-серицитовых метасоматитов могут быть как рудоносными, так и безрудными. Замечено, что первые в основном распространены в эйфель-франкской части разреза вмещающих пород, продуктивной для синвулканогенного оруденения. Имеются и прямые наблюдения над пересечением «древних» рудных залежей зонами наложенных изменений с регенерацией в них рудного вещества [Чекваидзе и др., 1979]. Модель месторождений данного типа отражает воздействие восходящего потока кислотных гидротерм в глубинных условиях и на достаточно протяженных путях, что определяет появление «опережающей кислотной волны» (формирующей зоны выщелачивания и надрудные зоны осаждения) и затем «тыловой волны оснований и рудных компонентов» [Коржинский, 1958, 1969]. Источник растворов предположительно связывается с зонами ультраметаморфизма и гранитизации в породах фундамента.

Рассмотрев модели колчеданно-полиметаллических рудных объектов, следует констатировать необходимость их дальнейшей разработки, в особенности для групп преобразованных и новообразованных месторождений.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Горжевский Д. И., Чекваидзе В. Б., Исакович И. З. Типы полиметаллических месторождений Рудного Алтая, их происхождение и методы поисков. М.: Недра, 1977. 197 с.
- Зотов А. В., Русинов В. А. Зональность и парагенезисы в околорудных породах на двух месторождениях типа Куроко в Японии. — В кн.: Метасоматиты и оруденение. М.: Наука, 1975, с. 179—216.
- Колчеданные месторождения мира/Бородаевская М. Б., Горжевский Д. И., Кривцов А. И. и др. М.: Недра, 1979. 284 с.
- Коржинский Д. С. Гидротермальная кислотно-щелочная дифференциация. — Докл. АН СССР, 1958, т. 122, № 2, с. 267—270.
- Коржинский Д. С. Теория метасоматической зональности. М.: Наука, 1969. 110 с.

- Мацукума Т., Хорикоси Е. Обзор месторождений Японии.— В кн.: Вулканизм и рудообразование. М.: Мир, 1973, с. 129—150.
- Набоко С. И. Гидротермальный метаморфизм пород в вулканических областях. М., Изд-во АН СССР, 1963. 172 с.
- Набоко С. И. Условия формирования и особенности современной гидротермальной метасоматической формации Камчатско-Курильской вулканической дуги.— В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М.: Наука, 1969, с. 3—8.
- Общие условия магматизма и рудообразования в геосинклиналях/Власов Г. М., Борисов О. Г., Петраченко Е. Д., Попова М. И. М.: Наука, 1978. 203 с.
- Чекваидзе В. Б. Метасоматические формации полиметаллических месторождений Рудного Алтая и их поисковое значение.— В кн.: Метасоматизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 147—161.
- Чекваидзе В. Б., Кудрявцева Н. Г., Исакович И. З. О двух типах рудно-метасоматических ассоциаций на Богатыревско-Осочихинском рудном поле (Рудный Алтай).— Изв. вузов. Геология и разведка, 1979, № 5, с. 118—119.
- Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б. Рудоносные флюид-порфиновые комплексы Юго-Западного Алтая.— Вестн. МГУ. Сер. геол., 1973, № 2, с. 72—86.
- Geology of Kuroko deposits. Tokio, 1974.*

А. Н. БАРЫШЕВ

### МОДЕЛЬ САМОРАЗВИТИЯ СТРУКТУР КОЛЧЕДАНОНОСНЫХ СИСТЕМ В ВУЛКАНОГЕННЫХ ГЕОСИНКЛИНАЛЯХ

Колчеданосная вулканогенная геосинклиналь представляет собой систему, имеющую иерархическое строение, в которую входят системы разного порядка: структурно-формационные зоны — вулканогенно-рудные узлы (ВРУ) — месторождения — рудные тела (см. таблицу). В основу ранжирования положены принципы в первую очередь генетической самостоятельности и во вторую — вещественной индивидуальности. Рудный район и рудное поле при этом занимают промежуточные положения между системами соответственно II—III и III—IV порядков.

Согласно разработкам М. Б. Бородаевской, А. И. Кривцова, Е. И. Ширая [1977], Г. М. Власова [Молодые геосинклинали..., 1978] и других исследователей, вулканогенные колчеданосные геосинклинали сопоставляются с частями островодужных систем и обрамляющих их окраинных морей. В вулканогенной геосинклинали при этом в направлении от океана к континенту выделяются три структурно-формационные зоны: 1) барьерная (соответствует внутренней островной дуге); 2) внутренняя (переходная от внутренней дуги к окраинному морю); 3) тыльная (часть окраинного моря, прилежащая к внутренней дуге). Есть основание полагать, что геодинамическая обстановка развития островных дуг прошлого была сходна с современными, для которых комплексом методов фиксируется близгоризонтальное сжатие нормально их простираению [Кропоткин, 1977, 1980]. Ранее В. И. Смирновым [1974] показана применимость модели с зоной Бенюфа для развития разновозрастных колчеданосных провинций.

Формирование колчеданосных систем в вулканогенной геосинклинали является следствием реакции периокеанического сектора тектоносферы на близгоризонтальное сжатие, приводящей к саморазвитию сложного процесса. Первым следствием является формирование зоны разрывов типа зоны Бенюфа с наклонным падением в сторону континента. Угол падения зоны Бенюфа в литосфере положе, чем в астеносфере, в связи с разными углами скальвания в средах разной вязкости. Известно, что угол скальвания уменьшается с увеличением внутреннего трения  $f_n$ , а последнее связано с вязкостью прямой зависимостью:  $f_n = \eta dU/dz$  [Шулейкин, 1968], где  $dU/dz$  — градиент скорости  $U$  относительно координат по оси  $z$ , а  $\eta$  — вязкость. Увеличение угла падения современных сейсмофокальных зон в астеносфере видно по размещению очагов землетрясений в вертикальных разрезах через островные дуги Курильскую, Японскую, Тонга,

Схема соотношений элементов структуры колчеданосных систем вулканогенной геосинклинали (для одного цикла развития, без миграции зоны Беньофа)

Главные глубинные структурные элементы колчеданосных систем	Поверхностные и приповерхностные структурные элементы			Порядок систем	
	Части системы существенно колчеданосные	Характер границ колчеданосных элементов и принципы их выделения	Части системы в малой степени колчеданосные и неколчеданосные		
	РУДНОЕ ТЕЛО — система минеральных зон	В пределах продуктивных вулканогенных формаций	Границы определяются прагматически в пределах:	месторождения	V
Секущие зоны околорудных метасоматитов	Месторождение — система сближенных рудных тел и рудоконтролирующих элементов			рудного поля	IV
Система рудоотводящих разрывов и рудоносных жерловин	Рудное поле — фрагмент вулканогенно-рудного узла с системой рудоносных кремнекислых экстррузивов, приэкструживных депрессий, месторождений			вулканогенно-рудного узла	Толщи высокотитанистых базальтов, интрузивы разного состава
Промежуточный внутрикоровый магматический очаг; разрывы, ограничивающие кальдерные блоки, корни кремнекислых экструживов	ВУЛКАНОГЕННО-РУДНЫЙ УЗЕЛ — система крупного центрального вулкана (щитового, стратовулкана) с синвулканическими разрывами (радиально-концентрическими и субпараллельными ограничителями структурно-формационных зон), с кремнекислыми экструживами, приэкструживными депрессиями, месторождениями		Границы нечеткие. Проводятся по периферии кремнекислых гряд, окружающих кальдеру вулкана, по удаленным фациям вулканитов, с исчезновением концентрации колчеданных рудопроявлений	Межузловые блоки, сложенные непродуктивными формациями и удаленными фациями продуктивного центрального вулканизма	III
Зоны разрывов, контролирующие корни кремнекислых экструживов	Рудный район — фрагмент внутренней структурно-формационной зоны, объединяющий сходные по субформациям и по позиции части сближенных вулканогенно-рудных узлов (кремнекислые гряды, прибортовые области рифтовой подзоны сближенных узлов) либо несколько узлов целиком		Комбинация разрывов, ограничивающих структурно-формационные зоны и кальдеры, наложенные грабени и горсты, полосы взаимоперехода непрерывной субформации в контрастную		
Система внутрилитосферных магматических колонн с коровыми очагами; система коровых и трансоровых разломов	ВНУТРЕННЯЯ СТРУКТУРНО-ФОРМАЦИОННАЯ ЗОНА — система цепочки вулканогенно-рудных узлов и межузловых блоков. Осевая часть зоны (подзона) может иметь рифтовую структуру при слиянии кальдер соседних узлов		Шовные зоны межзональных разломов	Внешняя и тыльная структурно-формационные зоны	II
Очаг выплавления магм в астеносфере; система субвертикальных транслитосферных разломов	ВУЛКАНОГЕННАЯ ГЕОСИНКЛИНАЛЬ — система структурно-формационных зон (одного цикла)				I

представленных в работах Л. Сайкса [1970], С. А. Ушакова [1974], Н. А. Беляевского с соавторами [1977] и др.

Излом угла падения зоны Бенъофа на границе литосфера — астеносфера при осуществлении надвигово-поддвиговых движений приводит к двум другим важным следствиям.

Во-первых, под пологой частью зоны снижается всестороннее давление благодаря механизму «поддержки» и снятию части литостатической нагрузки. Снижение давления в верхней части астеносферы приводит к выплавлению базальтовых магм из пиролита, образующих первичный очаг с твердым гипербазитовым остатком, протяженный вдоль простирания перегиба зоны Бенъофа (рис. 1, а).

Во-вторых, ось алгебраически наибольших (наименьших сжимающих) главных нормальных напряжений  $\sigma_1^{\text{II}}$  во вторичном поле напряжений (измененном относительно первичного благодаря «поддержке») приобретает ориентировку, близкую к восстанию крутой части зоны Бенъофа (рис. 1, б). Снижение всестороннего сжатия от  $\sigma_m^{\text{I}}$  до  $\sigma_m^{\text{II}}$  в участке перегиба зоны Бенъофа и соответственно величины наименьших сжимающих главных нормальных напряжений от  $\sigma_1^{\text{I}}$  до  $\sigma_1^{\text{II}}$  при неизменной величине наибольших сжимающих главных нормальных напряжений  $\sigma_3$  приводит к формированию крутопадающих транслитосферных разрывов, оперяющих зону Бенъофа и определяющих границы структурно-формационных зон. Причины появления оперяющих разрывов видны из диаграммы О. Мора (рис. 1, в). При разности  $\sigma_3 - \sigma_1^{\text{II}}$  величина наибольших касательных напряжений достигает огибающей больших кругов, т. е. предела прочности. Ориентировка разрывов и направления относительных перемещений по ним согласуется с вторичным полем напряжений.

Вдоль транслитосферных разломов происходит частичный дренаж первичных базальтовых выделок, трещинные извержения которых образуют наиболее раннюю — однородную, непродуктивную формацию, наиболее развитую в тыльных структурно-формационных зонах базальтоидных провинций. Быстрый подъем магм определяет афировый облик базальтов, их относительно высокотитанистый состав (без потери титана в результате кристаллизационной дифференциации), повышенные в сравнении с базальтоидами продуктивных неоднородных формаций кларки меди [Кривцов, 1979], практически без ее экстракции и вовлечения в рудообразующие процессы. Дренаж способствует проседанию литосферных блоков в очаг и проседанию ложа геосинклинали.

Уже на первых стадиях зарождения первичного магматического очага неизбежно возникает гравитационная неустойчивость, и вследствие этого на его поверхности появляются волнообразные коробления. Теоретически и экспериментально установлено [Рамберг, 1970], что в обстановке гравитационной неустойчивости при определенных соотношениях вязкостей веществ питающего (нижнего) и перекрывающего слоев, их плотностей и мощностей существует доминирующая длина волны, обеспечивающая наиболее быструю по сравнению с волнами иной длины рост купола на ее гребне (рис. 2, а). Из таких куполов (или адвективных ячеек) на поверхности магматического очага вырастают колонны, которые в литосфере и в земной коре, в частности, являются корнями промежуточных магматических очагов (рис. 2, б). Над последними, в свою очередь, развиваются вулканогенно-рудные узлы. Магматические колонны развиваются главным образом над осевой частью первичного магматического очага, над которой формируется внутренняя структурно-формационная зона.

Анализ закономерностей размещения ВРУ показывает, что расстояния между их центрами в разных колчеданосных провинциях кратны определенной величине, именуемой «колчеданным шагом». Введение в методику определения «колчеданного шага» более строгих ограничений, чем это делалось автором ранее [Барышев, 1977], а именно более точного определения центров ВРУ, измерения расстояний только по простиранию и только в единых структурно-формационных зонах, показывает, что рас-

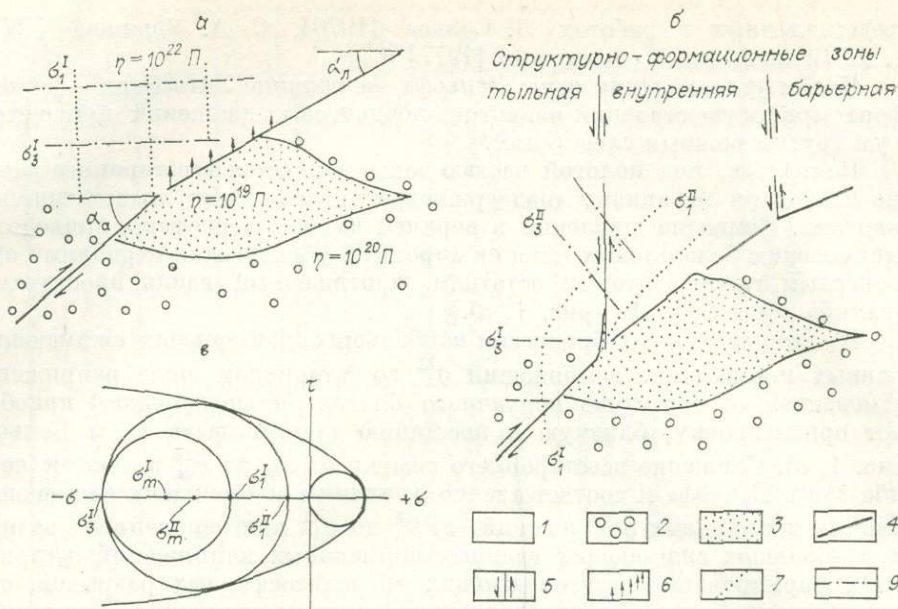


Рис. 1. Формирование первичного магматического очага и тектонических разрывов на границе литосфера — астеносфера.

*a* — зарождение зоны Бенюфа, выплавление первичных магм при снятии части литостатического давления в результате действия механизма «поддержки»; *b* — развитие субвертикальных разрывов, оперяющих зону Бенюфа и ограничивающих в верхней части земной коры структурно-формационные зоны; *c* — диаграмма О. Мора, поясняющая причины появления оперяющих разрывов во вторичном (искаженном первичном) поле напряжений.

1 — литосфера; 2 — астеносфера; 3 — первичный магматический очаг; 4 — главная поверхность зоны Бенюфа; 5 — оперяющие ее сверхглубинные (транслитосферные) разломы; 6 — действие механизма «поддержки»; 7, 8 — траектории главных нормальных напряжений; 7 — алгебраически наибольших (наименьших сжимающих)  $\sigma_1, \sigma_3$  — алгебраически наименьших  $\sigma_1, \sigma_3$  — всестороннее давление; — касательные напряжения; I, II — индексы первичного и вторичного полей напряжений;  $\alpha_a, \alpha_{\text{л}}$  — углы скалывания в астеносфере и литосфере;  $\eta$  — вязкость.

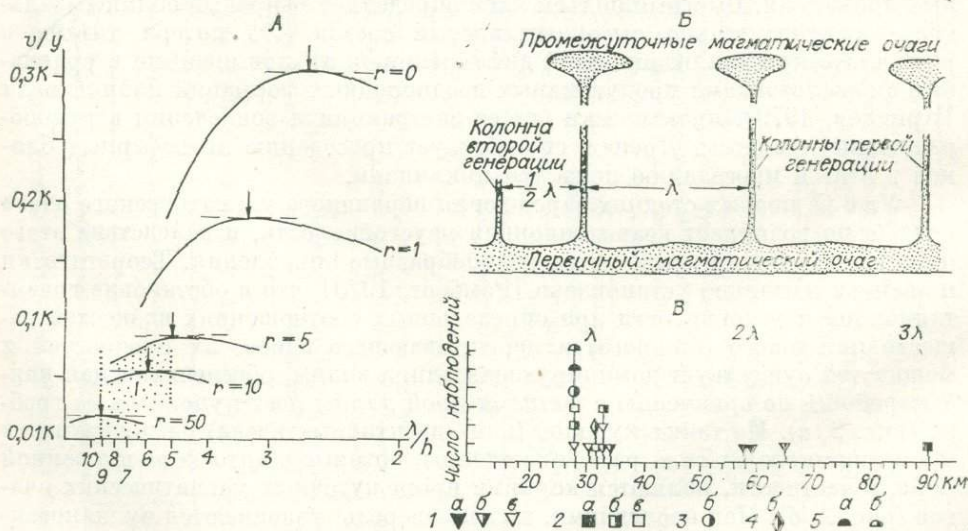


Рис. 2. Закономерности размещения вулканогенно-рудных узлов.

*A* — диаграмма Х. Рамберга [1970], характеризующая условия плотностной инверсии, определяющие расстояния между адвективными ячейками.  $K = \Delta \rho g h / 2 \eta_0$ ;  $r = \eta_a / \eta_0$  ( $\Delta \rho$  — разница в плотности питающего и перекрывающего материалов;  $h$  — мощность питающего слоя (магматического очага);  $\eta_a, \eta_0$  — вязкости покрывающего и питающего (легкого) материалов;  $g$  — ускорение силы тяжести);  $\lambda$  — длина волны;  $v/y$  — относительная скорость роста амплитуды волны на гравитационно неустойчивой поверхности. Крапом I показана область наиболее вероятных значений  $r$  в момент зарождения плотностной инверсии при выплавлении первичных базальтовых магм.

*B* — схема продольного сечения магматических очагов и колонн.

*B* — измеренные расстояния между центрами колчедановых вулканогенно-рудных узлов в провинциях: 1 — Урала, 2 — Алтая, 3 — Северного Кавказа, 4 — Чингиза, 5 — Гиссара (*a* — расстояния между узлами с фиксированными центрами; *b* — между узлом и фрагментом другого узла; *e* — между фрагментами узлов, в которых центр четко не фиксирован).

стояния между ВРУ независимо от типа провинции кратны величине около 30 км (рис. 2, *е*), в редких случаях половине этой величины. Отсюда следует, что условия развития и параметры мантийных первичных магматических очагов практически не зависят от типа земной коры, типа литосферы. Очевидно, что параметры первичного магматического очага определяются той величиной, на которую может быть снижено всестороннее давление в мантии, необходимое для выплавления магм. Эта величина ограничивается прочностью пород. Приведенный вывод согласуется с тем, что над современными островными дугами и прилежащими глубоководными желобами фиксируются антиизостатические гравитационные аномалии, которые, согласно расчетам С. А. Ушакова [1974], можно вызвать (или скомпенсировать) вертикальным давлением, равным  $2 \cdot 10^2 - 1,5 \cdot 10^3$  кг/см<sup>2</sup>, т. е. по величине сопоставимым с прочностью пород [Гзовский, 1963; Справочник..., 1969].

Исходя из теоретической диаграммы Х. Рамберга [1970], характеризующей условия плотностной инверсии, а также из оценок мощности первичного магматического очага, можно получить данные о вязкости вещества последнего (см. рис. 2, *а*). Очевидно, что вязкость вещества очага с зарождающейся магмой заведомо ниже вязкости окружающего его вещества астеносферы, т. е.  $r > 1$ . При  $\lambda = 30$  км (величина «колчеданного шага»), исходя из графика,  $h < 10$  км. Мощность базальтов однородной формации во многих провинциях составляет 300—500 м, а нередко и более. Если принять за сопоставимые по величине площадь очага и площадь эффузивных излияний, с учетом того, что в пиролите базальтовая составляющая занимает  $1/4 - 1/5$  часть, то мощность первичного очага оценивается не менее чем в 2—3 км. Вероятно, мощность очага в момент зарождения плотностной инверсии находится в пределах 2—10 км, т. е. при  $h = 5 - 6$  км  $r = 10$ . Позже мощность очага, очевидно, увеличивается, так как средние мощности непродуктивных однородных и последующих продуктивных неоднородных вулканогенных формаций достигают в сумме 2 км и более.

Согласно расчетам Е. В. Артюшкова [1966] и С. А. Ушакова [1974], вязкость астеносферы имеет порядок  $10^{20}$  П. Следовательно, вязкость первичного магматического очага в момент зарождения плотностной инверсии (при  $r = 10$ ) составляла около  $10^{19}$  П. Такой вязкостью обладают песчано-глинистые толщи [Гзовский, 1963], а очаг, состоящий из базальтовых выплавов и твердого гипербазитового остатка, должен обладать сейсмическими свойствами твердого тела. Данные выводы позволяют считать правомерной модель с протяженным первичным очагом наряду с тем, что в современных островодужных системах собственно магматические, с низкой вязкостью очаги фиксируются только локально. Следовательно, отделение базальтовой магмы от очага в больших объемах происходит только через адвективные ячейки.

Механизм подъема колонн базальтовой магмы через литосферу, по всей вероятности, включает в себя всплывание, сопровождаемое проплавлением и конвективным тепломассопереносом, в комбинации с инжецированием магм в тектонически ослабленные области, обусловленные разрывами.

При достижении магматическими колоннами переходной области между базальтовым и гранитным слоями земной коры из-за малой плотности вышележащих образований силы плавучести, воздействующие на колонны, ослабевают. Относительно малый вес перекрывающих толщ создает возможность латеральных внедрений магм в земной коре, что приводит к формированию промежуточных лакколитообразных очагов. Существование подобных очагов под современными вулканами фиксируется геофизическими, в частности сейсмическими, методами [Балеста, 1971; Федотов, 1976; и др.], а под колчедановыми палеовулканами — следует из ряда косвенных фактов: сближенности во времени ассоциации вулканических и интрузивных тел; фиксации геофизическими методами тяжелых масс под рудными районами и узлами; наличия кальдер до 10—20 км в диаметре;

выплавления большого объема кислых вулканитов в липаритоидных провинциях, требующего большой затраты тепла, которое может поступать только из значительных по латерали и по вертикали масс базальтоидных магм. Подъем кровли базальтового слоя в колчеданосных провинциях, очевидно, обусловлен застывшими промежуточными очагами.

Медленный подъем магмы в колоннах и отстой в промежуточных очагах способствуют формированию порфирирового облика базальтов продуктивных формаций, обеднению их титаном. Взаимодействие первичных магм с веществом земной коры в промежуточных очагах приводит к выплавлению кремнекислых магм, наиболее интенсивно проявленному в липаритоидных провинциях, активизации летучих компонентов, экстракции меди, свинца, цинка из магмы и земной коры, вовлечению их в процесс рудообразования.

Состав коровых выплавок, составы вулканогенных и соответствующих им рудных формаций колчеданного семейства существенно зависят от типа земной коры (субокеанического в базальтоидных и субконтинентального в липаритоидных провинциях). Механизм же структурного развития ВРУ над промежуточными очагами имеет много общих черт в провинциях разного типа. Давление колонн через промежуточные очаги на породы кровли последних приводит к развитию радиально-концентрического каркаса разрывов (рис. 3, а, б). При извержениях эти разрывы обуславливают проседание фундамента центральной части вулкана (рис. 3, в). В результате кровля промежуточного магматического очага под периферией крупного вулкана оказывается на более высоком гипсометрическом уровне, чем в центре [Барышев, 1972]. В камерах с более высокой кровлей скапливаются кремнекислые выплавки и дифференциаты, а центральная часть очага питает вулкан более основными магмами. Латеральная неоднородность промежуточного очага обуславливает латеральную зональность вулканогенных и рудных субформаций от центра ВРУ к его периферии: а) от зон более базальтоидных — к более кремнекислым; б) от непрерывных субформаций — к контрастным; в) от месторождений относительно в большей степени медных — к месторождениям в большей степени цинковым, полиметаллическим и баритовым (рис. 3, г, д).

Силы плавучести и выжимание магм через радиальные и концентрические разрывы при просадках фундамента в очаг приводят к формированию кремнекислых экструзивов, развитых преимущественно по бортам крупных базальтовых щитовых вулканов и стратовулканов. На фоне развития гетерогенного кремнекислого вулканизма колчеданные руды предваряют, сопровождают и завершают формирование экструзивов существенно кварцевых (апокристобалитовых) липаритов и дацитов, к которым они пространственно тяготеют. Время вулканогенно-осадочного колчеданообразования сближено с извержениями натровых липаритов и дацитов не только в базальтоидных провинциях, но и в липаритоидных, где общий профиль вулканических серий калий-натровый и натрий-калиевый. Этим лишний раз подчеркивается связь колчеданного оруденения с базальтоидным магматизмом, для которого наиболее характерна ассоциация с натровыми кислыми породами. При этом наиболее рудоносны кремнекислые магмы.

Формирование рудолокализирующих депрессий связано с вулканотектоническими движениями и во многом определяется гидродинамикой экструзивного процесса. Приэкструзивные депрессии сопоставимы с краевыми синклиналиями, сопровождающими соляные купола [Рамберг, 1970]. Руды могут локализоваться на разных стратиграфических уровнях в депрессиях под, над экструзивным куполом и в стороне от него. Рудные тела размещаются преимущественно на склонах кремнекислых гряд и у их подножий, обращенных в сторону центра крупного вулкана, над рудоконтролирующими кальдерными разрывами.

Саморазвивающийся процесс формирует первичные структуры колчеданосных систем, которые позже преобразуются под воздействием тектонических движений и внедрений интрузий.

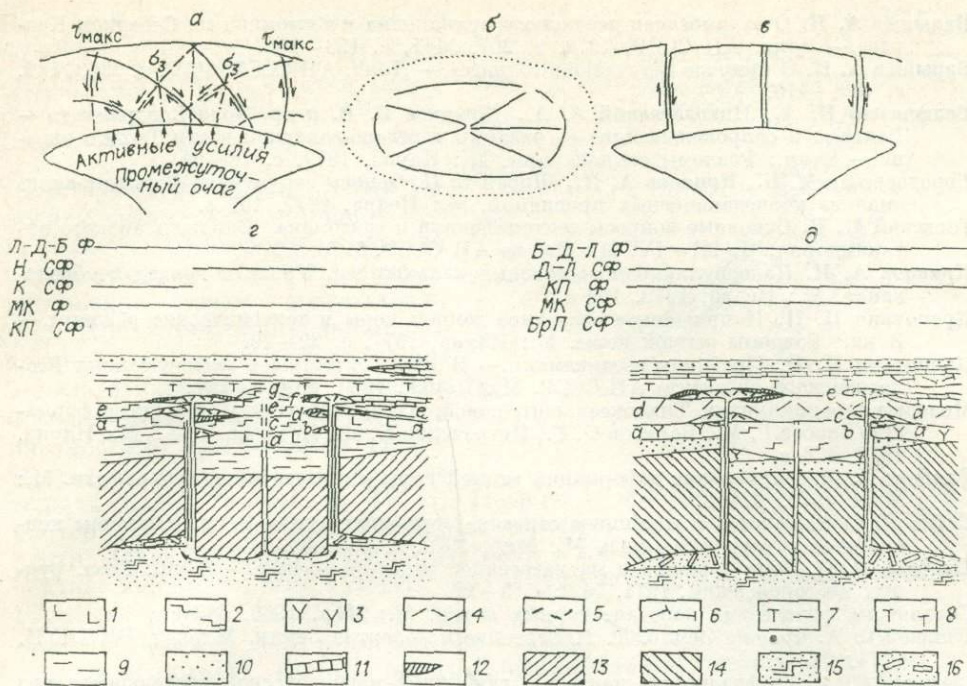


Рис. 3. Схема формирования колчеданосных вулканогенно-рудных узлов.

а — поле напряжений в вертикальном разрезе земной коры над промежуточным очагом до вулканических извержений (по экспериментам воздействия мягкого штампа на перекрывающий материал, по данным М. В. Газовского); б — радиально-концентрическая система разрывов в земной коре над очагом в плане; в — кальдерообразующий провал центрального блока, компенсирующий пространство, занимавшее изверженной магмой; г, д — схематические вертикальные разрезы ВРУ базальтоидных (г) и липаритоидных (д) провинций и латеральная позиция формаций и субформаций. 1 — высокотитанистые афировые базальты (аналоги однородной формации тыльной структурно-формационной зоны); 2 — базальтовые и андезит-базальтовые порфириты; 3 — андезит-дацитовые порфириты; 4 — существенно полевощатовые дацитовые и дацито-липаритовые порфириты; 5 — кварцевые липаритовые порфириты; 6 — трахиллипаритовые порфириты; 7 — толща яшмоидов, туффитов, песчаников, алевролитов; 8 — толща туфов преимущественно кислого состава, туффитов, песчаников; 9 — гайзитовые сланцы с прослоями алевролитов; 10 — песчанники с прослоями гравелинов и алевролитов; 11 — известняки и доломиты; 12 — пластовые тела колчеданных руд; 13, 14 — догеосинклинальный фундамент: субокеаническая (13), субконтинентальная (14) кора; 15 — базальтовая магма; 16 — кремнекислые выплавки и дифференциаты. Буквенные обозначения: Ф — формации, СФ — субформации: Л — Д — Б — липарит-дацит-базальтовая, Б — Д — Л — базальт-дацит-липаритовая, Н — непрерывная (базальт-андезит-базальт-андезит-дацит-дацит-липаритовая), К — контрастная (липарит-базальтовая), МК — медноколчеданная, КП — колчеданно-полиметаллическая, БрП — барит-полиметаллическая; а, б, в, г, д, е, ф, г — продукты фаз вулканизма.

Рассмотренная модель саморазвития колчеданосных систем в вулканогенных геосинклиналях использует ряд известных закономерностей в формировании и локализации оруденения и вместе с тем обосновывает новый поисковый критерий — концентрации колчеданного оруденения с зональной изменчивостью его состава в вулканогенно-рудных узлах, закономерно расположенных в пределах внутренних структурно-формационных зон через расстояния около 30 км.

Из описанных особенностей формирования ВРУ следует, что их продуктивности в пределах определенной структурно-формационной зоны конкретной провинции в большинстве случаев должны быть соизмеримы. Однако в пределах самих ВРУ оруденение распределено неравномерно, и, следовательно, продуктивности их фрагментов — рудных полей — могут варьировать в весьма широких пределах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Артюшков Е. В. О характере изменения вязкости верхней мантии с глубиной. — Изв. АН СССР. Физика Земли, 1966, № 8, с. 8—21.  
 Балеста С. Т. Методика «просвечивания» глубинных частей вулканических аппаратов сейсмическими волнами. — В кн.: Вулканизм и глубины Земли. М.: Наука, 1971, с. 98—101.

- Барышев А. Н. О взаимосвязи девонского вулканизма и тектоники на Северном Кавказе.— Докл. АН СССР, 1972, т. 207, № 1, с. 153—156.
- Барышев А. Н. О природе «колчеданного шага». — Докл. АН СССР, 1977, т. 236, № 2, с. 408—410.
- Беляевский П. А., Николаевский А. А., Ермаков Б. В. и др. Зона Заварицкого — Беньофа и сопровождающие ее разломы в северо-западной части Тихого океана.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 78—84.
- Бородаевская М. Б., Кривцов А. П., Ширай Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М.: Недра, 1977. 153 с.
- Гзовский М. В. Основные вопросы тектонофизики и тектоники Байджансайского антиклинория. Ч. III—IV. М.: Изд-во АН СССР, 1963. 544 с.
- Кривцов А. И. Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 169 с.
- Кропоткин П. Н. Напряженное состояние земной коры и тектонические разломы.— В кн.: Разломы земной коры. М.: Наука, 1977, с. 22—29.
- Кропоткин П. Н. Проблемы геодинамики.— В кн.: Тектоника в исследованиях Геологического института АН СССР. М.: Наука, 1980, с. 176—247.
- Молодые геосинклинали Тихоокеанского пояса, их вулканогенные и рудные формации/Власов Г. М., Борисов О. Г., Петраченко Е. Д., Пошкова М. И. М.: Наука, 1978. 178 с.
- Рамберг Х. Моделирование деформаций земной коры с применением центрифуги. М.: Мир, 1970. 224 с.
- Сайкс Л. Сейсмичность и глубинное строение островных дуг.— В кн.: Окраины континентов и островные дуги. М.: Мир, 1970, с. 303—332.
- Смирнов В. И. Зоны Беньофа и магматогенное рудообразование.— В кн.: Геол. рудных месторождений, 1974, № 1, с. 3—17.
- Справочник физических констант горных пород. М.: Мир, 1969. 543 с.
- Ушаков С. А. Физика Земли. Т. 1. Строение и развитие Земли. М.: изд. ВИНТИ, 1974. 269 с.
- Федотов С. А. Геофизические данные о глубинной магматической деятельности под Камчаткой и оценка сил, вызывающих подъем магм к вулканам.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 4, с. 5—16.
- Шулейкин В. В. Физика моря. М.: Наука, 1968. 1083 с.

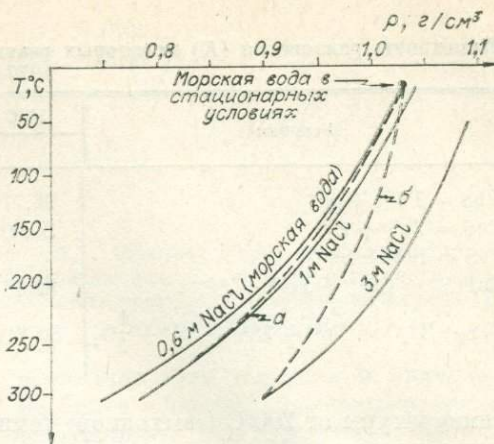
А. Г. ТВАЛЧРЕЛИДЗЕ

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ СТРАТИФОРМНОГО КОЛЧЕДАНООБРАЗОВАНИЯ В ВУЛКАНОГЕННЫХ И ОСАДОЧНЫХ ФОРМАЦИЯХ

В последние годы в геохимических публикациях большое внимание уделяется генетическим моделям образования гидротермально-осадочных руд. Это вызвано не только обобщением первых данных по рудоносности океанов [Emery, Skinner, 1977], но и многочисленными геологическими свидетельствами синседиментационности происхождения многих рудных формаций, в том числе рудноформационного семейства колчеданных месторождений. Существующие генетические модели в первом приближении разбиваются на два направления. Первое из них, которое можно назвать физико-химическим, возникновение гидротермально-осадочных руд и формирование их гипогенной зональности старается объяснить различным уровнем смешивания рудоносного раствора с морскими водами в вертикальном разрезе формирующегося месторождения [Large, 1977]. Второе — гидродинамическое — направление, развиваемое в основном австралийскими геологами [Turner, Gustafson, 1978; Solomon, Walshe, 1979a, b; Solomon e. a., 1980], рассматривает динамику такого смешивания, а формирование гипогенной зональности рудных тел трактует как раздельное осаждение цветных металлов и меди из «фонтанирующего» потока гидротермального раствора в среде морской воды. Постараемся показать, что оба этих направления не имеют под собой реальной геохимической почвы.

Многолетнее изучение геотермальной системы Красного моря [Современное гидротермальное рудоотложение, 1974] и теоретические геохимические исследования [Sato, 1972, 1977; Rickard, 1977; Shanks, Bischoff, 1977; Твалчрелидзе А. Г. и др., 1979; Твалчрелидзе А. Г., 1981] свиде-

Рис. 1. Плотностные характеристики модельных гидротермальных растворов и их смеси с морской водой [Solomon, Walshe, 1979a]. Смесь морской воды с раствором: а — 1М NaCl; б — 3М NaCl.



тельствуют, что обязательным условием синседиментационного сульфидного рудогенеза является окислительно-восстановительное расслоение среды рудоотложения. При этом формирование рассольной восстановительной зоны в палеодепрессиях дна бассейна обычно объясняется различными плотностями привносимых гидротермальных растворов и морской воды [Turner, Gustafson, 1978]. На рис. 1 показаны плотностные характеристики модельных флюидных систем (соленость которых эквивалентна 1М и 3М водному раствору NaCl) и их смеси с морской водой. Отчетливо видно, что если принять «выходную» температуру флюида за 200°C [Твалчрелидзе А. Г., 1981], то его плотность будет ниже плотности нормальной морской воды и постепенно смешивающийся с последней раствор должен всплывать. Высоту такого фонтанирования легко можно рассчитать с учетом уравнений гидродинамики [Solomon, Walshe, 1979b], однако необходимо иметь в виду, что температура раствора в морской среде падает очень резко и ниже 150°C он начнет оседать на дно, формируя рассольную зону. Состав такого рассола определяется динамикой смешивания первичного раствора с морской водой (см. рис. 1), вследствие чего на зрелой стадии существования системы мало отличается от химизма первичного флюида.

Ранее [Твалчрелидзе А. Г. и др., 1979; Твалчрелидзе А. Г., 1981] было показано, что в генетических моделях месторождений колчеданного семейства может быть использован модифицированный химический состав рассолов впадины Атлантик II (табл. 1). Используя эти данные, а также некоторые другие термодинамические константы (табл. 2), легко можно доказать, что главной причиной рудоотложения является резкое падение

Таблица 1

Активности ( $a$ ) некоторых компонентов гидротермального раствора (модифицированная модель рассолов впадины Атлантик II) по А. Г. Твалчрелидзе и др.

Компонент	25°C	150°C	250°C	Компонент	25°C	150°C	250°C
	-lg a				-lg a		
H <sub>2</sub> CO <sub>3</sub>	2,4	2,6	2,7	Fe <sup>2+</sup>	3,3	3,7	4,1
HCO <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3,3	5,0	—	FeOH <sup>+</sup>	6,3	5,6	5,3
CaHCO <sub>3</sub> <sup>+</sup>	3,5	3,9	5,7	Zn <sup>2+</sup>	6,3	9,4	13,9
MgHCO <sub>3</sub> <sup>+</sup>	4,4	3,1	3,1	ZnCl <sub>3</sub> <sup>-</sup>	3,8	4,3	4,8
CaSO <sub>4</sub>	3,0	3,3	3,1	ZnCl <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	3,4	3,9	4,4
MgSO <sub>4</sub>	3,5	2,5	1,9	Pb <sup>2+</sup>	11,0	11,0	13,2
NaSO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	2,1	2,2	2,6	PbCl <sub>3</sub> <sup>-</sup>	7,7	8,2	8,7
HSO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	—	5,1	3,9	PbCl <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	7,5	7,7	8,0
SO <sub>4</sub> <sup>2-</sup>	3,8	4,5	5,3	Cu <sup>2+</sup>	16,4	17,0	20,7
H <sub>2</sub> S	—	4,1	4,6	CuCl	7,0	7,3	7,8
HS <sup>-</sup>	—	3,1	2,0	CuCl <sub>2</sub> <sup>-</sup>	6,2	6,7	7,2
S <sup>2-</sup>	13,8	14,4	16,8				

Константы равновесия (K) некоторых реакций (с использованием данных [Говоров, 1977])

Реакция	50°C	100°C	150°C	200°C	250°C
	-lg K				
$PbS = Pb^{2+} + S^{2-}$	26,77	24,05	22,00	20,43	19,21
$ZnS = Zn^{2+} + S^{2-}$	24,60	21,17	19,97	19,02	18,30
$FeS = Fe^{2+} + S^{2-}$		17,19			15,21
$CuFeS_2 = Cu^{2+} + Fe^{2+} + S^{2-}$	62,76	57,30	53,01	49,71	47,00
$FeS_2 + H_2O = Fe^{2+} + 2S^{2-} + 2H^+ + \frac{1}{2}O_2$	80,81	71,97	65,64	61,19	58,07

температуры от 200°C («выходной» температуры флюида) до 55°C (температуры рассола). Модель насыщения гидротермального раствора (рис. 2) свидетельствует о том, что сульфидонакопление должно выражаться термодинамически неравновесной садкой поликомпонентных сульфидных форм, причем соотношение металлов в осадке определяется их реальными концентрациями в рудоносном растворе. Кинетика такого процесса описывается законом Стокса, а элементарные расчеты баланса вещества с учетом плотностных характеристик дисперсной фазы и среды [Твалчрелидзе А. Г. и др., 1979] наглядно иллюстрируют, что в водоемах ограниченного объема для накопления сульфидных осадков мощностью 2 м необходимо всего 100 лет. Учитывая диагенетическую усадку рудных тел, а также реальные мощности конкретных месторождений, можно предположить, что продолжительность образования осадков гидротермально-осадочных руд измеряется временными рамками в 1—10 тыс. лет. Иными словами, рудогенез осуществляется во много раз быстрее, чем конвенсированное осадконакопление. Этот вывод, подтверждаемый обильным фактическим материалом (см., например, [Жабин, 1977; Finlow-Bates, 1979]), имеет огромное значение для генетической интерпретации морфологических различий месторождений медно-цинковоколчеданной формации уральского типа, с одной стороны, и колчеданно-полиметаллической филизчайского типа — с другой\*.

Действительно, как показали исследования Н. С. Скрипченко [1964], главной чертой строения сплошных медно-цинковоколчеданных рудных тел является смена массивных колчеданов ритмично-слоистыми сульфидно-гематитовыми рудами в восходящем разрезе месторождений. Одновременно, согласно данным В. И. Буадзе и М. Ш. Кавиладзе [1977], месторождения эти формируются в прижерловых депрессиях вулканических аппаратов центрального типа, т. е. в структурах ограниченного объема. Последнее обстоятельство приводит к быстрому выполнению депрессий сульфидным осадком в процессе рудогенеза и к приближению его верхней кромки к окислительно-восстановительной границе. Таким образом, смена сплошных руд сульфидно-гематитовыми залежами, а иногда силикатно-марганцовистыми силицитами, формирующимися на окислительно-восстановительной границе хемогенно-осадочным путем, связана, как нам представляется, не с изменением геохимических свойств рудообразующих систем [Скрипченко, 1970], а с вполне закономерным преобразованием внешних геологических условий рудонакопления. В этом случае ритмичная зональность хемогенно-осадочных образований может быть объяснена синусоидальным характером распределения по времени максимальной высоты фонтанирования гидротермального раствора (рис. 3) в стационарной среде [Turner, Gustafson, 1978].

Многочисленные палеоструктурные исследования колчеданно-полиметаллических месторождений сланцевых эвгеосинклиналей показали, что

\* Автор придерживается формационной систематики колчеданных месторождений, предложенной Г. А. Твалчрелидзе [1978].

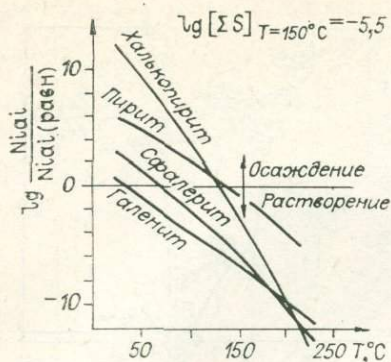


Рис. 2. Модель насыщения гидротермального раствора.

ными барьерами либо выступами древнего фундамента [Buadze, Tvalchrelidze A. G., 1980]. Поэтому гидротермально-осадочный рудогенез здесь не ограничен объемом депрессий морского дна и затухает самопроизвольно при истощении рудоносных систем.

Таким образом, термодинамически неравновесное накопление полисульфидного осадка, вызванное пересыщением рудоносного раствора вследствие резкого падения температуры, можно считать универсальным механизмом отложения гидротермально-осадочных руд. Детальное минералогическое изучение сульфидных илов Красного моря [Современное гидротермальное рудоотложение, 1974; и др.], а также экспериментальные данные [Лебедев, 1965; Buadze, Tvalchrelidze A. G., 1980; Твалчрелидзе А. Г., 1981] свидетельствуют о том, что такие осадки состоят из моносульфидных рентгеноаморфных форм железа и цветных металлов. Естественно поэтому предположить, что раскристаллизация такого осадка и образование рудных тел происходят в процессе диагенеза. Вместе с тем геохимические условия последнего коренным образом отличаются от литификации нормальных осадочных и вулканогенно-осадочных пород. Этому обстоятельству способствует ряд причин. Первой из них следует признать насыщенность сульфидных осадков поровыми растворами (до 95 вес. %), состав которых, как показали исследования геотермальной системы Красного моря, не отличается от химизма гидротермальных растворов. Поскольку температура осадка, как и рассола, не превышает 55°C, то поровый раствор и в принятой геохимической модели, и во впадине Атлантик II [Shanks, Bischoff, 1977] является пересыщенным по главным рудным компонентам, в то время как рудоотложение происходит лишь выше раздела осадок — рассол.

В настоящее время этому парадоксальному обстоятельству можно дать лишь весьма общее, качественное объяснение, заключающееся в том, что мелкодисперсный сульфидный осадок, очевидно, находится в активизированном состоянии не только у верхней кромки, но и по всей своей мощности [Мейер, 1972]. Здесь большое значение имеют не законы классической термодинамики, а явления поверхностного натяжения, адсорбции и капиллярной конденсации. Несмотря на то, что в коллоидной и отчасти морской [Хорн, 1972] химии эти явления изучены достаточно полно, ситуация во многом остается неясной из-за искажения структуры и свойств воды в этих условиях. Можно лишь вслед за А. М. Блохом [1980] предположить протонизацию молекул воды, не соответствующую заданным интенсивным термодинамическим параметрам, а также высокую степень ее сжатия. Такую жидкость можно представить себе как сверхвысококонцентрированный раствор, способный к значительному массопереносу. Поэтому между образованием осадка и его раскристаллизацией существовал определенный интервал времени.

Вторая самобытная особенность диагенеза сульфидных осадков, как следствие первой, касается раскристаллизации рентгеноаморфных поли-

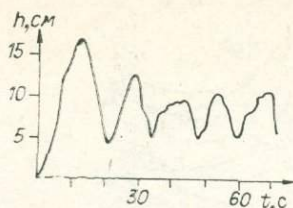


Рис. 3. Распределение во времени высоты фонтанирования ( $h$ ) искусственного гидротермального раствора в стационарной среде [Turner, Gustafson, 1978].

последние локализуются в значительно более обширных палеовпадинах, образованных, как правило, фаціаль-

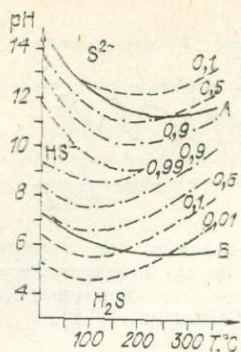


Рис. 4. Соотношение различных серосодержащих компонентов в зависимости от кислотно-щелочных свойств гидротермального раствора (по В. З. Ярошевичу). Сплошными линиями показано изменение pH ультращелочного (А) и нейтрального (В) раствора в зависимости от температуры. Штрихпунктирными линиями обозначены молярные доли в растворе.

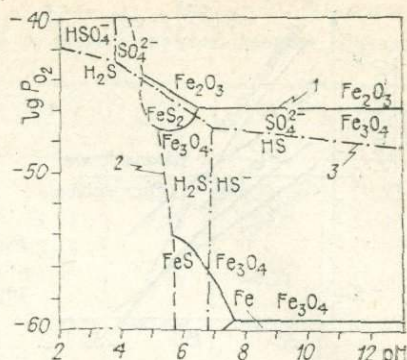
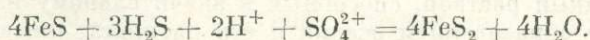


Рис. 5. Поле устойчивости пирита и соотношение окисленных и восстановленных форм серы раствора при  $T = 150^\circ\text{C}$  [Твалчрелидзе А. Г., 1981].

1—3 — линии моновариантного равновесия между: 1 — минеральными фазами; 2 — минералами и раствором; 3 — серосодержащими компонентами раствора.

сульфидных плов, происходящей исключительно за счет их активного взаимодействия с поровым раствором. Это обстоятельство, достаточно надежно аргументированное экспериментами над сульфидными породами Красного моря [Mossman, Heffernan, 1978], имеет два важных следствия. В первую очередь благодаря гидротермальному привносу в формирующемся сульфидном осадке происходит циркуляция порового раствора, направленная на гомогенизацию химического состава последнего. Иными словами, генетические модели, рассматривающие формирование типогенной зональности сплошных руд как следствие первичной неоднородности осаждающегося вещества [Large, 1977; Solomon et al., 1980], не выдерживают серьезной критики. Далее, при кристаллизации дисульфидных минералов из моносульфидных осадков, без всякого сомнения, расходуется сера порового раствора. В этой связи в вертикальном разрезе зоны диагенеза должно наблюдаться постепенное падение активности серы, поскольку на нижних горизонтах будет ощущаться влияние гидротермального привноса, а на верхних, в силу отмеченных свойств поровых жидкостей, такое влияние будет минимальным. Расчеты показывают [Твалчрелидзе А. Г. и др., 1979], что активность серы падает от  $-3,9$  до  $-5,5$ .

Наконец, третья особенность диагенеза сульфидных осадков заключается в своеобразии геохимических процессов образования дисульфидных минералов из моносульфидных форм соответствующих металлов. Экспериментальные исследования Р. А. Бернера [Berner, 1970], Д. Т. Рикарда [Rickard, 1975] и наши [Твалчрелидзе А. Г., 1981] показали, что для формирования пирита из  $\text{H}_2\text{S}$  и  $\text{FeS}$  необходимо парциальное подкисление сульфидной серы. В качестве внутренних окислителей при пиритном конкрециеобразовании обычно выступает восстановленная в процессе бактериальной сульфатредукции элементарная сера [Berner, 1972]. Наши исследования показали, что при гидротермально-осадочном рудогенезе даже в богатых органическим веществом осадочных породах бактериальный метаболизм играет сугубо подчиненную роль, поэтому агенты окисления должны быть представлены окисленными формами серы первичного гидротермального раствора:



Соотношение окисленных и восстановленных форм серы гидротермального раствора, как известно, определяется его кислотно-щелочными

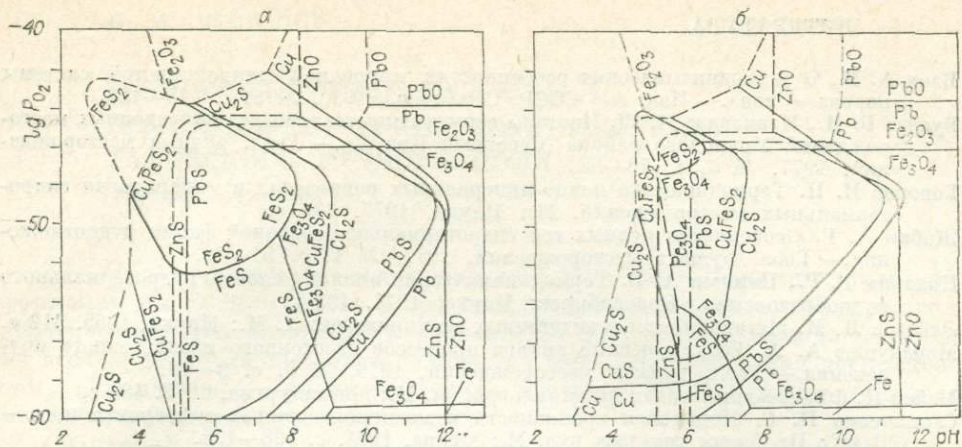


Рис. 6. Термодинамические условия раскристаллизации сульфидного осадка в подошве (а;  $a_{Ss} = -3,9$ ) и в кровле (б;  $a_{Ss} = -5,5$ ) формирующегося месторождения [Твалчрелидзе А. Г. и др., 1979]. Сплошными линиями показаны линии моновариантного равновесия между минеральными фазами, штриховыми — между минералами и раствором. Внешние термодинамические параметры (см. табл. 1), принятые при расчете:  $T = 150^\circ\text{C}$ ,  $\lg a_{\text{Fe}^{2+}} = -3,7$ ,  $\lg a_{\text{Cu}^+} = -17,0$ ,  $\lg a_{\text{Zn}^{2+}} = -9,4$ ,  $\lg a_{\text{Pb}^{2+}} = -11,0$ .

характеристиками (рис. 4). Используя эти данные, приведенные в табл. 1 и 2, и некоторые другие термодинамические константы [Колонин, Птицын, 1974], легко можно показать, что поле кристаллизации пирита расположено на линии моновариантного равновесия  $\text{H}_2\text{S} \rightleftharpoons \text{SO}_4^{2-}$  (рис. 5). Приведенная диаграмма также свидетельствует о том, что формирование дисульфидных минералов из моносульфидов осуществляется в строго определенных рамках интенсивных термодинамических параметров.

Если на рис. 5 нанести равновесия других минералов, а также учесть падение активности серы порового раствора в вертикальном разрезе кристаллизующегося сульфидного осадка, можно показать, что главным фактором возникновения гипогенной зональности является постепенная нейтрализация порового раствора по мере развития диагенеза (рис. 6). Иными словами, для стратиформных колчеданных месторождений сохраняются те же соотношения, которые подмечены А. А. Маракушевым [1976] для вертикально-зональных залежей.

Предложенная геохимическая модель, хорошо трактующая морфологические особенности рудных тел медно-цинковоколчеданной формации, не в состоянии объяснить многоэтажно-ритмическую зональность колчеданно-полиметаллических месторождений сланцевых толщ, описанную в многочисленных публикациях А. С. Лапухова. Вместе с тем стационарность условий кристаллизации пирита — главного рудослагающего сульфида — заставляет предположить, что главной причиной образования такой зональности является динамическое соотношение скоростей гидротермального массопереноса и раскристаллизации сульфидных осадков [Buadze, Tvalchrelidze, 1980]. Более 200 вариантов таких соотношений рассчитаны А. С. Лапуховым и Л. В. Миловой (1976 г.).

Предложенная геохимическая модель, с нашей точки зрения, логично объясняет конвергентные особенности колчеданных месторождений и показывает генетическое единство механизмов их формирования. В основе модели лежит предположение о неравновесном накоплении сульфидных осадков и их последующей раскристаллизации в термостатированных условиях зоны диагенеза.

- Блох А. М.** О термодинамических особенностях природной микропористой системы порода — вода.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1980, № 8, с. 115—123.
- Буадзе В. И., Кавиладзе М. Ш.** Изотопы серы и вопросы генезиса колчеданных месторождений Урупского района (Северный Кавказ).— Геол. рудных месторождений, 1977, № 4, с. 76—88.
- Говоров И. Н.** Термодинамика повоно-минеральных равновесий и минералогия гидротермальных месторождений. М.: Наука, 1977. 239 с.
- Жабин А. Г.** Особенности рудных тел гидротермально-осадочной фации рудоотложения.— Геол. рудных месторождений, 1977, № 1, с. 51—69.
- Колонин Г. Р., Птицын А. Б.** Термодинамический анализ условий гидротермального рудообразования. Новосибирск: Наука, 1974. 103 с.
- Лебедев Л. М.** Метаколлоиды в эндогенных месторождениях. М.: Наука, 1965. 312 с.
- Маракушев А. А.** Геохимический анализ процессов экзогенного и эндогенного оруденения.— Геол. рудных месторождений, 1976, № 6, с. 3—18.
- Мейер К.** Физико-химическая кристаллография. М.: Metallургия, 1972. 480 с.
- Скрипченко Н. С.** Первичная зональность в медноколчеданных месторождениях.— В кн.: Проблемы генезиса руд. М.: Недра, 1964, с. 128—138.
- Скрипченко Н. С.** Соотношение осадочного и метасоматического процесса в образовании зональных колчеданных залежей.— Геол. рудных месторождений, 1970, № 1, с. 37—45.
- Современное гидротермальное рудоотложение/Под ред. Э. Дегенса и Д. Росса.** М.: Мир, 1974. 280 с.
- Твалчрелидзе А. Г.** Геохимия гидротермально-осадочного сульфидного рудообразования.— Геол. рудных месторождений, 1981, № 2, с. 3—21.
- Твалчрелидзе А. Г., Ярошевич В. З., Нарозауди И. Г.** Экзогенные и эндогенные механизмы образования стратиформных колчеданных месторождений.— В кн.: Вопросы геологии и технологии полезных ископаемых Кавказа. Тбилиси: Сабчота Сакартвело, 1979, с. 54—67.
- Твалчрелидзе Г. А.** О типах колчеданных месторождений и провинций.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1978, № 10, с. 5—16.
- Хорн Р.** Морская химия. М.: Мир, 1972. 399 с.
- Berner R. A.** Sedimentary pyrite formation.— *Amer. J. Sci.*, 1970, N 1, p. 1—23.
- Berner R. A.** Sulfate reduction, pyrite formation and oceanic sulfur budget.— In: D. Dyrssen and D. Jagner eds. The changing chemistry of the oceans. (Nobel Symposium 20). Stockholm, Almquist and Wiksell, 1972, p. 347—361.
- Buadze V. I., Tvalchrelidze A. G.** Geological, geochemical and physico-chemical conditions of formation of stratiform non-ferrous deposits in sedimentary rocks of the Caucasus.— In: J. D. Ridge (ed.) Proc. of the fifth Quadrennial IAGOD Symposium. V. 1. Stuttgart, 1980, p. 245—260.
- Emery K. O., Skinner B. J.** Mineral deposits of the deep-ocean floor.— *Marine Mining*, 1977, v. 1, N 1/2, p. 1—71.
- Finlow-Bates T.** Cyclicity in the lead-zinc-silver-bearing sediments at Mount-Isa Mine, Queensland, Australia, and rates of sulfide accumulation.— *Econ. Geol.*, 1979, v. 74, N 6, p. 1408—1419.
- Large R. R.** Chemical evolution and zonation of massive sulfide deposits in volcanic terrains.— *Econ. Geol.*, 1977, v. 72, N 4, p. 549—572.
- Mossman D. J., Heffernan K. J.** Simulated low-grade metamorphism in metalliferous mud from the Red Sea Atlantis II geothermal deep.— *Econ. Geol.*, 1978, v. 73, N 6, p. 1150—1154.
- Rickard D. T.** Limiting conditions for synsedimentary sulfide ore formation.— *Econ. Geol.*, 1973, v. 68, N 5, p. 605—617.
- Rickard D. T.** Kinetics and mechanism of pyrite formation at low temperatures.— *Amer. J. Sci.*, 1975, v. 275, N 6, p. 636—652.
- Sato T.** Behaviours of ore-forming solution in seawater.— *Mining Geology*, 1972, v. 22, N 1, p. 31—42.
- Sato T.** Kuroko deposits: their geology, geochemistry and origin.— In: Volcanic processes in ore genesis. London, 1977, p. 153—161.
- Shanks W. C., Bischoff J. L.** Ore transport and deposition in the Red Sea geothermal system: a geochemical model.— *Geochim. et cosmochim. acta*, 1977, v. 41, N 10, p. 1507—1519.
- Solomon M., Walshe J. L.** The formation of massive sulfide deposits on the sea floor.— *Econ. Geol.*, 1979a, v. 74, N 4, p. 797—813.
- Solomon M., Walshe J. L.** The behaviour of massive-sulphide ore solution entering seawater and the development of zoned deposits.— *Bull. Miner.*, 1979b, v. 102, N 5-6, p. 463—470.
- Solomon M., Walshe J. L., Garcia Palomero F.** Formation of massive sulphide deposits at Rio Tinto, Spain.— *Trans. Inst. Mining and Met.*, 1980, Febr., v. B89, p. 16—24.
- Turner J. S., Gustafson L. B.** The flow of hot saline solution from vents in the sea floor—some implication for exhalative massive sulfide and other deposits.— *Econ. Geol.*, 1978, v. 73, N 6, p. 1082—1100.

**ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ  
ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
ТАЛОВСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ**  
(Рудный Алтай)

Проблема генезиса месторождений колчеданно-полиметаллической формации на Рудном Алтае остро дискутируется на протяжении многих десятилетий. Неоднозначность решения ее обусловлена наличием почти на всех рудноалтайских месторождениях черт, присущих как доскладчатому вулканогенно-осадочному, так и постскладчатому гидротермально-метасоматическому рудообразованию.

В данной статье на основе большого количества фактического материала делается попытка создания модели образования полиметаллических месторождений Таловского рудного поля. Рудное поле находится в Рубцовском рудном районе крайней северо-западной степной части Рудного Алтая. К настоящему времени здесь разведаны два месторождения (Степное, Таловское) и оценен ряд рудопроявлений.

В структурном плане рудное поле приурочено к восточной части Рубцовской структурно-формационной подзоны, включающей одноименный рудный район [Беляев и др., 1972] и совпадающей с северо-восточным крылом Алейского антиклинория. В строении рудного поля принимают участие разнообразные палеозойские осадочные и магматические породы (рис. 1). В основании стратиграфического разреза находятся терригенные отложения нижнего ордовика. Выше со стратиграфическим и угловым несогласием залегают фаунистически охарактеризованные средне-верхнедевонские образования, объединяющиеся в осадочно-вулканогенную березовскую (верхний эйфель), вулканогенно-осадочную шишуновскую (верхний живет), вулканогенную давыдовскую (нижний фран) и вулканогенно-осадочную каменевскую (средний — верхний фран) свиты. Мощность девонской толщи составляет около 3500 м. Девонские породы перекрываются терригенными образованиями нижнего карбона.

Магматические породы по времени и условиям образования делятся на две большие группы, соответствующие геосинклиальному и орогенному режимам развития района. Первая группа объединяет вулканогенные комплексы среднего — верхнего девона, вторая — крупные гранитоидные интрузии змеиногорского комплекса среднего — верхнего карбона.

Вулканогенные породы, занимающие около 60% площади рудного поля, имеют преимущественно кислый состав (95%). На долю пород основного состава приходится 5%. Среди вулканитов выделяются породы эффузивной фации (туфы, лавы, лавобрекчи), сформировавшиеся в процессе проявления четырех циклов активной вулканической деятельности в позднеэйфельское, позднеживетское, ранне- и позднефранское время, и породы субвулканической фации, прорывающие все толщи пород девонского возраста. По отношению щелочей вулканогенные образования делятся на калиевые и натриевые разности. Калиевые разности характеризуются преобладанием калия над натрием в несколько раз. К ним относятся породы липаритовых порфиров (поздний живет — ранний фран), сопоставляющиеся в соответствии с классификацией Г. Ф. Яковлева, Е. Б. Яковлевой [1973а, б] с флюид-порфировым комплексом вулканогенных образований. Абсолютный возраст их по калий-аргоновому методу составляет 356—371 млн. лет. Натриевые разности пород, где натрия преобладает над калием в 1,3—3 раза, представлены липарит-дацитовыми и дацит-липаритовыми порфирами. Абсолютный возраст их колеблется от 250 до 350 млн. лет, что по геохронологической шкале отвечает каменноугольному — раннепермскому времени. Однако наличие обильной гальки

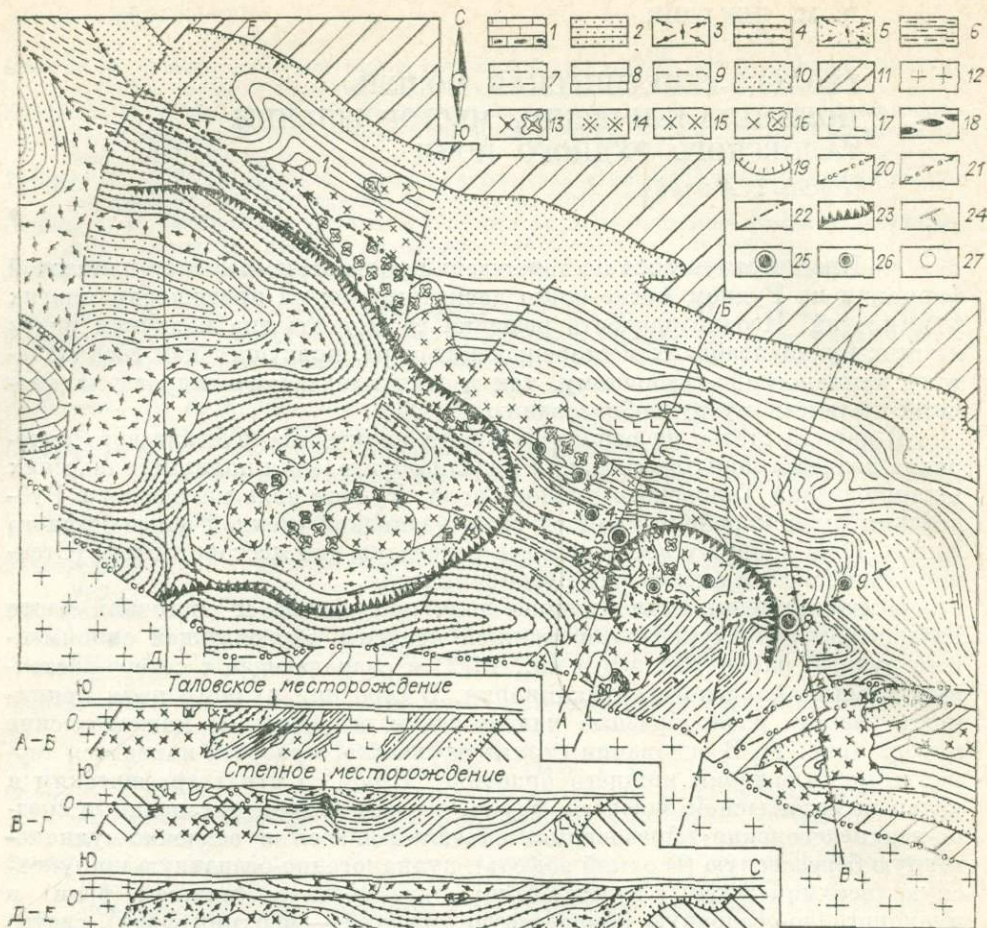


Рис. 1. Геологическая карта Таловского рудного поля.

1 — нижний карбон — базальные конгломераты, алевролиты, полимиктовые песчаники, известняки; 2—4 — верхний девон, каменевская свита (2 — верхняя подсвита — алевролиты, полимиктовые песчаники, 3 — средняя подсвита — лавы, лавобрекчия, туфы кислого состава, 4 — нижняя подсвита — алевролиты, известняки); 5 — верхний девон, давидовская свита — лавы, лавобрекчия, туфы, туфопесчаники кислого состава; 6—9 — средний девон, шишуновская свита (6 — верхняя подсвита — алевролиты, туфы, туффиты кислого, редко основного состава, 7 — средняя подсвита — туфы, туфопесчаники кислого состава, алевролиты, 8 — нижняя подсвита — алевролиты, редко туфы кислого состава, 9 — нерасчлененные отложения — алевролиты, песчаники, туфы кислого состава); 10 — средний девон, березовская свита — туфы смешанного, основного и кислого состава, песчаники, конгломераты, алевролиты; 11 — нижний ордовик — сланцы, песчаники; 12 — гранитоиды змеингорского комплекса; 13 — дацит-липаритовые порфиры и их брекчии верхнего девона; 14 — липарит-дацитовые порфиры (автомагматические брекчии) верхнего девона; 15 — среднерупнопорфировые липариты среднего — верхнего девона; 16 — мелкопорфировые липариты и их брекчии среднего — верхнего девона; 17 — диабазовые порфиры, андезиты среднего девона; 18 — рудные тела; 19 — граница стратиграфического несогласия; 20 — Варшавский глубинный разлом; 21 — Таловская зона разломов; 22 — поперечные разрывные нарушения; 23 — предполагаемый контур вулканотектонических депрессий; 24 — элементы залегания пород; 25 — месторождения (5 — Таловское, 8 — Степное); 26 — рудопроявления (2 — Северо-Западное, 3 — Долинное, 4 — Междуреченское, 6 — Южно-Таловское, 7 — Промежуточное, 9 — сопка Круглая); 27 — точка минерализации (1 — Варшавская).

этих порфиров в базальных конгломератах нижнего карбона позволяет относить их к доордовикским образованиям.

Основной складчатой структурой рудного поля является Таловская конседиментационная синклираль, юго-западное крыло которой южнее Варшавского глубинного разлома занимают гранитоидные интрузии змеингорского комплекса. В ядре синклинали установлены две локальные вулканотектонические депрессии, образовавшиеся на месте вулканических центров в позднеживетское — раннефранское время. Одна из них (Таловско-Степная) находится между Степным и Таловским месторождениями, другая — в 2 км к западу от последнего. Депрессии выполнены туфами, лавами давидовской свиты мощностью 550—600 м. За пределами

депрессий мощность свиты равна 140—250 м. Центральные части депрессий занимают субвулканические интрузии кислого состава. Таловская синклиналь осложнена складчатыми структурами более высоких порядков, отдельные из которых детально изучены на участках месторождений, а также разноамплитудными и различно ориентированными разрывными нарушениями. Основным из таких нарушений является Таловская зона разломов, пересекающая рудное поле по диагонали с юго-востока на северо-запад. В период геосинклинального режима развития района она была наиболее мобильной областью, с которой связана активная вулканическая деятельность.

Размещение полиметаллического оруденения подчиняется литолого-стратиграфическому, магматическому, вулкано-тектоническому контролю [Чекалин, 1975]. Первый из них обусловлен приуроченностью оруденения к единому стратиграфическому уровню — верхней части верхнеживетского подъяруса (верхнешипуновская подсвита), сложенной осадочными (70—85%) и вулканогенными (15—30%) породами. Мощность рудовмещающего (продуктивного) горизонта составляет 60—370 м. Образование его происходило в водном бассейне на глубине нескольких сотен метров. Продуктивный горизонт в отличие от непродуктивных характеризуется повышенным содержанием серы в слагающих его осадочных и вулканогенных породах. Второй фактор выражается в ассоциации руд с субвулканическими липаритовыми порфирами флюид-порфирового комплекса, имеющими, как указывалось, абсолютный возраст 356—371 млн. лет. С более молодыми порфировыми интрузиями полиметаллическое оруденение не отмечается. И третий фактор контроля проявляется в тесной связи месторождений с вулкано-тектоническими депрессиями, которые, в свою очередь, тяготеют к Таловской зоне разломов. При этом Таловское месторождение и некоторые рудопроявления приурочены к западному, а Степное месторождение — к восточному борту Таловско-Степной депрессии.

Месторождения сложены вулканогенными и осадочными породами средней и верхней подсвит шипуновской свиты и вулканогенными образованиями давидовской свиты. Современная структура Степного месторождения представлена сложно построенной брахиантиклиналью, осложненной более мелкой складчатостью и разрывными нарушениями [Строитель и др., 1977]. По данным массового замера тектонической трещиноватости в разных частях структуры месторождения, вскрытых поздними горными выработками, полиметаллические руды и вмещающие их породы лежачего и висячего бока характеризуются одними и теми же системами трещин, что свидетельствует о едином плане деформации в породах и рудах, обусловленном одновременным участием тех и других в складкообразовательных процессах. Наличие в шве Центрального разлома разных по величине обломков полиметаллических руд, отторгнутых от рудного тела северного блока, указывает на пострудный (относительно полиметаллического оруденения) характер его образования. На месторождении детально откартирована вертикально падающая соскладчатая трещина отрыва, пересекающая складчатую структуру и послойные полиметаллические руды. По простиранию и падению она прослежена на значительное расстояние. Трещина выполнена барит-полиметаллическими (преимущественно баритовыми) рудами, апофизы которых широко развиты среди сплошных и вкрапленных полиметаллических руд и вмещающих пород.

Структурой Таловского месторождения является моноклиналь с южным падением, осложненная продольными и поперечными небольшими изгибами и одним разрывным нарушением.

Рудные тела на месторождениях сопровождаются ореолами гидротермально измененных пород, мощность которых колеблется от первых метров до нескольких десятков метров. Гидротермальные преобразования первичных пород выражаются в их серицитизации, окварцевании, хлоритизации, карбонатизации. Наибольшую мощность ореолы имеют в лежа-

Результаты определения абсолютного возраста околорудных измененных пород Степного и Таловского месторождений калий-аргоновым методом

№ пробы	Место взятия пробы			Порода	Содержание			Возраст, млн. лет
	месторождение	№ скв.	глубина, м		K, %	$K^{40} \times 10^{-7}$ , г/г	$Ar^{40} \cdot 10^{-7}$ , г/г	
19	Степное	66	234,0—236,0	Серицитолит	4,91	60,0	$1,38 \pm 0,04$	$372 \pm 8$
20	»	44	161,0—166,0	Серицит-кварцевая	0,98	11,9	$0,272 \pm 0,003$	$369 \pm 3$
21	»	113	310,0—336,0	Кварц-серицитовая	3,79	46,2	$1,04 \pm 0,01$	$367 \pm 2$
22	»	49	234,0—244,0	То же	3,48	42,5	$1,015 \pm 0,005$	$385 \pm 1$
23	»	110	390,0—398,0	Серицитолит	4,06	49,7	$1,15 \pm 0,05$	$375 \pm 7$
18	Таловское	338	376,0—379,0	»	5,62	68,5	$1,515 \pm 0,015$	$361 \pm 2$
24	»	350	460,0—470,0	»	6,22	76,0	1,72	367
25	»	274	500,0—504,0	»	4,98	60,6	$1,39 \pm 0,01$	$371 \pm 0,5$
41	»	222	521,1—528,2	»	7,43	90,6	$2,01 \pm 0,01$	$360 \pm 2$
43	»	382	577,9—590,9	»	6,02	73,5	1,68	362
45	»	387	593,7—602,5	»	6,64	81,0	$1,81 \pm 0,06$	$363 \pm 9$
Среднее . . .								$368 \pm 3$

- Примечания. 1. Пробы отобраны В. М. Чекалиным.  
 2. Определение возраста выполнено в лаборатории абсолютного возраста ПГО «Запсибгеология» под руководством В. М. Кисенко.  
 3. Константы распада калия, принятые в расчетах, равны  $\lambda_K = 0,557 \cdot 10^{-10}$ , год<sup>-1</sup>,  $\lambda_B = 4,72 \cdot 10^{-10}$ , год<sup>-1</sup>.

чем боку месторождений, наименьшую — в висячем. Над телами, сложенными сплошными полиметаллическими рудами, измененные породы часто отсутствуют. Абсолютный возраст их по калий-аргоновому методу колеблется от 361 до 385, в среднем составляя 368 млн. лет (табл. 1).

По текстурно-структурным особенностям полиметаллические руды представлены сплошными, вкрапленными и прожилковыми разностями. Среди них выделяются слоистые, брекчиевые, перекристаллизованные руды и руды со следами наложенного динамометаморфизма.

Сплошные руды отличаются тонкозернистыми структурами, пятнистыми и полосчатыми текстурами. Полосчатость ориентирована в основном параллельно контактам рудных тел и слоистости во вмещающих породах. Вмещающими их породами являются, как правило, глинистые алевропелиты.

Вкрапленные руды имеют мелко-среднезернистую структуру, массивную и пятнистую текстуру. Нерудная их основа представлена кварц-серицитовыми, хлорит-серицитовыми, карбонат-серицит-хлоритовыми породами.

Прожилковые руды, выполняя рудоподводящие каналы, тяготеют преимущественно к лежащему боку, иногда выклинке тел, сложенных сплошными и вкрапленными рудами. Они связаны в основном с первично-кремнистыми породами, залегающими в нижних частях месторождений.

Слоистые руды установлены в единичных случаях. Отсутствие их здесь в таком количестве, в каком они развиты на месторождениях Кавказа [Скрипченко, 1966], Центрального Казахстана [Щерба, 1968a], Забайкалья [Дистанов, Ковалев, 1975; Тарасова и др., 1972], юго-восточной части Рудного Алтая [Золотарев, 1974; Покровская, Ковриго, 1970], объясняется, по-видимому, обильным выносом металлов с гидротермальными растворами на дно водного бассейна и быстрым их осаждением, опережающим поступление нерудного (терригенного, вулканогенного) материала.

Брекчиевые руды представляют собой подробленные в разной степени полиметаллические руды, сцементированные баритом, карбонатом, кварцем.

Руды со следами динамометаморфизма тяготеют к разломам, сформировавшимся после гипогенного минералообразования. По данным

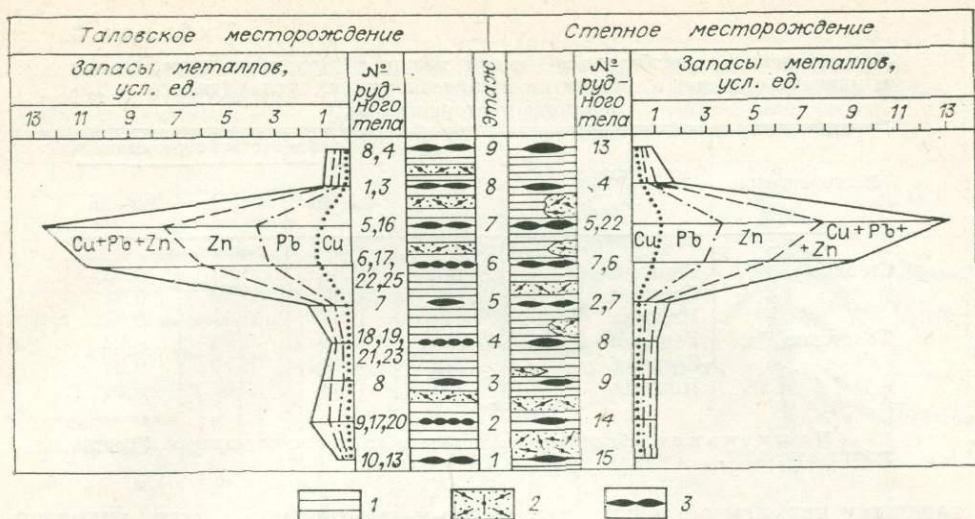


Рис. 2. Распределение оруденения по мощности горизонта Таловского и Степного месторождений.

1 — алевроциты глинистые и кремнисто-глинистые; 2 — туфы кислого состава; 3 — тела полиметаллических руд.

А. Д. Строителява, они характеризуются текстурами пльчатости, расланцевания, микробудинажа, течения в твердом состоянии.

Перекристаллизованные руды представлены небольшими участками полнокристаллического мелко-среднезернистого агрегата сульфидов среди сплошных тонкозернистых полиметаллических руд. Они тяготеют к контактам с липаритовыми порфирами, кварцевыми и баритовыми прожилками.

Неперекристаллизованные сплошные полиметаллические руды не обладают или обладают весьма низкой декрепитационной активностью (до 100 импульсов). В их перекристаллизованных разностях она колеблется в пределах 1200—1500 импульсов, во вкрапленных рудах — 1000—1300 импульсов. Наиболее высокая декрепитационная активность свойственна прожилковым рудам, где она равна 2000—3000 импульсов. Все это свидетельствует, по-видимому, о разных условиях образования отмеченных типов руд.

Описываемые месторождения, расположенные на противоположных бортах одной вулcano-тектонической депрессии, имеют по одинаковому количеству рудных этажей, равному девяти (рис. 2). Этажи, включающие от одного до четырех согласно залегающих тел полиметаллических руд, разобцены неминерализованными породами разной мощности. Запасы меди, свинца, цинка на одноименных этажах разных месторождений выражаются практически равными величинами и одинаковым характером распределения средних содержаний этих металлов. На обоих месторождениях (особенно на Степном) заметно некоторое увеличение снизу вверх роли свинца относительно цинка. Это согласуется с существующей на этих месторождениях эндогенной зональностью распределения рудообразующих элементов. Количество кадмия относительно цинка также возрастает от нижнего этажа к верхнему (табл. 2) и от сплошных руд через вкрапленные к прожилковым рудам, что обусловлено обо-

Таблица 2

Распределение отношений цинка к кадмию по рудным этажам Степного и Таловского месторождений

Рудный этаж	Месторождение			
	Степное		Таловское	
	Кол-во проб	Zn/Cd	Кол-во проб	Zn/Cd
9	—	—	17	187
8	18	168	17	208
7	90	185	37	198
6	80	200	35	199
5	39	212	18	197
4	—	—	18	200
3	16	214	20	208
2	—	—	18	225
1	—	—	19	295

Таблица 3

Распределение корреляционной связи между медью и свинцом, медью и цинком, свинцом и цинком по мощности рудных тел Степного и Таловского месторождений

Месторождение	Часть рудного тела по мощности	Кол-во проб	Коэффициенты корреляции		
			Cu—Pb	Cu—Zn	Pb—Zn
Степное	Верхняя	149	0,64	0,65	0,93
	Средняя	146	0,55	0,68	0,94
	Нижняя	149	0,47	0,49	0,87
Таловское	Верхняя	238	0,43	0,50	0,92
	Средняя	272	0,68	0,73	0,94
	Нижняя	238	0,39	0,47	0,84

Примечание. Корреляционная связь во всех случаях реальная. Уровень значимости 0,001.

гашением кадмием остающихся в рудно-магматическом очаге гидротермальных растворов в процессе последовательного формирования рудных этажей и образования сплошных, вкрапленных и прожилковых руд.

В рудных телах по их мощности отмечается некоторая неравномерность в распределении меди, свинца, цинка. Так, наиболее высокие коэффициенты корреляции между медью и свинцом, медью и цинком, свинцом и цинком наблюдаются в средней (по мощности) части рудных тел, часто более низкие в их висячем боку и самые низкие (во всех случаях) — в лежащем (табл. 3). Это объясняется, по-видимому, перераспределением рудных элементов в приэпидиоровых частях ранее сформированных рудных тел в процессе их «омывания» вновь поступающими «транзитными» гидротермальными растворами. Такое распределение химических элементов в рудных телах по механизму образования отвечает зональности, описанной В. И. Смирновым [1960] под названием «зональности внутрирудного метасоматоза».

Обращает на себя внимание ясно выраженное последовательное возрастание радиогенных изотопов свинца ( $Pb^{208}$ ,  $Pb^{207}$ ,  $Pb^{206}$ ) от сплошных полиметаллических руд через вкрапленные и прожилковые полиметаллические к барит-полиметаллическим (табл. 4). В связи с тем, что изотопный состав рудного свинца определяется временем его отделения от ис-

Таблица 4

Изотопный состав свинцов полиметаллических руд Степного и Таловского месторождений

Месторождение	Типы руд	Кол-во проб	Изотопные отношения		
			$\frac{Pb^{208}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{207}}{Pb^{204}}$	$\frac{Pb^{206}}{Pb^{204}}$
Степное	Сплошные полиметаллические	7	33,23	14,07	16,26
	Вкрапленные полиметаллические	7	33,66	14,25	16,47
	Прожилковые полиметаллические	13	35,34	14,93	17,26
	Барит-полиметаллические	5	36,15	15,18	17,62
Таловское	Сплошные полиметаллические	5	33,62	14,48	16,65
	Вкрапленные полиметаллические	3	33,91	14,57	16,69
	Прожилковые полиметаллические	1	34,20	14,60	16,87
	Барит-полиметаллические	1	35,90	15,00	17,50

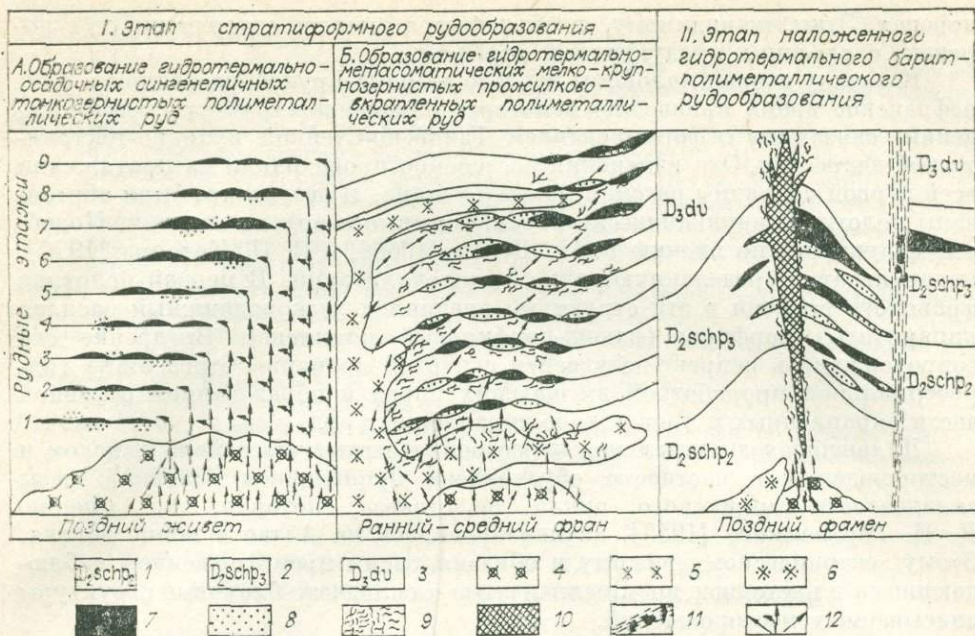


Рис. 3. Схема образования полиметаллических месторождений Таловского рудного поля.

1, 2 — средний девон, верхнеживетский подъярус, шипуновская свита (1 — средняя подсвита — туфы, туфопесчаники кислого состава, алевропелиты, 2 — верхняя подсвита — алевропелиты, туфы и туфориты кислого, редко основного состава); 3 — верхний девон, нижний фран, давидовская свита — лавы, туфы, туфопесчаники кислого состава; 4 — рудно-магматический очаг; 5 — липаритовые порфиры (автомагматические брекчии) верхнего девона; 6 — липарит-дацитовые порфиры (автомагматические брекчии) верхнего девона; 7—9 — полиметаллические руды (7 — сплошные тонкозернистые, 8 — вкрапленные мелко-среднезернистые, 9 — прожилковые средне-крупнозернистые); 10 — барит-полиметаллические руды; 11 — разрывное нарушение с обломками полиметаллических руд; 12 — направление движения гидротермальных рудоносных растворов.

ходных магм» [Соботович, 1970], можно сделать предположение о длительном формировании месторождений с отложением в них руд в последовательности: сплошные полиметаллические — вкрапленные полиметаллические — прожилковые полиметаллические — барит-полиметаллические.

На основании сказанного выше модель формирования месторождений описываемого рудного поля можно представить в следующем виде. Образование месторождений происходило в два этапа (рис. 3).

**Первый этап.** В первой половине этого этапа (А) в позднеживетское время после затухания извержений вулканов происходило интенсивное накопление терригенных осадков верхнешипунской подсвиты, сопровождавшееся активной фумарольно-сульфатарной и гидротермальной деятельностью. Отложение терригенного материала сопровождалось поступлением небольшого количества пирокластических пород кислого состава за счет кратковременных выбросов вулканов. Повышенная сейсмичность участков месторождений способствовала подновлению (образованию) каналов, по которым циркулировали рудоносные растворы. Одна (основная) часть поднимающихся растворов, обогащенных металлами, выходила на дно бассейна осадконакопления и приводила к отложению преимущественно сплошных тонкозернистых полиметаллических гидротермально-осадочных руд, другая (подчиненная), не достигнув дна водного бассейна, вызывала образование в небольшом количестве метасоматических вкрапленных руд и руд выполнения. В это время наряду с выносом гидротермальными растворами металлов происходило выделение серы. Одна ее часть вступала в реакцию с медью, свинцом, цинком, железом вблизи источника, образуя месторождения этих металлов, другая — в водной среде распространялась на значительное расстояние и там в соединении с железом в виде рассеянной тонкой вкрапленности пирита накапливалась в

породах. Этим, по-видимому, и объясняется высокое содержание ее в породах, слагающих продуктивный горизонт.

К началу второй половины первого этапа (Б) рудообразования в раннефранское время произошло некоторое изменение структуры месторождений, связанное с формированием Таловско-Степной вулканотектонической депрессии. Эти изменения постепенно происходили на протяжении всей первой половины рассматриваемого этапа. В результате были образованы пологие синвулканические брахиформные и другие складки. Подобные структуры, по мнению Г. Н. Щербы [1968б] и В. Н. Котляра [1970], могли играть определенную роль в рудолокализации. В первой половине франского времени в эти структуры внедрился легкоподвижный расплав липаритовых порфиров (флюид-порфировый комплекс). Внедрение его сопровождалось непрекращающейся с первой половины этого этапа гидротермальной проработкой вмещающих пород и образованием основной части вкрапленных и прожилково-вкрапленных руд.

Дальнейшая значительная перестройка структуры района в целом и месторождений в частности обусловлена проявлением основной фазы складчатости герцинского цикла тектогенеза, которая, по мнению Д. И. Горжевского [1955], активизировалась на Алтае в конце девона. Этому тектоническому режиму и обязаны своим происхождением наблюдающиеся в настоящее время складчатые и складчато-блоковые структуры описываемых месторождений.

**Второй этап** характеризуется образованием барит-полиметаллического (преимущественно баритового) оруденения, наложенного на доскладчатые, согласно залегающие полиметаллические руды и складчатые структуры месторождений, и связывается предположительно с внедрением интрузий липарит-дацитовых порфиров (автомагматические брекчии). Верхняя возрастная граница его точно не установлена, но, по-видимому, не поднимется выше позднедевонского времени.

Источником вещества как полиметаллического, так и баритового оруденения следует рассматривать единый эволюционирующий пульсирующий рудно-магматический очаг, поставляющий материал для формирования месторождений и магматических комплексов на протяжении геосинклинального и орогенного режимов развития района. С геосинклинальным режимом связано образование полиметаллических стратиформных руд, с орогенным — наложенного барит-полиметаллического оруденения.

Продолжительность формирования месторождений от отложения сингенетичных гидротермально-осадочных полиметаллических руд в конце среднего девона до образования наложенного гидротермального барит-полиметаллического оруденения в конце верхнего девона составляет не менее 20—25 млн. лет.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Беляев А. П., Чекалин В. М., Строителев А. Д., Степченко С. Г. Основные черты геологии и перспективность нового Рубцовского рудного района (Рудный Алтай). — В кн.: Вопросы геологии и географии. (Материалы конференции Томского университета). Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1972, с. 40—45.
- Горжевский Д. И. К вопросу о геологической истории Рудного Алтая в палеозое. — Докл. АН СССР, 1955, т. 101, № 4, с. 731—733.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск: Наука, 1975. 72 с.
- Золотарев В. Г. О связи эксталяционно-осадочного оруденения с лавовыми куполами на Стржеванском месторождении (Рудный Алтай). — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1974, № 5, с. 110—113.
- Котляр В. Н. Основы теории рудообразования. М.: Недра, 1970. 463 с.
- Покровская И. В., Ковриго О. А. О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольного месторождения. — Геол. рудных месторождений, 1970, № 3, с. 64—75.
- Скрипченко Н. С. Вулканогенно-осадочное рудообразование (на примере колчеданных месторождений Северного Кавказа). М.: Недра, 1966. 291 с.
- Смирнов В. И. Типы гипогенной зональности гидротермальных рудных тел. — В кн.: Генетические проблемы руд. М.: Госгеолтехиздат, 1960, с. 5—15.

- Соботович Э. В.** Изотопы свинца в геохимии и космохимии. М.: Атомиздат, 1970. 349 с.
- Строительев А. Д., Чекалин В. М., Зырянова Л. А.** Морфогенетические типы первичного оруденения Степного месторождения (Рудный Алтай).— В кн.: Вопросы минералогии и геохимии эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. Томск: Изд-во Томск. ун-та, 1977, с. 58—65.
- Тарасова Р. С., Близинок М. В., Бабкин И. Н.** О формационном типе и генезисе Озерного свинцово-цинкового колчеданного месторождения.— В кн.: Геология и генезис эндогенных рудных формаций Сибири. М.: Наука, 1972, с. 79—97.
- Чекалин В. М.** Геология и закономерности размещения полиметаллического оруденения Таловского рудного поля.— В кн.: Методические основы крупномасштабного прогнозирования скрытых свинцово-цинковых месторождений на Рудном Алтае. М.: изд. ЦНИГРИ, 1975, с. 41—46.
- Щерба Г. Н.** Месторождения атасуйского типа в Казахстане.— В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968а, с. 185—196.
- Щерба Г. Н.** Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Сов. геология, 1968б, № 6, с. 49—64.
- Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б.,** Рудоносные флюид-порфировые комплексы Юго-Западного Алтая.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1973а, № 2, с. 72—86.
- Яковлев Г. Ф., Яковлева Е. Б.** Флюид-порфировые комплексы подвижных зон.— В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. (Труды I Всесоюзного палео-вулканического симпозиума). М., 1973б, с. 368—373.

**В. Г. ЛИ, Н. М. МИТРЯЕВА, Г. Б. ПАТАЛАХА,  
Ю. С. ПАРИЛОВ, Н. Г. СЫРОМЯТНИКОВ, Н. И. ЗАМЯТИН**

## **ОБОБЩЕННАЯ МОДЕЛЬ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КАЗАХСТАНА**

Генезис стратиформных месторождений, часто сочетающих признаки син- и эпигенетического оруденения, до сих пор вызывает острую дискуссию. Для этих объектов накопилось большое количество данных по геологическому строению, минералогии и геохимии, последовательности и условиям формирования руд. На основании имеющегося материала нами сделана попытка построить качественную модель стратиформных свинцово-цинковых месторождений, широко распространенных в Казахстане.

Они представлены несколькими генетическими типами: атасуйским (железо-марганцево-баритово-свинцово-цинковыми), каратауским (свинцово-цинковыми в карбонатных породах), свинцово-цинковыми замищения в известняках (Акжал, Алабуга и др.), колчеданно-свинцово-цинковыми в осадочных породах (Текелйская группа в Джунгарском Алатау). Характеристике этих месторождений посвящена обширная геологическая литература, и потому ниже приведены лишь самые необходимые сведения о них.

Несмотря на то, что месторождения расположены в разных структурно-формационных зонах, они обладают рядом общих черт. Это, прежде всего, пласто- или линзообразная форма рудных тел, согласных с залеганием вмещающих пород; приуроченность оруденения к глинисто-кремнисто-карбонатным, кремнисто-карбонатным и карбонатным осадочным породам, содержащим углеродистое вещество, а иногда и вулканогенный материал; стратиграфический контроль в локализации оруденения; бедность руд медью и, за редким исключением, подчиненная роль пирита в составе руд: сочетание на многих месторождениях признаков син- и эпигенетического оруденения. Вместе с тем каждое из месторождений обладает своими характерными особенностями.

Представителями атасуйского типа являются месторождения Атасуйского горно-рудного района. Наиболее изучена из них Жайремская группа (Западный, Дальнезападный и Восточный Жайрем). Район расположен на сочленении юго-западной и широтной ветвей девонского краевого вулканического пояса, выделенного А. А. Богдановым. Региональная рудолокализирующая структура — Жайльминская мульда (грабен-синклиналь); ее фундамент разбит системой разломов, большинство из которых

не прослеживается в рудовмещающих отложениях фамена. Особенностью месторождений является совмещение в пространстве железомарганцевого и свинцово-цинкового оруденения. Выделяются руды, сингенетичные с вмещающими породами и эпигенетичные по отношению к ним.

Сингенетичные руды — гидротермально-осадочные, четко стратифицированы, занимают определенное положение в стратиграфическом разрезе, обладают пластовой формой рудных тел, не сопровождаются изменениями боковых пород и имеют простой минеральный состав. Выделяются руды марганца и железа (магнетит-гематитовые, браунит-гаусманитовые), а также руды цинковые и свинцово-цинковые карбонатные (цинколигонитовые) и сульфидные (пирит-сфалеритовые с галенитом). Текстуры руд слоистые, часто ритмично-слоистые, конкреционные, свидетельствуют об отложении материала в водной среде. Руды железа и марганца приурочены к светлым кремнистым известнякам, цинковые и свинцово-цинковые — к флишеподобным, темным от тонкораспыленного углеродистого вещества глинисто-кремнисто-карбонатным породам, содержащим слойки туфов и реже порфиритов. Руды, как и окружающие их породы, дислоцированы, в них проявлен динамометаморфизм низких ступеней.

Руды эпигенетические — гидротермально-метасоматические, развиты в тектонически и осложненных участках: узлах сочленения разломов разного простирания, зонах дробления и т. п.; слагают линзы, обычно заключены в контурах развития гидротермально-осадочных руд. По составу выделяются безбаритовые (галенит-сфалеритовые) и баритсодержащие (барит-галенит-сфалеритовые) разности. В рудах установлено более 60 минералов: помимо главных рудообразующих сульфидов — сфалерита, галенита и пирита — в них присутствуют халькопирит, арсенопирит, большое число сложных сульфидов меди, свинца и серебра. Оруденению предшествует щелочной метасоматоз. В составе руд наряду с привнесенными компонентами заметную роль играет вещество ранее сформировавшегося оруденения. Текстуры брекчиевые, брекчиевидные, унаследованные полосчатые; при наложении оруденения на гидротермально-осадочные руды возникли комбинации слоистых текстур с прожилковыми, брекчиевыми и т. п.

В зонах долгоживущих разломов развиты самые поздние по времени формирования гидротермальные, метасоматические и жильные медно-баритовые руды, слагающие мелкие линзы и жилы. Они состоят из барита с гнездами пирита, халькопирита, блеклых руд и некоторых других минералов. Оруденение предварялось локально проявленным метасоматозом.

В распределении перечисленных типов руд наблюдается зональность: в центре рудных участков располагаются медно-баритовые руды, последовательно сменяющиеся к периферии свинцово- и свинцово-цинково-баритовыми, свинцово-цинковыми эпигенетическими, слоистыми пирит-сфалеритовыми и пиритовыми разностями, а на Дальнезападном Жайреме и цинко-олигонитовыми рудами (рис. 1).

На месторождении Акжал, расположенном в Аксоран-Акжалском синклинории, развит только один тип руд. Оруденение приурочено к горизонту массивных известняков фамена; руды представляют собой известняки с вкрапленностью, гнездами и прожилками сульфидов, встречаются участки массивных руд. Отдельные рудные тела имеют пластовую и линзовидную и седловидную формы и не выходят за пределы рудовмещающего горизонта. Состав руд простой: главные рудные минералы — галенит, сфалерит (клеюфан), в незначительном количестве развиты пирит, сульфоантимониты свинца, меди. Руды тонкозернисты, часто метаколлоидны. Они сопоставляются с гидротермально-метасоматическими рудами Жайрема. Воздействие пострудных малых интрузий привело к преобразованию руд, появлению в них элементов, не свойственных неизменным разностям (Те и др.).

Месторождения каратауского типа расположены в Главной синклинальной зоне Большого Каратау и заключены в отложениях фамена и тур-

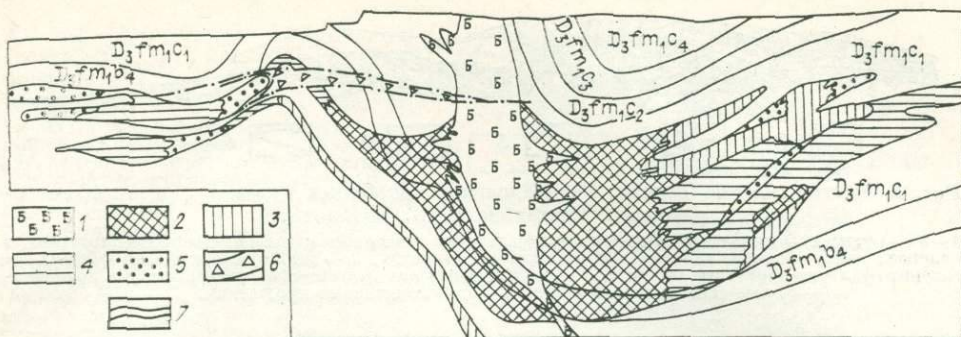


Рис. 1. Дальнезападный Жайрем. Распределение природных типов руд (схематический геолого-минералогический разрез по линии 49). Составили Ю. Б. Генкин, В. Д. Тяп, Н. М. Митряева, А. М. Дробышевский; геологическая основа Жаильминской ГРП.

1, 2 — руды гидротермально-метасоматические: 1 — сфалерит-галенит-баритовые, 2 — сфалерит-галенитовые с кварцем; 3—5 — руды гидротермально-осадочные: 3 — сфалерит-пиритовые и пиритовые, 4 — то же, с прослоями цинковых карбонатных руд, 5 — цинковые карбонатные; 6 — тектоническая брекчия; 7 — стратиграфические границы.

не. В качестве их представителя рассматривается месторождение Шалкии. Оно находится в участке центриклинального замыкания Акуюкской синклинали, разбитом сериями разломов на ряд блоков. Оруденение локализовано в Юго-Западном опущенном блоке. Рудоносными являются черные доломиты с кремнистыми прослоями. Руды свинцово-цинковые, с преобладанием цинка над свинцом. Минеральный состав их очень прост: сфалерит, галенит, пирит, изредка блеклая руда, бурнонит, халькопирит, марказит. Текстуры руд послойно-вкрапленные, слоистые, редко ритмично-слоистые, конкреционные. Руды Шалкии почти не метаморфизованы. Они хорошо сопоставляются с гидротермально-осадочными рудами Жайрема.

Текелийская группа месторождений приурочена к Текелийской зоне смятия, заложенной в докембрии в виде трещины жесткого срединного массива; в каледонский и герцинский этапы тектогенеза это была «шовная» зона, по которой неоднократно возобновлялись подвижки. Свинцово-цинковое оруденение локализовано в низах текелийской свиты (верхи среднего рифея по И. С. Никитченко), представленной мелководными углеродистыми кремнисто-карбонатно-сланцевыми образованиями.

Детальнее других изучено месторождение Текели. Рудное тело представляет собой согласную линзовидную залежь. Состав руд простой: кроме главных сульфидов — пирита (преобладает), галенита и сфалерита — присутствуют сульфантимониты свинца, блеклые руды, халькопирит, бурнонит, пираргирит, пирротин. На месторождении выделено три типа руд, обладающих одинаковым минеральным составом, но с разными текстурно-структурными характеристиками.

Руды I типа слагают около половины объема залежи, сохранились в виде реликтов преимущественно в ее низах и на флангах. Текстуры руд слоистые, конкреционные, вкрапленные. Руды тонкодисперсны, для них характерны глобулы, фрамбоиды, сгустки сульфидов, углеродисто-сульфидные агрегаты типа тонких смесей. В период каледонского тектогенеза руды были динамометаморфизованы: в них возникли складки ламинарного течения, линейность, кливаж, будинаж, птигматитовые жилы и т. п. Часть рудного вещества была переотложена с образованием брекчиевых, брекчиевидных, прожилково- и гнездово-вкрапленных руд (руды II типа).

Герцинский тектогенез в свою очередь привел к дальнейшему преобразованию руд I типа и обусловил также динамометаморфизм руд II типа. В них тоже развились кливаж, будинаж, линейность, появились вязкие разрывы и пр. Произошло частичное переотложение материала в межбуждинных пережимах рудных слоев, в мелких полостях с образованием ме-

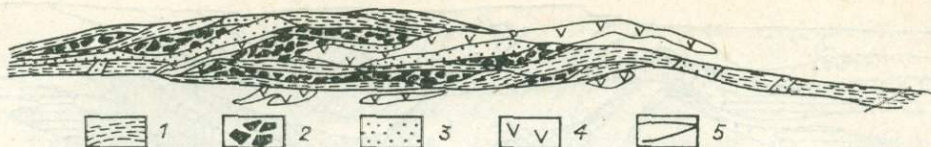


Рис. 2. Месторождение Текели. Распределение природных типов руд (план 10-го горизонта). Составила Г. Б. Паталах.

1—3 — руды: 1 — гидротермально-осадочные слоистые пиритовые и галенит-сфалерит-пиритовые в сланцах, конкреционные галенит-сфалеритовые во фтанитах, 2 — метаморфические брекчиевидные галенит-сфалерит-пиритовые (II тип), 3 — метаморфические галенит-сфалерит-пиритовые почковидные (III тип); 4 — дайки; 5 — дизъюнктивные нарушения.

таколлоидных руд III типа (рис. 2). Эти руды очень слабо метаморфизованы: в них отмечены перекристаллизация и катаклаз колломорфных агрегатов, локальное течение в сульфидной массе, цементирующей почки.

Месторождение Текели обладает определенным сходством с Шалкией и Жайремом, имея в виду близость первичных руд (I тип) Текели к гидротермально-осадочным рудам Шалкии и Жайрема, и отличается от них обилием пирита в рудах и интенсивным метаморфизмом последних.

В целом стратиформные свинцово-цинковые месторождения Казахстана по характеру процесса их формирования можно разделить на три группы: 1) месторождения, рудонакопление в которых происходило в один этап — гидротермально-осадочный; 2) месторождения, сформированные также в один этап — гидротермально-метасоматический; 3) месторождения полигенные и полихронные, формирование которых происходило в два или даже в три этапа.

В гидротермально-осадочный этап сформировались руды Шалкии и первичные руды месторождения Текели. В минералах руд Шалкии, не несущих заметных следов изменений, вскрытие флюидных включений происходило при температуре ниже 100°C (рис. 3)\*. Раствор во включениях состоит из большого количества воды, содержит до 4% газов ( $H_2S$ ,  $CO_2$ ,  $SO_3$ ,  $N_2$ ) и около 28% солей — главным образом хлоридов, сульфатов и гидрокарбонатов  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $NH_4^+$  и  $Mg^{2+}$ . В галените и сфалерите из дислоцированной и частично перекристаллизованной руды (рис. 4) включения вскрываются при более высокой температуре. Состав их близок к наблю-

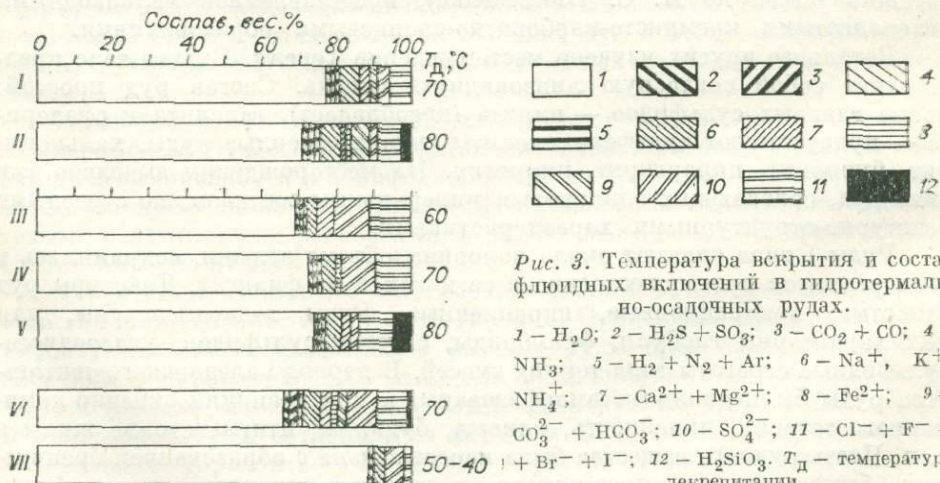


Рис. 3. Температура вскрытия и состав флюидных включений в гидротермально-осадочных рудах.

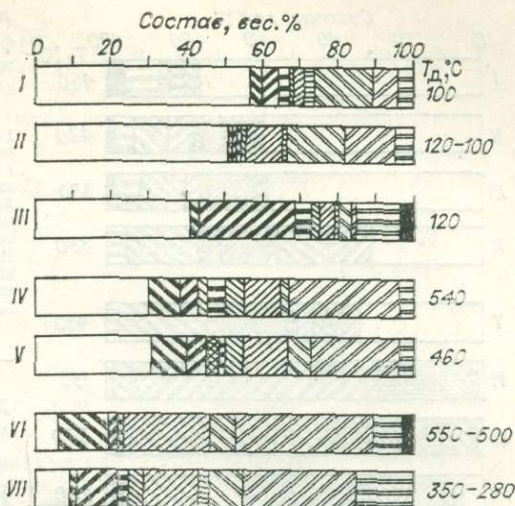
1 —  $H_2O$ ; 2 —  $H_2S + SO_3$ ; 3 —  $CO_2 + CO$ ; 4 —  $NH_3$ ; 5 —  $H_2 + N_2 + Ar$ ; 6 —  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $NH_4^+$ ; 7 —  $Ca^{2+} + Mg^{2+}$ ; 8 —  $Fe^{2+}$ ; 9 —  $CO_3^{2-} + HCO_3^-$ ; 10 —  $SO_4^{2-}$ ; 11 —  $Cl^- + F^- + Br^- + I^-$ ; 12 —  $H_2SiO_3$ .  $T_d$  — температура декрепитации.

I, II — слоистые руды месторождения Шалкии; III—V — руды месторождения Текели; III — слоистые пиритовые, IV — слоистые галенит-сфалерит-пиритовые, V — конкреционные галенит-сфалеритовые; VI, VII — руды ритмично-слоистые месторождения Жайрем: VI — пирит-сфалеритовые, VII — пиритовые.

\* Здесь и далее приведены результаты изучения флюидных включений методом вакуумной декрепитации.

Рис. 4. Температура вскрытия и состав флюидных включений в метаморфизованных и метаморфических рудах (усл. обозн. см. на рис. 3).

I, II — дислокационный метаморфизм гидротермально-осадочных руд: I — Шалкия, галенит-сфалеритовая слоистая руда, II — Жайрем, пиритовый ритмит; III — метаморфизм термальными подземными водами слоистых руд Шалкии — сульфидно-кварц-карбонатные прожилки; IV, V — метаморфизм контактовый гидротермальный тонкозернистых руд Акжала: IV — среднекристаллический галенит-сфалеритовый агрегат, V — крупнокристаллический сфалерит; VI, VII — Текели, метаморфические галенит-сфалерит-пиритовые руды: VI — раннего (II тип руд) и VII — позднего (III тип руд) периодов метаморфизма.



даемому в слабо измененной руде, но в них меньше воды, несколько больше газов и солей, среди которых появляются соли  $Fe^{2+}$ . В сульфидно-кварц-карбонатных прожилках (см. рис. 4) включения вскрываются при  $120^{\circ}C$ . Законсервированный в них флюид сравнительно беден водой, содержит много газов, особенно  $CO_2$ , около 26% солей, среди которых преобладают хлориды  $Ca^{2+}$ ,  $Na^{+}$  и  $Fe^{2+}$ , относительно много бромидов. Вероятно, первоначально это были захороненные бром-хлорные натриевые рассолы, изменившие свой состав при циркуляции в карбонатных породах.

Таким образом, в условиях Шалкии рудное вещество отлагалось в мелководном морском бассейне из рассолов; диагенез и дислокационный метаморфизм происходили при постепенном возрастании температуры; количество воды во флюидах уменьшалось, а газов — увеличивалось, общее содержание солей менялось мало.

Примерно в таких же условиях отлагались и первичные руды Текели (см. рис. 3), но здесь среди солей преобладали сульфаты и хлориды щелочных и щелочноземельных металлов. Для производных двухэтапного динамотермального метаморфизма руд (см. рис. 4) характерны высокие температуры вскрытия включений —  $550-480$  и  $360-280^{\circ}$  для раннего (каледонского) и позднего (герцинского) периодов соответственно. В составе законсервированного флюида содержится мало воды, 16—17% газов и более 75% солей — сульфатов, хлоридов, фторидов и карбонатов  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$  и  $Fe^{2+}$ .

На гидротермально-метасоматическом месторождении Акжал в минералах главной продуктивной ассоциации — сфалерит-галенитовой (рис. 5) — флюидные включения заполнены газогидротермальным раствором, состоящим примерно из равного количества воды, газов (в основном  $H_2S$  и  $CO_2$ ) и солей — сульфатов и хлоридов  $Na^{+}$ ,  $K^{+}$ ,  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$ . В контакте с малыми интрузиями под воздействием теплового прогрева (до  $540-460^{\circ}C$ ) и флюидов, содержавших в своем составе воду,  $H_2S$ ,  $CO_2$  и прочие газы, а также соли — сульфаты, хлориды и карбонаты  $Na^{+}$ ,  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$ , произошла перекристаллизация тонкозернистых сульфидных агрегатов с образованием крупнокристаллических обособлений рудных минералов (см. рис. 4).

Для месторождения Жайрем изучались руды всех трех этапов. Гидротермально-осадочные разности были представлены пиритовым и пирит-сфалеритовым ритмитами, слабо измененными последующими процессами (см. рис. 3). Находящиеся в них во множестве мелкие жидкие включения вскрываются при температуре ниже  $100^{\circ}C$ . В составе включений находятся летучие компоненты — главным образом вода, незначительное количество газов ( $H_2S$ ,  $CO_2$  и  $N_2$ ), соли — сульфаты и хлориды  $Fe^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$  и  $Na^{+}$ . Несколько более высокая температура вскрытия включений и большая насыщенность газовыми и соевыми компонентами рассолов, поро-

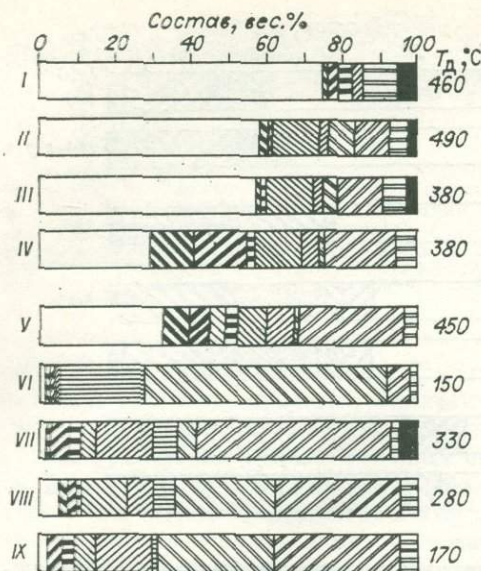


Рис. 5. Температура вскрытия и состав флюидных включений в предрудных метасоматитах и гидротермально-метасоматических рудах (усл. обозн. см. на рис. 3).

I—III — Жайрем, минеральные ассоциации предрудных метасоматитов: I — пирит-кварц-кальцитовая, II — хлорит-кальцит-калишпатовая, III — кварц-кальцит-альбитовая (III этап). IV—IX — минеральные ассоциации руд: IV — Акжал, галенит-сфалеритовая (из тонкозернистых руд); V—VI — Жайрем, II этап (V — галенит-сфалерит-кварцевая, VI — сфалерит-галенит-баритовая); VII—IX — Жайрем, III этап (VII — барит-кварцевая, VIII — халькопирит-баритовая, IX — гематит-баритовая).

дивших пирит-сфалеритовые ритмы, в сравнении с рассолами, из которых отложились пиритовые ритмы, скорее всего объясняются тем, что пирит-сфалеритовые ритмы образовались вблизи предполагаемых мест высачивания гидротерм на морское дно, а пирит-

товые — на некотором удалении от этих участков.

Дислокационный метаморфизм гидротермально-осадочных руд происходил при 100—120° с участием поровых растворов с несколько повышенной концентрацией солей, состав которых обусловлен характером рудоносных прожилков (см. рис. 4).

Отложению гидротермальных метасоматических и жильных руд (II и III этапы) предшествовали преобразования вмещающих пород и руд I этапа. При формировании пирит-кварц-кальцитовых метасоматитов (II этап) образовались включения, вскрывающиеся при 460°. В их составе много воды, около 7% газов и относительно небольшое количество солей (см. рис. 5). Газы представлены  $\text{CO}_2$ ,  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{N}_2$ , а соли — фторидами и хлоридами  $\text{Mg}^{2+}$  и  $\text{Ca}^{2+}$ , характерно присутствие кремниевой кислоты (до 6%). Флюидные включения в минералах ранней продуктивной ассоциации II этапа, галенит-сфалерит-кварцевой, вскрываются также при высокой температуре (450°) и состоят из более или менее равных количеств летучих (воды и газов) и солей, среди которых наряду с хлоридами и фторидами заметная роль принадлежит сульфатам  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Mg}^{2+}$ . В следующей относительно низкотемпературной сфалерит-галенит-баритовой ассоциации состав флюидов во включениях резко отличен (см. рис. 5). Это, по существу, расплав солей с малым количеством летучих. Воды содержит около 1%, среди газов преобладают  $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ,  $\text{NH}_3$ ,  $\text{SO}_2$ ; соли представлены преимущественно сульфатами и гидрокарбонатами  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  и  $\text{Fe}^{2+}$ .

III этап рудообразования на Жайреме начинается с локального изменения вмещающих пород. Хлорит-кальцит-калишпатовая и следующая за ней кварц-кальцит-альбитовая минеральные ассоциации характеризуются высокими температурами образования (см. рис. 5); законсервированные во включениях растворы содержат довольно много воды, 2—3% газов ( $\text{H}_2\text{S}$ ,  $\text{CO}_2$ ,  $\text{N}_2$ ) и 36—38% солей — фторидов, хлоридов, сульфатов и карбонатов щелочных и щелочноземельных металлов, а также 3% кремниевой кислоты. В минералах следующих продуктивных ассоциаций (барит-кварцевой, халькопирит-баритовой и гематит-баритовой) вскрытие включений происходило при ступенчатом снижении температур от 330 до 170°C. Как и во II этапе, во включениях находятся высококонцентрированные солевые растворы-расплавы.

Таким образом, отложение рудного вещества в гидротермально-осадочный этап на всех рассмотренных месторождениях происходило из рассолов в восстановительной обстановке во впадинах неглубокого моря.

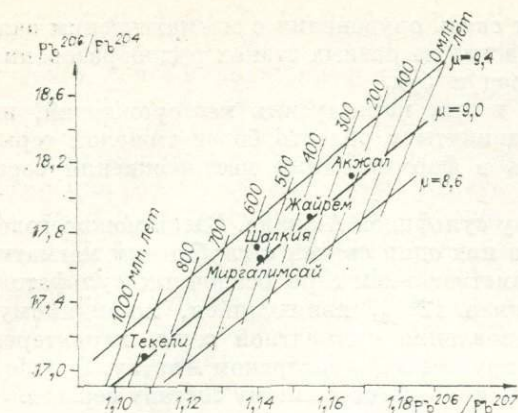


Рис. 6. Эволюционные кривые с изохронами одностадийного развития изотопного состава обыкновенного свинца свинцово-цинковых стратиформных месторождений Казахстана ( $\mu = U^{238}/Pb^{204}$  в источнике свинца; показаны ошибки определения среднего значения изотопных отношений).

Условия рудонакопления были близки к условиям образования рудоносных осадков в настоящее время в Красном море.

Эпигенетическому оруденению предшествовал щелочной метасоматоз; изменение пород вызывалось влиянием высокотемпературных гидротермальных растворов. Последующее оруденение формировалось в условиях высокой концентрации компонентов в рудообразующей системе.

С целью выяснения источников рудного вещества и серы изучался изотопный состав свинца и серы. Изотопный состав свинца рассматриваемых месторождений формально удовлетворяет модели одноэпизодного развития обыкновенного свинца: на каждом месторождении свинцы однородны, средние значения изотопных отношений лежат на одной эволюционной кривой (рис. 6).

На месторождениях хр. Каратау, заключенных в отложениях фанена — турне, установлен нижнепалеозойский (~500 млн. лет) возраст свинца, свидетельствующий о том, что руды этих месторождений образовались за счет более древних концентраций свинца.

На месторождениях Текели и Жайрем возраст рудного свинца соответствует возрасту вмещающих пород: около 900 млн. лет для Текели и ~370 млн. лет для Жайрема и других объектов Атасуйского района. Это является одним из косвенных доказательств связи оруденения с вулканизмом. На Текели изотопный состав свинца всех трех типов руд идентичен и подтверждает представление о метаморфогенно-регенерационной природе руд II и III типов. На Жайреме изотопный состав свинца разных этапов рудообразования одинаков в пределах экспериментальной погрешности анализа, что указывает на один и тот же источник свинца для руд I, II и III этапов и на небольшой временной разрыв между этапами.

Представление об эпигенетичности руд Акжолы находится в соответствии с изотопно-свинцовыми данными, согласно которым рудный свинец этого месторождения моложе вмещающих пород.

Результаты изотопных исследований серы сульфидов показаны на рис. 7. На фоне широкого разброса изотопных отношений выделяются три максимума: один вблизи метеоритного уровня, два других — по обе стороны от него. Все три максимума проявлены на месторождениях Атасуйского района (Жайрем и др.). Сера сульфидов гидротермально-осадочных руд легкая, поздних гидротермальных (III этап) — тяжелая и гидротермально-метасоматических (II этап) — близка к метеоритному стандар-

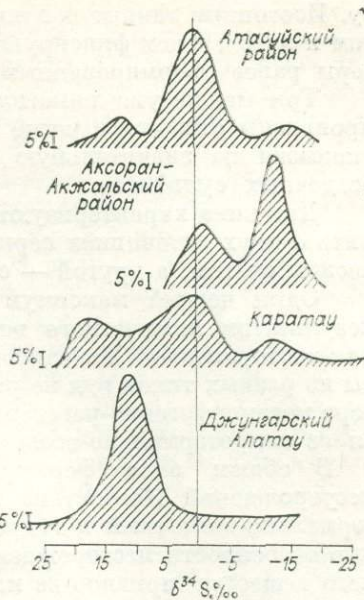


Рис. 7. Распределение изотопных отношений в сульфидной сере стратиформных свинцово-цинковых месторождений Казахстана.

ту. Изотопные данные допускают связь оруденения с магматическим очагом и вместе с тем фиксируют участие на разных этапах рудообразования серы ранее сформированных пород и руд.

Три максимума наметились и для каратауских месторождений, но проявлены они менее четко и сдвинуты в область более тяжелой серы, указывая на значительную роль в формировании месторождений серы осадочных сульфатов.

Два пика характеризуют серу сульфидов Акжала. Здесь можно говорить о двух источниках серы. Из них один связан с глубинным магматическим очагом, а другой — с заимствованием серы осадочных сульфатов.

Один четкий максимум вблизи  $12\text{‰}$ , являющийся, по-видимому, результатом химического восстановления сульфатной серы, характерен для месторождений Текелийской группы в Джунгарском Алатау. Сульфиды из разных типов руд не различаются по изотопному составу серы, т. е. сера метаморфогенно-регенерационных руд могла полностью заимствоваться из гидротермально-осадочных.

В общем виде формирование стратиформных свинцово-цинковых месторождений Казахстана протекало в два основных этапа — гидротермально-осадочный и гидротермально-метасоматический. Индивидуальные особенности месторождений обусловлены характером источника рудного вещества (привнос из магматического очага в случае месторождений атасуйского типа и, по-видимому, Текели и экстракция из древних толщ с последующим переотложением для каратауских месторождений), количественным соотношением производных разных этапов оруденения и интенсивностью преобразования руд при динамометаморфизме и под воздействием пострудных интрузий.

В. А. ПРОКИН, П. Я. ЯРОШ, В. Ф. РУДНИЦКИЙ

### МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МЕДНОКОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ УРАЛЬСКОГО ТИПА

В обширной группе колчеданных месторождений выделяются залежи медных и медно-цинковых руд, распространенные в фемических геосинклинально-складчатых поясах и приуроченные к дифференцированным вулканогенным толщам натриевой липарит-базальтовой (спилит-кератофировой) формации, получившие название «уральский тип» [Колчеданные месторождения мира, 1979]. В составе рудовмещающих толщ преобладают базальты, среди которых локально проявился более кислый вулканизм. Степень дифференциации вулканитов в различных районах не одинакова — от контрастной (липарит — базальт) до непрерывной (липарит — дацит — андезит — базальт) со всеми промежуточными переходами между ними. В фациальном отношении рудовмещающие вулканиты представлены лавами и туфами с прослоями туффитов и туфогенно-осадочных пород. Среди перечисленных стратифицированных отложений залегают экстрезивные, субвулканические и небольшие гипабиссальные тела кислых, реже средних и основных пород, комагматичных лавам и туфам.

Колчеданные месторождения приурочены к крупным существенно базальтоидным вулканическим постройкам типа стратовулканов, внутри которых тяготеют к очагам проявления кислого вулканизма. Рудные тела залегают преимущественно согласно с вмещающими породами. Нередко они ассоциируются с прослоями туффитов и туфогенно-осадочных пород. На месторождениях установлены синвулканические крутопадающие зоны смятия, брекчирования и разрывных нарушений, которые контролируют размещение отдельных рудных тел.

Высказаны различные точки зрения на генезис уральских колчеданных месторождений, от эксгалиационно-осадочного синвулканического

[Скрипченко, 1972] до гидротермального в послескладчатый этап развития Урала [Вахромеев, 1948]. Основаниями для многочисленных генетических гипотез являются противоречивые факты, наблюдаемые на одних и тех же месторождениях, указывающие, с одной стороны, на сингенетическое рудоотложение, а с другой — на эпигенетическое наложение рудной минерализации на вмещающие породы. В последние годы авторами и другими геологами выполнены целеустремленные исследования на ряде колчеданных месторождений Урала, позволившие уточнить геологические и физико-химические условия рудообразования.

На всех месторождениях Узельгинского рудного поля колчеданные залежи приурочены к слоистым горизонтам туфогенно-осадочных пород, состоящих из неокатанных и слабо округленных обломков базальтов, андезитов, липарит-дацитов, их туфов, кремнистых туффитов. Рудные тела приурочены преимущественно к мелкообломочным разностям псаммит-алевритового состава. Полимиктовый состав обломков и слоистые текстуры указывают на формирование обломочных пород в периоды затухания вулканической деятельности в результате локального размыва различных по составу и фациям вулканогенных толщ и накопление обломочного материала в водной среде в депрессиях вулканического рельефа. Наблюдается приуроченность рудных тел к местам наибольшей мощности вулканогенно-осадочных пород, т. е. к центральному частям депрессий. На Талганском месторождении установлена приуроченность рудных тел к горизонтам туффитов и кварц-гематитовых пород. Последние фациально сменяют сульфидные залежи по периферии рудных тел.

На Уральских колчеданных месторождениях установлена универсальная зональность рудных тел: серный колчедан залегает вблизи лежачего бока. Выше он сменяется халькопирит-пиритовыми рудами, которые по мере приближения к висячему боку постепенно переходят в сфалерит-халькопирит-пиритовые разности [Прокин, 1977]. Однако в некоторых колчеданных залежах Узельгинского рудного поля серный колчедан встречается также в контакте с породами висячего бока, выше зоны сфалерит-халькопирит-пиритовых руд. Эти верхние серноколчеданные руды имеют тонкозернистое, колломорфное и слоистое строение, а местами они переслаиваются с кварц-гематитовыми прослоями. Минераграфическое изучение этих руд показало, что в них присутствует тонкораспыленный гематит. Для пирита верхней зоны характерны колломорфные, фестончатые и фрамбоидальные образования.

В противоположность вышеописанному серный колчедан, развитый вблизи лежачего бока, имеет средне- и крупнозернистые структуры. В нем встречаются крупные четко ограниченные кристаллы пирита. В таких кристаллах травлением выявляются азональные ядра и зональные наружные каймы. В ядрах видны следы интенсивного динамического воздействия — трещинки спайности, системы пор, образующиеся на пересечениях плоскостей спайности. Сказанное позволяет отнести четко ограниченные зерна пирита к метакристаллам, образовавшимся в результате перекристаллизации вещества.

Характерно, что тонкозернистый слоистый серный колчедан верхней зоны присутствует только на участках субгоризонтального залегания сульфидных залежей, а в местах крутых падений рудных тел, соответствующих местоположению дорудных тектонических зон, этот тип руд сменяется медисто-цинковистой минерализацией с обломочными текстурами руд.

На колчеданных месторождениях Урала четко выражены зоны гидротермально-метасоматических изменений вмещающих пород [Прокин, 1977, 1978]. При этом руды определенного состава ассоциируются с соответствующими минеральными фациями метасоматитов. Серный колчедан, развитый вблизи лежачего бока, контактирует с серицит-кварцевыми и кварц-хлоритовыми метасоматитами. Последние развиты преимущественно в тектонически ослабленных зонах и вблизи них. Нижний контакт серного колчедана с метасоматитами обычно нерезкий и сопровождается развитием

штокверка прожилков пирита в метасоматитах. Как установлено исследованиями Ю. М. Столярова [1978], с глубиной в рассланцованных серицит-кварцевых породах появляются гипс, ангидрит, флюорит. На глубине и на флангах серицит-кварцевые и кварц-хлоритовые метасоматиты окаймляются мощной зоной серицит-хлорит-кварцевых пород. В периферических частях этой зоны распространены кальцит и доломит. Со стороны всяческого бока в перекрывающих породах последовательно располагаются зоны серицитизации, эпидотизации и гематитизации. Во внутренней части первой из них присутствуют вкрапленность и обособления пирита, реже — выделения барита.

Описанная зональность характерна для месторождений, имеющих один уровень локализации руд (Подольское, Талганское, Молодежное). На некоторых месторождениях, например на Узельгинском, в геологическом разрезе рудовмещающей вулканогенной толщии рудные тела располагаются на двух уровнях. На верхнем уровне сульфидные залежи располагаются как обычно на границе подстилающих метасоматитов и вышележащих частично измененных пород, а на нижнем уровне они находятся внутри зоны метасоматитов. Если на верхнем уровне развиты обычные халькопирит-сфалерит-пиритовые руды с вышеописанной зональностью, то в рудах нижнего уровня присутствуют пирротин, местами в преобладающем количестве, а также сидерит и магнетит. Минераграфическими исследованиями установлено более позднее развитие пирротин-сидерит-магнетитовой ассоциации по сравнению с халькопирит-пиритовой [Ярош, 1973]. В метасоматитах над нижним рудным телом в изобилии присутствуют железистые и железо-магнезиальные карбонаты: анкерит, брейнерит, сидерит, также наложенные на серицит-кварцевые метасоматиты и руды нижней залежи [Шеничный, 1979].

На всех уральских колчеданных месторождениях установлены эндогенные геохимические ореолы [Овчинников, Баранов, 1970]. При этом выделяются: подрудный уровень, на котором установлены более высокие содержания кобальта и молибдена; рудный уровень — с повышенными концентрациями меди, цинка, мышьяка; надрудный уровень — свинца, серебра, бария.

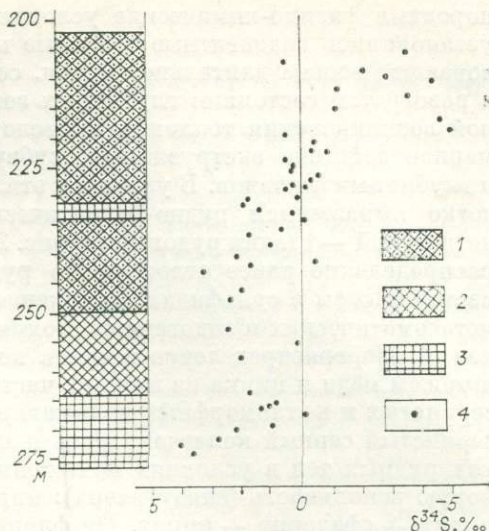
На ряде месторождений изучен изотопный состав серы сульфидов. Средние значения изотопных отношений серы на большинстве месторождений близки к метеоритному стандарту, что указывает на мантийный ее источник. Аналогичные результаты получены по Узельгинскому месторождению, по нижнему рудному телу которого все определения изотопного состава имеют небольшие отклонения от среднего значения и метеоритного стандарта. Выравнивание изотопных отношений серы Ф. П. Буслаев и др. [1976] связывают с метаморфизмом руд. В то же время по некоторым скважинам верхнего рудного тела установлено закономерное изменение  $\delta S^{34}$  от +4,2 до -5,0‰ от лежащего к всяческому боку сульфидной залежи, от серного колчедана к медисто-цинковистым рудам (рис. 1). Указанное изменение изотопного состава серы можно объяснить фракционированием изотопов в градиентном кислотно-щелочном поле.

Н. А. Андрияновой [1980] на Узельгинском, Подольском и других месторождениях изучены газово-жидкие включения в рудных и ассоциирующихся с ними жильных минералах методами декрепитации и гомогенизации. При этом установлено наличие градиентных температурных полей с более высокими температурами в центральных частях рудных залежей и пониженными по периферии и в породах всяческого бока месторождений. Абсолютные значения температур, полученные разными методами, не одинаковы. Так, по данным декрепитации они изменяются от 430° в центре месторождения до 320° по его периферии. Методом гомогенизации газово-жидких включений установлены более низкие температуры от 350—310° в халькопирит-сфалерит-пиритовой ассоциации до 200—140° в серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах с вкрапленностью сульфидов.

Изучение газово-жидких включений из слоистых руд обособленных рудных интервалов на удалении от основных сульфидных залежей показало

Рис. 1. Изотопный состав серы пиритов по скв. 2565 Узельгинского месторождения.

1 — цинковистый колчедан; 2 — медистоцинковистый колчедан; 3 — серный и маломедистый колчедан; 4 — определения изотопного состава серы (выполнены в лаборатории Свердловского горного института Н. Б. Поныр и С. Н. Игумновым).



ло, что температуры их образования были значительно ниже — около 150°.

Перечисленные противоречивые факты можно объяснить, если реально представить себе длительную историю формирования и развития рудоносных вулканических центров и питающих их магматических очагов. Судя по сингенетическим признакам, таким как согласное залегание рудных тел, приуроченность их к слоистым обломочным породам, ассоциация с кварц-гематитовыми породами, наличие слоистых фрамбоидальных руд, рудоотложение началось в период активного вулканизма синхронно с излияниями лав. В этот период в депрессиях вулканического рельефа, одновременно с накоплением слоистых туффитов и туфогенно-осадочных пород, гидротермально-осадочным способом отлагались гелеподобные сульфидные руды, сравнительно однородные по содержанию основных компонентов (рис. 2, а). В диагенетическую стадию они превращались в тонкозернистые колломорфные агрегаты.

По периферии зоны сульфидоотложения по мере падения потенциала серы и возрастания роли кислорода из растворов выпадали окислы железа и кремния, позднее превращенные в кварц-гематитовые породы. Приток серы и других рудных компонентов осуществлялся по синвулканическим тектонически ослабленным зонам, связанным с питающими магматическими очагами вулканических построек.

После перерыва вулканические извержения возобновились. При этом сингенетические руды были перекрыты туфами и лавовыми потоками. Однако деятельность рудогенерирующих магматических очагов продолжалась. В связи с перекрытием рудоносного горизонта вышележащими

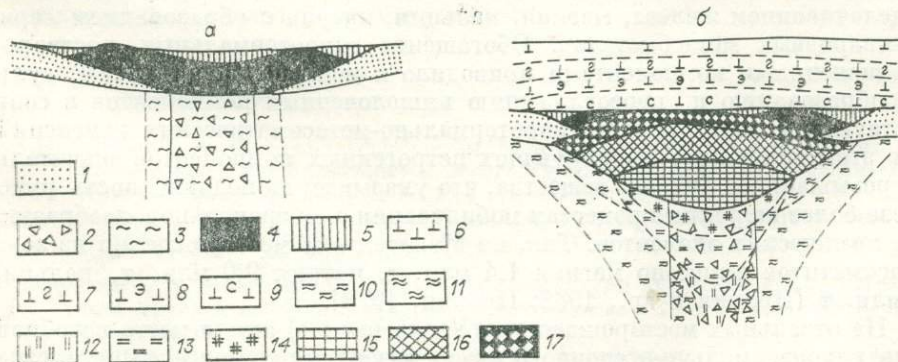


Рис. 2. Модели колчеданного рудоотложения в вертикальных разрезах (а — гидротермально-осадочная, б — гидротермально-метасоматическая стадии).

1 — туфогенно-осадочные отложения; 2 — тектонически ослабленные зоны; 3 — аргиллитизированные породы; 4 — гидротермально-осадочные руды; 5 — кварц-гематитовые породы; 6 — вулканические породы; 7—9 — частично измененные породы: 7 — гематитизированные, 8 — эпидотизированные, 9 — серцитизированные; 10—14 — метасоматиты: 10 — хлорит-серцит-кварцевые, 11 — кварц-хлоритовые, 12 — серцит-хлорит-кварцевые с гипсом и ангидритом, 13 — серцит-кварцевые, 14 — серцит-кварцевые и хлорит-кварцевые с прожилками пирита; 15—17 — руды: 15 — серноколчеданные, 16 — халькопирит-пиритовые, 17 — халькопирит-сфалерит-пиритовые.

породами физико-химические условия рудоотложения изменились. Здесь установились градиентные тепловые и кислотно-щелочные поля, существовавшие весьма длительное время, сопоставимое с периодом пребывания в разогретом состоянии глубинных зон вулканической постройки. Причиной возникновения тепловых и кислотно-щелочных полей являлось суммарное действие экструзивных, субвулканических, гипабиссальных тел и глубинных флюидов. В условиях этих градиентных полей формировалась четко выраженная рудно-магматическая зональность второй — эпигенетической — стадии рудогенеза (рис. 2, б). В эту стадию происходило перераспределение ранее отложенного рудного вещества, фракционирование изотопов серы в сульфидах, отложение новых порций руд, формирование метасоматических и эндогенных геохимических ореолов вокруг рудных залежей. Перераспределение веществ внутри рудного тела сопровождалось выносом меди и цинка из нижних частей рудных тел, где на месте тонкозернистых и колломорфных полиминеральных руд формировался крупнозернистый серный колчедан. Медь и цинк переотлагались в верхних частях рудных тел в условиях пониженной кислотности среды, образуя типовую зональность (снизу вверх): пирит — халькопирит + пирит — халькопирит + сфалерит + пирит. На флангах и вблизи всяческого бока рудных тел за пределами высоких термоградиентных полей могли сохраняться недифференцированные гидротермально-осадочные руды и кремнистогематитовые образования.

Вдоль рудоподводящего канала в условиях повышенных температур и кислотности среды образовались серицит-кварцевые метасоматиты с гипс-ангидритовой минерализацией. Магний, выщелоченный из зоны серицит-кварцевых пород, переотлагался в верхней части столба метасоматитов в стороне от рудоподводящих каналов, образуя кварц-хлоритовые породы. По периферии серицит-кварцевой зоны в условиях пониженной кислотности среды формировался мощный столб серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов. Размеры его по ширине и высоте достигают сотен метров, иногда до 1—2 км.

Над рудным телом формировался ореол частичных изменений. При этом по мере удаления от рудного тела в связи с понижением потенциала серы и возрастанием роли кислорода образовались зоны: частичной серицитизации с вкрапленностью пирита, эпидотизации, гематитизации.

Описанная зональность обусловлена дифференциальным поведением химических элементов в тепловом и кислотно-щелочном градиентных полях. В связи с более высокими скоростями диффузии кислотных компонентов на определенном этапе развития рудно-метасоматической системы создавалась волна кислотности [Коржинский, 1978], сопровождавшаяся выщелачиванием железа, магния, кальция, натрия с образованием серицит-кварцевых метасоматитов. Обогащение гидротермальных растворов перечисленными компонентами приводило к нейтрализации среды, сульфидообразованию и переотложению выщелоченных компонентов в соответствующих зонах ореола гидротермально-метасоматических изменений. При этом количество мигрирующих петрогенных компонентов значительно превышает вес рудного вещества, что указывает на подчиненность рудогенеза более широким процессам мобилизации и миграции породообразующих химических элементов. Так, на Молодежном месторождении из зоны метасоматитов вынесено магния 1,4 млн. т, натрия 9,0 млн. т, кальция 10 млн. т [Прокин и др., 1968; Прокин, 1978].

На отдельных месторождениях (Узельгинское) имели место возобновление гидротермально-осадочного рудообразования на более высоком стратиграфическом уровне и общий подъем термоградиентного и кислотно-щелочного полей. Можно предполагать, что причиной этого подъема могло стать развитие рудогенерирующего очага кислых магм. В результате руды нижнего уровня оказались в условиях более высоких температур и претерпели гидротермальный метаморфизм с образованием пирротина, сидерита и магнетита. Однако рудоподводящий канал для нижнего и верхнего рудных тел, как правило, был одним и тем же. При этом в момент фор-

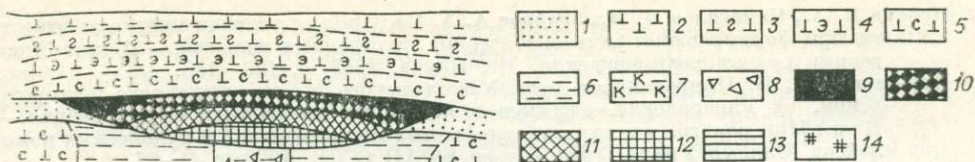


Рис. 3. Модель проявления гидротермально-метаморфической стадии на колчеданном месторождении.

1 — туфогенно-осадочные отложения, метасоматически измененные; 2 — вулканогенные породы; 3—5 — частично измененные породы; 3 — гематизированные, 4 — эпидотизированные, 5 — серпичитизированные; 6 — метасоматиты незначительно-железистым карбонатом; 7 — метасоматиты с магнетитом; 8 — тектонически ослабленная зона (рудоподводящий канал); 9—14 — руды: 9 — гидротермально-осадочные, 10 — халькопирит-сфалерит-пиритовые, 11 — халькопирит-пиритовые, 12 — серноколчеданные, 13 — гидротермально-метаморфические пирротиновые, сидерит-магнетит-пирит-пирротиновые и др., 14 — штокверковые халькопирит-пиритовые.

мирования верхнего рудного тела вдоль рудоподводящего канала, «пронзающего» нижнее рудное тело, происходили регенерация массивных руд, замещение их нерудными минералами: кварцем, хлоритом, серпичитом, карбонатом с образованием метасоматитов, содержащих прожилковую халькопирит-пиритовую минерализацию (рис. 3). Избыточное железо, освобождавшееся при регенерации массивных руд нижнего уровня, расходовалось на образование железистых карбонатов.

Роль сингенетической и эпигенетической стадий на том или ином месторождении может быть различной. Наряду с полигенными месторождениями, на которых проявились гидротермально-осадочная и гидротермально-метасоматическая стадии (Узельгинское, Учалинское, Сибайское), могут быть месторождения только сингенетические (Комсомольское) или только эпигенетические (Бурибайское). Гидротермально-метаморфическая стадия с образованием пирротин-сидерит-магнетитовой ассоциации проявляется реже. Она установлена пока на четырех месторождениях Южного Урала: Узельгинском, Озерном, Сибайском и Приорском.

Некоторые уральские колчеданные месторождения претерпели более поздний метаморфизм под действием молодых гранитных интрузий (Траньерское, Весеннее, им. 50-летия Октября) или регионального динамотермального метаморфизма (Карабашское, Красногвардейское). Эти виды метаморфизма нами не рассматриваются.

## ЛИТЕРАТУРА

- Авдриянова Н. А. Физико-химические условия формирования Узельгинского медно-колчеданного месторождения и некоторые критерии поиска колчеданных руд. Автореф. канд. дис. М., 1980. 22 с.
- Буслаев Ф. П., Игумнов С. Н., Ярош П. Я. Вариации изотопного состава серы и метаморфизм колчеданных месторождений Урала. — Геол. рудных месторождений, 1976, № 4, с. 22—29.
- Вахромеев С. А. Минералогический состав и структуры руд колчеданных месторождений Урала и некоторые данные об их генезисе. — Зап. Уральского геол. о-ва, Свердловск, 1948, вып. 1, с. 49—53.
- Колчеданные месторождения мира/Под ред. В. И. Смирнова. М.: Недра, 1979. 284 с.
- Коржинский Д. С. Кислотно-основное взаимодействие флюидов с породами и магмой. — В кн.: Метаморфизм и рудообразование. М.: Наука, 1978, с. 5—9.
- Овчинников Л. Н., Баранов Э. Н. Эндеогенные геохимические ореолы колчеданных месторождений. — Геол. рудных месторождений, 1970, № 2, с. 10—24.
- Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 174 с.
- Прокин В. А. Околорудные метасоматиты и баланс вещества на медноколчеданных месторождениях. — Тр. Ин-та геол. и геохим. УНЦ АН СССР, Свердловск, 1978, вып. 132, с. 41—55.

- Прокин В. А., Исмагилов М. И., Захаров А. А. Масштабы и условия миграции вещества при формировании метасоматических сульфидных залежей. — В кн.: Эндогенные рудные месторождения. М.: Наука, 1968, с. 123—135.
- Пшеничный Г. Н. Пирротиновые руды Узельгинского медноколчеданного месторождения, их минералогия, строение и некоторые особенности формирования. — В кн.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений и рудоносных комплексов Южного Урала. Уфа: Изд-во БФАН СССР, 1979, с. 3—17.
- Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Недра, 1972. 213 с.
- Столяров Ю. М. О гипогенной сульфид-сульфатной зональности рудных месторождений. — Геол. рудных месторождений, 1978, № 3, с. 36—48.
- Ярош П. Н. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 239 с.

Н. С. СКРИПЧЕНКО

### «ЭНДО—ЭКЗО»-СООТНОШЕНИЯ В ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ

Модель гидротермально-осадочного рудоотложения предполагает не менее двух синхронных типов осаждения — лито- и рудоседиментного. Литоседиментация в основе своей экзогенная, рудоседиментация связывается с поступлением вещества из глубинного источника. Для гидротермально-осадочного сульфидного рудоотложения характерны три принципиально разные локальные обстановки: лаво-туффовитовая, глинистая, известково-глинистая флишоидная (см. рисунок).

**Лаво-туффовитовая обстановка.** Обстановки лаво-туффовитового типа свойственны колчеданным медным и полиметаллическим месторождениям так называемого кипрского, уральского, алтайского, куроцкого типов. Независимо от конкретных механизмов накопления рудовмещающих пород особенность данной обстановки — в высокой скорости роста разреза среды. Для структурно-фациальной схемы месторождений характерны три элемента: 1) лежачий бок, представленный сульфидизированными гидротермально измененными породами; 2) главная пласто-линзовая в разной степени дифференцированная залежь сплошных сульфидных руд; 3) кровля, представленная разнотипными седиментами — грубыми рудокластами, ритмитами градационного типа, кремнисто-глинисто-гематитовыми скрытозернистыми осадками и др. Для многих месторождений ярко выраженной геохимической особенностью является развитие окисно-железистых образований. Гематитовый или кремнисто-гематитовый материал служит цементом грубых рудокластов и так называемых пиритных песчаников [Смирнов, Гончарова, 1960; Богущ, 1979]. Высокая окисленность продуктов кровли обуславливает диагенетическое окисление сульфидных седиментных выделений в слоистых рудах [Скрипченко, 1972].

В отложениях кровли проявлено два главных процесса накопления. Первый — хемогенное осаждение гидроокислов железа, второй — от-



а — лаво-туффовитовой, б — глинистой (рудные осадки впадины Атлантик II дна Красного моря), в — флишоидной.

1 — туффиты; 2 — градационные сульфидные песчаники; 3 — сплошная колчеданная руда; 4 — прожилково-вкрапленное оруденение; 5 — железисто-монтмориллонитовый слой; 6 — гидрогематитовый слой; 7 — сульфидный слой; 8 — детритивный слой; 9 — градационный флишоидный ритм; 10 — тонкослоистые полиметаллические руды.

ложение существенно пиритных песчаников под влиянием гидродинамического фактора. Оба процесса от начала до конца имеют экзогенную природу и связаны с окислением и выщелачиванием синвулканических пиритизированных гидротермалитов. Это предположение доказывается градиционным распределением в слоях монокристаллов пирита размером порядка 0,1—2 мм. Наиболее простой способ получения этих кристаллов — освобождение их при выветривании измененных пород, в которых метакристаллы пирита совершенны, а базисная часть гидротермально глинизирована.

Контрастная разделенность сульфидно-окисных аккумулятивных руд и сплошных руд главной залежи приводит к заключению, что необходимым условием проявленности слоистых руд кровли было прекращение процесса накопления сплошных руд. Поскольку в последних нет продуктов типично экзогенной седиментации, а кровля экзогенно-седиментная, ясно, что экзогенная седиментация полностью подавлялась гидротермально-осадочной. Это, в свою очередь, характеризует процесс накопления гидротермально-осадочных колчеданных залежей в лаво-туффовитовой обстановке как высокодинамичный, обусловленный относительно кратковременным интенсивным выносом высококонцентрированных сульфидоносных растворов.

**Глинистая обстановка.** Структурно-фациальные особенности гидротермально-осадочных сульфидных месторождений в глинистых обстановках состоят в следующем.

1. Практически вся рудная масса концентрируется в одной главной залежи. Ее морфологической особенностью является относительно высокое отношение мощности к длине по простиранию.

2. Руды представлены сплошным типом. По набору компонентов они полиметаллические, но по содержанию характерны колебания от рудных залежей с 1—2% свинца, цинка и меди до залежей с 20—30% этих металлов. Вариации концентрации промышленных минералов компенсируются содержанием пирита и пирротина. Широкое развитие пирротина свидетельствует об образовании данных месторождений в условиях без избытка сульфидной серы.

3. Околорудные изменения боковых пород не проявлены или носят регенерационный характер.

Сплошной характер руд и локальность рудных тел сближают эти месторождения с месторождениями лаво-туффовитовых сред, но два признака не позволяют ставить знак равенства между генетическими моделями этих месторождений. Первый: рудные тела в этих месторождениях имеют «запечатанное» положение, что означает неизменность вмещающих осадочных пород ни в почве, ни в кровле. Следовательно, эти залежи отлагались не на фронте встречи эндогенных гидротерм и морского рассола, а при смешении последних в широком ореоле вокруг выхода (канала) с небольшим сечением. Второй признак: при качественной однотипности месторождений обеих групп [Понов, 1980] в месторождениях глинистых сред отношение запасов промышленные/непромышленные рудные минералы может достигать больших значений и даже превышать единицу.

Генетической модели гидротермально-осадочных месторождений глинистых обстановок соответствуют многие элементы генетической модели полиметаллических залежей донных осадков гидротермально-рассольных впадин Красного моря. Наиболее изученная впадина Атлантис II локализована в области тонкодисперсной существенно глинистой седиментации с примесью известковых раковин отмершего планктона [Бишофф, 1974]. В отложениях впадины не отмечены признаки биохимических процессов и, следовательно, механизм накопления рудных осадков, по крайней мере в основе своей, неорганический.

Рудные осадки имеют резкую границу с горячим (56°) рассолом. Осадки представляют собой физически гетерогенную систему, рассол — гомогенную. Накопление осадков шло путем осаждения сверху. Процессы отложения типа на фронте встречи для толщи в целом исключаются.

**Средний химический состав рудных осадков гидротермальных впадин Красного моря  
[по Дж. Бишоффу, 1974]**

Компонент	Тип слоев (фаций)				Компонент	Тип слоев (фаций)			
	обломочный (1)	сульфидный (2)	гетитовый (3)	железо-монтмориллонитовый (4)		обломочный (1)	сульфидный (2)	гетитовый (3)	железо-монтмориллонитовый (4)
SiO <sub>2</sub>	27,3	24,7	8,7	24,4	CaO	23,6	2,5	3,4	4,8
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	8,4	1,5	1,7	1,1	ZnO	0,08	12,2	0,7	3,2
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub> (общ.)	6,5	24,3	64,2	37,1	CuO	0,01	4,5	0,3	0,8
FeO	1,4	13,4	2,7	11,7	CO <sub>2</sub>	23,1	5,7	3,6	8,6
Mn <sub>2</sub> O <sub>4</sub>	0,6	1,1	1,1	2,1	S	0,3	16,8	0,6	3,9

Примечание. Цифрами 1—4 обозначена последовательность слоев снизу вверх по разрезу.

Типичная колонка рудного осадка имеет следующий набор слоев (снизу вверх): 1) обломочный, известково-кремнисто-глинистый по химическому составу (60 см), 2) сульфидный полиметаллический (200 см), 3) гидроокисно-железный (100 см), 4) железо-монтмориллонитовый (450 см). Химический состав слоев отображен в таблице. Время накопления колонки определяется около 12 000 лет [Эмери и др., 1974].

При анализе соотношений различных членов колонки возможны два решения. Первое — стратифицированное чередование связано с последовательным циклическим осаждением, второе — чередование является результатом в основном гравитационной дифференциации. Первый механизм дифференциации рудного осадка отмечается в работе Р. Брукса и др. [1974]. Идея гравитационной дифференциации как механизма образования сульфидного слоя предложена автором настоящей статьи при рассмотрении вариаций химического состава и фазовых соотношений в колонке. Интерстициальные воды осадков близки по составу рассолу над осадком. Содержание щелочных элементов в рассолах и интерстициальных водах одинаково, хотя в отношении свинца, цинка и меди наблюдается повышение на порядок и достигает  $6,3 \cdot 10^{-5}$ ,  $5,4 \cdot 10^{-4}$ ,  $2,6 \cdot 10^{-5}$  % соответственно [Брюер, Спенсер, 1974]. По распределению интерстициальных вод колонка разбивается на две части: верхнюю (слои 2, 3, 4), примерно 90% разреза с содержанием воды 95—80 вес. %, и нижнюю (слой 1), около 10% мощности с содержанием воды около 60%. Для верхней части наблюдается закономерное снижение содержания воды книзу от 95 (слой 4) до 80% (слой 2).

Нижняя часть колонки (слой 1) представляет собой обломочный осадок из обломков карбоната, кварца и полевого шпата. Сравнительно с верхней частью он почти не содержит сульфидных и железистых минералов (см. таблицу). Практически вся твердая минеральная масса приходится на обломки размером 2—62 мкм и более. Обломочные выделения в верхней части колонки (слои 2, 3, 4) составляют незначительную примесь. Эти данные позволяют предположить, что нижний обломочный слой представляет собой продукт гравитационного осаждения обломков, прошедших сквозь верхнюю часть колонки. Отсутствие в обломочном слое рудных примесей связано с тем, что в осадке имеется только интерстициальная рассольная жидкость. Вне слоя рудные минералы находятся в состоянии, близком к взвешенному. По-видимому, при осаждении нерудных обломков верхний сульфидный слой (2) последовательно оттесняется кверху.

Имеется два признака гравитационной дифференциации в рудной части колонки (слои 2, 3, 4): расположение тяжелого сульфидного дифференциата внизу, более легкого железо-монтмориллонитового вверху; концентрация окисного железа в виде гетитового слоя, залегающего ниже железо-монтмориллонитового слоя.

В общем степень разделения сульфидных и окисных минеральных форм очень высокая (см. таблицу), но по разрезу колонки неравномерная. Сульфидов практически нет в гетитовом слое, тогда как в железо-монтмо-

риллонитовом их содержание относительно высокое. Такое распределение объясняется аккумулятивным характером сульфидного и гетитового слоев за счет генерации и осаждения соответствующих минеральных форм в основном по мощности железо-монтмориллонитового слоя. Возможно, повышение содержания сульфидов в железо-монтмориллонитовом слое связано с промежутком времени между химическим выделением и ступенчатостью сульфидов до состояния, когда они приобретают способность к погружению.

Распределение несulfидной железной минерализации характеризуется резким изменением отношения  $Fe_2O_3/FeO$  в разрезе. В верхнем железо-монтмориллонитовом слое (4) оно равно примерно трем, в нижнем гетитовом (3) повышается до 24 при общем содержании окиси и закиси железа в твердой фазе около 50% в верхнем и 66% в нижнем. Если учесть, что окисление железа происходит в надосадковом рассоле [Бишофф, 1974], то преимущественное концентрирование твердых гидрогетитовых образований в нижней части осадка следует связывать с гравитационным осаждением гетита сквозь железо-монтмориллонитовый слой.

Особенность железо-монтмориллонитового слоя в том, что вес твердой минеральной массы в нем равен всего 5%, остальное — раствор. Непосредственно ниже в гетитовом слое этот вес возрастает до 15%, а в сульфидном до 20%. Консистентное состояние осадка с очень низким содержанием твердой фазы связано с его глинистым характером.

В итоге вся колонка рудных осадков впадин Красного моря представляет собой действующую модель сульфидного полиметаллического и окисного железного и отчасти марганцевого рудонакопления в обстановке глинистой седиментации. Основное свойство модели в том, что в ней происходит гравитационное разделение генетически неоднородного матернала в последовательности (снизу вверх): 1) обломочный слой из детрита размером свыше 2 мкм, 2) сульфидный слой, 3) железоокисный слой, 4) железисто-глинистый слой. Данная модель хорошо объясняет природу сплошных сульфидных залежей в глинистых толщах. Форма залежей и распределение в них полезных компонентов являются результатом как осадочного процесса, так и гравитационной дифференциации. Длительное нахождение сульфидной фазы в виде устойчивой водно-сульфидной системы с содержанием воды 80 вес. % может быть причиной стекания в углубления дна, что осложняет форму первично-осадочных залежей.

**Известково-глинистая флишоидная обстановка.** Тип комбинирования оруденения и литоседиментных образований здесь определяется как ритмично-слоистый. Характерным примером является Жайремское месторождение [Скрипченко, 1980]. Колонка рудных залежей здесь представляет собой чередование глинисто-кремнисто-известковых детритовых ритмов с нормальным градационным распределением обломочного материала. Слои свинцово-цинковых сульфидных руд сосредоточены в верхней более глинистой и в то же время обогащенной органическим веществом части ритмов. Таким образом, высокоэнергетическая основная часть разреза ритмов нерудная. Оруденение ассоциируется только с низкоэнергетической верхней половиной. Поэтому можно считать, что оруденение проявляется как функция седиментной обстановки. Жайремские руды отличаются исключительно тонкой слоистостью. На 5 см разреза здесь может насчитываться до 50 различных слоев. Рудные прослои характеризуются отношением сульфиды/нерудный материал, колеблющимся почти от 0 до 5. Характерны при этом вариации структурных связей рудных и нерудных компонентов от конкреционной формы для рудных минералов при содержании последних менее 20% до сплошных руд, где объем сульфидов достигает 90—95%.

Генетически ритмично-слоистый флишоидный тип рудных обстановок можно определить как тип последовательного осаждения. Скорость накопления среднего рудно-известково-глинистого ритма на Жайреме определена В. А. Лыткиным [1972] около 7 тыс. лет. Для рудных залежей среднее число ритмов около 90. Сравнивая эти данные с рудными осадками

Красного моря, можно отметить, что время накопления среднего Жайремского ритма только в 2 раза меньше, чем всей рудной колонки впадины Атлантик II. Отсюда ясно, что конечное рудосодержание в осадочных обстановках определяется главным образом соотношением рудо- и литоседиментации. Но это, в свою очередь, становится возможным из-за низкой скорости рудоотложения.

**Вывод.** Рассмотренные три обстановки гидротермально-осадочного рудообразования по динамике источника делятся на две группы. Лаво-туффовая характеризуется высокой динамикой источника, две другие — глинистая и флишoidalная — низкой.

Не вдаваясь в обсуждение конкретной природы источников оруденения, отметим, что для всех обстановок поступление рудного материала связано с гидротермальным привносом снизу. Принципиальная особенность рудоотложения в обстановках лаво-туффитовой группы состоит в полном подавлении экзогенной литоседиментации рудоосаждением. Наоборот, в обстановках глинистого и флишoidalного типов скорости рудо- и литоосаждения сближаются.

Разные типы рудо-литоседиментных соотношений как отображение разной динамики источников оруденения обосновывают вывод о различных типах источников для месторождений в лаво-туффитовой, глинистой и флишoidalной обстановках. В то же время следует отметить, что динамика источников оруденения не раскрывает их генетического содержания.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бишофф Дж. Осадки гидротермальных рассолов Красного моря (минералогия, химизм и генезис).— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 137—193.
- Богуш И. А. Комбинированные руды колчеданных месторождений Северного Кавказа.— Геол. рудных месторождений, 1979, № 6, с. 32—43.
- Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и плов Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 76—95.
- Брюер П., Спенсер Д. Замечания о химическом составе термальных рассолов Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 70—75.
- Лыткин В. А. Особенности литологии и полиметаллического оруденения Жайремского рудного поля (Центральный Казахстан). Автореф. канд. дис. Новочеркасск, 1972. 21 с.
- Попов В. В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. М.: Недра, 1980, 248 с.
- Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Недра, 1972. 216 с.
- Скрипченко Н. С. Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. М.: Недра, 1980. 215 с.
- Смирнов В. И., Гончарова Т. Я. Геологические особенности образования колчеданных месторождений западной части Северного Кавказа.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1960, № 2, с. 3—14.
- Эмери К., Хант Дж., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря.— В кн.: Современное гидротермальное рудоотложение. М.: Мир, 1974, с. 7—25.

И. В. ПОКРОВСКАЯ, О. А. КОВРИГО

#### МОДЕЛЬ ФОРМИРОВАНИЯ МНОГОЭТАЖНОГО ВУЛКАНОГЕННОГО ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ РУДНОГО АЛТАЯ

Качественными моделями процессов рудообразования являются схемы формирования месторождений [Кузнецов и др., 1981]. Разработка их особенно трудна для месторождений сложного и спорного генезиса, к числу которых относятся колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая [Проблемы генезиса..., 1977]. На многих из них наряду с

гидротермально-метасоматическим процессом, создавшим главную массу продуктивного оруденения, имеются признаки накопления рудного вещества: 1) путем осаждения на морском дне (свинцово-цинковые руды Риддер-Сокольного, Осеннего, колчеданно-полиметаллические Стрежанского, серноколчеданные Тишинского, Орловского и других месторождений); 2) в результате оползания, разрушения и переотложения части руд в пластичных глинистых осадках в виде горизонтов рудокласт (2-я Риддерская, Корбалихинское); 3) при перекристаллизации и переотложении в связи с внедрением верхнедевонских липаритовых порфиров (Стрежанское), нижнекарбонатных даек порфиритов (Риддер-Сокольное) и пермских гранитоидов (регенерированные руды Стрежанского и Старковского месторождений), а также вследствие динамометаморфизма (руды в зонах смятия).

Первичное рудообразование в девонское время на многих месторождениях происходило на нескольких стратиграфических уровнях [Щерба и др., 1973]. Это наиболее детально изучено на Риддер-Сокольном, руды и породы которого сохранили близкое к первичному залегание и слабо метаморфизованы. Здесь четко проявилась уникальная многоэтажность [по Щербе, 1957] оруденения, выявленного к настоящему времени на четырех уровнях девонского разреза сверху вниз\*: I — *полиметаллический*, приуроченный к так называемому «критическому горизонту» по П. П. Бурову и Н. Н. Куреку (1939 г.) — границе кремнистых пород (микрокварцитов) с перекрывающими их алевропелитами верхней части кряковской свиты ( $D_2em_2kr$ ); II — *цинково-медный* — в кремнистых породах нижней части кряковской свиты и в вулканомиктовых гравелитах верхней части ленинградской свиты ( $D_2em_1ln$ ); III — *полиметаллический*, существенно свинцово-цинковый — на границе вулканомиктовых гравелитов и лав фельзит-порфиров ленинградской свиты; IV — собственно *полиметаллический*, приуроченный к контакту фельзит-порфиров с туфогенно-осадочными породами заводской свиты ( $S - D_1$ ).

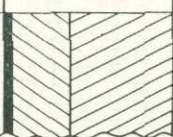
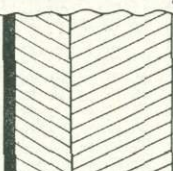

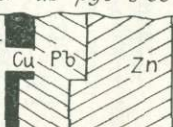
Главные рудообразующие сульфиды на всех горизонтах одни и те же — сфалерит, галенит, халькопирит, пирит, однако их соотношения от горизонта к горизонту заметно меняются. Отношение  $Cu : Pb : Zn$  для I горизонта составляет 0,2 : 1,0 : 2,2, II — 6 : 1 : 2,8, III — 0,17 : 1 : 2,5 и IV — 0,5 : 1 : 4,3. Как видно, в рудах II горизонта в сравнении с I резко возрастает содержание меди и уменьшается — свинца. Аналогичная тенденция, но слабо выраженная, имеет место и в рудах IV горизонта в сравнении с рудами III (табл. 1), т. е. она проявляется одинаково в парах горизонтов (I—II, III—IV).

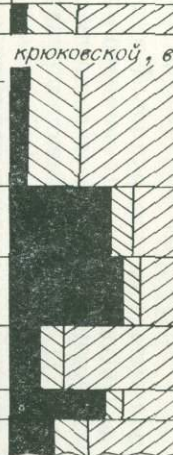

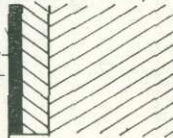
Месторождение приурочено к наиболее приподнятой средней части субширотной Ленинградской грабен-синклинали в ядре Синюшинского антиклинория. Для участка характерно блоково-складчатое строение, обусловленное сочетанием пологих складок, долгоживущих разрывных нарушений конседиментационного заложения и вулканотектонических форм. В разрезе выделяется два структурных этажа. Нижний представлен интенсивно дислоцированными породами метаморфической толщи (силур?), верхний — сравнительно неметаморфизованными пологолежащими породами нижнего — среднего девона.

По Б. Л. Чепрасову и др. [1972], сверху вниз согласные линзовидные тела массивных и метаколлоидных руд в зонах межпластовых нарушений сменяются сетчато-жилыми системами (штокверк) с прожилково-вкрапленным оруденением, далее — субпараллельно-жилыми системами с поясовым строением жил и зоной редких прожилков и жил с бедным оруденением. Наличием такой зональности обусловлена специфическая «медузообразная» форма рудных тел в пределах I и II горизонтов. Рудные тела III горизонта — крутопадающие секущие залежи близ границы кислых лав и вышележащих вулканомиктовых гравелитов ленинградской свиты  $D_1$ . На IV горизонте они представлены согласными залежами на контакте

\* Возрастная датировка дается с учетом последних данных по Ленинградскому району, приведенных в статье В. А. Кокшарова и др. [1981].

Уровни донского оруденения и вертикальная зональность (снизу вверх) на примере Риддер-Сокольного месторождения

Последовательность	Состав руды	Генетический тип	Форма рудных тел	Соотношение основных элементов	Сопутствующие элементы	Минеральные ассоциации	Типичные околорудные изменения	Температуры гомогенизации (°C)
7	Карбонатно-кварцевые жилы с кр.з. сульфидами	Метаморфогенные	Гуровень Верхняя часть Секущие жилы	Верхняя часть кряковской	свиты (D <sub>2</sub> em <sub>2</sub> kr)	Тетраэдрит-халькопирит-сфалерит-доломит-кварцевая	Нет	180-130 (кварц) кубический гессит (t > 155)
6	Сульфидно-серцитовые	То же	Неправильные тела в зонах пострудного дробления		Ag, Sb, Cd	Сфалерит-пирит-клинохлор-фенгитовая	Серцитизация	Не опр.
Эксплозивные брекчии с обломками руд I и II уровней								
5	Серебро-золото-барит-свинцово-цинковые	Метасоматические выполнения трещин и полостей	Купола, пологие залежи, жилы		Ag, Au, Ba, Sb, Cd	Серебро-золото-блеклорудно-галенит-сфалерит-кварц-баритовая	Серцитизация, карбонатизация	180-130 (барит, кварц, сфалерит, альбит)
4	Свинцово-цинковые	Седиментные	Пласты, линзы		Ag, Cd, Sb	Галенит-пирит-доломит-сфалеритовая	Нет	130-70 (барит) 110-90 (карбонат) глобулярный пирит (t < 200)
Аллохтонные рудокласты из руд 3-го типа в алевропелитах D <sub>2</sub> em <sub>2</sub> kr								
3	Полиметаллические	Выполнения полостей, метасоматические	Пологие залежи, штокерк (медузообразная)		Cu, Pb, Zn, Ag, Cd, Sb	Галенит-пирит-доломит-сфалеритовая	Окварцевание, серцитизация, хлоритизация-клинохлор	180-110 (барит) редкая эмульсия халькопирита в сфалерите (t > 350)
2								

1	Серноколчеданные (слабо развиты)	Седиментные	Слойки, конкреции		As, Ni, Mn, Ti	Кремнисто-доломит-пиритовая	Нет	Глобулярный пирит ( $t < 200$ )
		Метасоматические	Вкрапленность, жилки		As, Se, Co	Кварц-пиритовая	Окварцевание	
Среднее для I уровня								
4	Полиметаллические или барит-полиметаллические	II уровень	Нижняя часть крутопадающей, верхняя ленингорской свиты ( $D_1, m_1, l_n$ )		Se, Te, Bi, Cd	Кварц-(барит)-галенит-сфалеритовая	Окварцевание, серицитизация	305-195 (кварц) 360-180 (барит) структуры распада халькопирита-сфалерита ( $t > 350-400$ )
		Выполнение трещин и полостей	Системы крутопадающих жил, пологие залежи					
3	Цинково-медные	То же	То же		Se, Te, Bi, Cd, Co	Кварц-сфалерит-халькопиритовая	Окварцевание, хлоритизация (корундофиллит)	260-185 (кварц, доломит)
2	Медноколчеданные	То же	Крутопадающие жилы		Se, Bi, Co	Кварц-пирит-халькопиритовая	То же	325-170 (кварц)
1	Серноколчеданные	Метасоматические	Неправильные ореолы		Se, As, Co	Корундофиллит-кварц-пиритовая	Хлоритизация (корундофиллит)	420-290 (кварц)
			Среднее для II уровня					
Среднее для I и II уровней								
Гальки руд IV уровня в гравелитах ( $D_1, m_1, l_n$ )								
III уровень	Полиметаллические существенно Pb-Zn	Метасоматические	Зона контакта вулканомиктовых вверху и кислых эффузивов внизу ленингорской свиты ( $D_1, m_1, l_n$ )		Ba, Au, Cd, Jn, Sn, Co	Галенит-пирит-сфалерит-кварцевая	Окварцевание	Широко распространены эмульсионные структуры распада халькопирита в сфалерите ( $t > 350-400$ )
			Крутопадающие тела					
IV уровень	Полиметаллические	Метасоматические, выделения трещин	Зона контакта кислых эффузивов ленингорской свиты ( $D_1, m_1, l_n$ ) и песчано-сланцевой толщи (S-D <sub>1</sub> )		Ba, Cd, Au, Se, Te, Hg и др.	Халькопирит-сфалерит-кальцит-кварцевая	Окварцевание	То же
			Пологие тела переходят книзу в крутопадающие					

Обобщенная схема зональности в пределах горизонта (сверху вниз)

Тип оруденения	Состав руд	Типичные околорудные изменения	Элементы	
			Основные	Спутники
5	Серебро-барит-свинцово-цинковые	Серцитизация, карбонизация	Pb, Zn, Ba	Ag, Cd, Sb
4	Полиметаллические	Окварцевание, серцитизация	Zn, Pb, Cu	Ag, Cd, Sb
3	Медно-цинковые и медноколчеданные	Хлоритизация (клинохлор, прохлорит)	Cu, Zn, Fe	Se, Te, Bi, Au, Sn, Co
2	Серноколчеданные	Окварцевание, хлоритизация (корундофиллит)	Fe	As, Co, Ni
1	Зона выщелачивания (безрудная)	Серцит-кварцевая (слюда — фенгит)	Si	

Примечание. 1—5 — последовательность минералообразования.

выше упомянутых кислых лав с песчано-сланцевой заводской свитой (S — D<sub>1</sub>) с крутопадающими корнями в последней. Таким образом, и здесь рудные тела обладают охарактеризованной выше структурной зональностью.

Описанная структурная зональность сопряжена с типичной для полиметаллических месторождений Алтая минералогической зональностью (табл. 2).

В верхних частях тел полиметаллических руд как I, так и II горизонтов появляется барит, но ведущую роль барит-свинцово-цинковые руды приобретают только в самых верхних частях месторождения (I горизонт). В жилах цинково-медных руд II горизонта блеклая руда представлена цинксодержащим теннантитом [Ковриго и др., 1978].

Оруденение III и IV уровней по составу является полиметаллическим, а не медным или медно-цинковым, как можно было бы ожидать, исходя из представлений о единой сквозной зональности для всего месторождения [Ермолаев, 1972; Малыгин, 1972; Пронин, 1980].

Устанавливается и четкая геохимическая специализация горизонтов по составу сопутствующих элементов в главных сульфидях. От I горизонта ко II и далее к III + IV в них увеличивается количество селена, теллура, висмута, олова, кобальта, марганца и, возможно, никеля. В то же время содержание кадмия в сфалерите и галените и мышьяка в пирите сохраняется на близком уровне. Изменения содержаний имеют ступенчатый характер, резко меняясь от горизонта к горизонту.

Процесс образования месторождения в целом представляется в следующем виде. Наиболее ранним является оруденение самого глубокого IV горизонта. Руды его формировались путем выполения крутопадающих трещин, межпластовых отслоений и мелких трещин, редко — путем метасоматоза. Сульфиды обычно находятся в количественно преобладающей массе жильных минералов — кварца и карбонатов (доломита, анкерита). Выделение минералов проходило в обычной последовательности: кварц — карбонат — пирит — халькопирит — сфалерит — галенит — барит — флюорит. Отложение руд III горизонта происходило в близких условиях, но на более высоком стратиграфическом уровне. В настоящее время не имеется данных о более позднем их образовании в сравнении с рудами IV горизонта, возможно, они близки во времени. Минеральные ассоциации, слагающие те и другие руды, близки по составу (галенит-пирит-сфалерит-кварцевая для III и халькопирит-сфалерит-кальцит-кварцевая для IV горизонтов).

Верхнюю возрастную границу оруденения того и другого горизонтов Ю. Ф. Олейник и др. датируют находками рудных галек в вулканомиктовых гравелитах, перекрывающих III горизонт оруденения.

Руды II цинково-медного горизонта были сформированы в три стадии: серноколчеданную, цинково-медную и золото-сульфидно-кварцевую ступень барит-полиметаллической стадии. Серноколчеданная стадия проявилась слабо в основном в глубоких частях горизонта. Пирит отлагался преимущественно метасоматическим путем, образуя в ассоциации с корундофиллитом и кварцем неравномерную вкрапленность в туфогенных и кремнистых породах. Рудообразующие минералы основной — цинково-медной — стадии заполняли протяженные трещины, формируя жилы грубополосчатой, реже — пятнистой или массивной текстуры. Наблюдается четкая последовательность заполнения трещин (от зальбандов к центру и снизу вверх по восстанию): пирит — халькопирит — сфалерит — галенит — кварц, доломит. Ширина полос в жилах достигает первых десятков сантиметров, а мощность отдельных жил — до 8 м. Характер заполнения свидетельствует о медленном приоткрывании трещин. Присутствие обломков серноколчеданных руд среди халькопирита в медноколчеданных рудах позволило отнести их к образованиям разных стадий.

Центральные части жил цинково-медных руд на отдельных залежах выполнены тонко-ритмично-полосчатыми золотоносными сульфидно-анкерит-кварцевыми жилами, которые пересекают своими ответвлениями грубополосчатые медно-цинковые руды в зальбандах жилы. На других залежах такие тонкополосчатые жилы подчинены иному плану разрывной тектоники, чем медно-цинковые, но также пересекают их. Вверх по восстанию в тонкополосчатых жилах, секущих микрокварциты, увеличивается количество барита, наряду с золотом появляются серебро, электрум, аргентит, серебросодержащий тетраэдрит, гематит. Сеть жил сгущается, и на I горизонте они переходят в карбонат-кварц-баритовые породы, слагающие куполовидные тела. В основании куполов находятся микрокварциты, а в кровле — слабо оруденелые алевропелиты. Присущие куполам брекчиевые и крустификационные текстуры руд говорят о неоднократном дроблении минеральных образований и последующей цементации их вновь поступившим и переотложенным материалом. По мнению Б. Л. Чепрасова [1963], это — купола минерализационного роста.

Описанные тонкополосчатые жилы и купола принадлежат барит-полиметаллической стадии с золото-сульфидно-кварцевой и серебро-барит-свинцово-цинковой ступенями минерального равновесия, проявившейся, как будет показано ниже, не только позже медно-цинковой, но и позже основной полиметаллической стадии, создавшей главную массу руд I горизонта.

Оруденение I горизонта — полиметаллическое, существенно свинцово-цинковое, является вероятнее всего (по мнению И. В. Покровской) более поздним, чем медно-цинковое II горизонта, а не ранним, как это предполагалось ранее [Чепрасов и др., 1972]. В пределах I горизонта выделяются близкие по составу (свинцово-цинковые), но различные по происхождению подтипы руд (от ранних к поздним): 1) прожилково-вкрапленные мелко-среднезернистые в измененных (серицитизированных, окварцованных и доломитизированных) кремнистых породах лежащего бока тел сплошных руд; 2) сплошные массивные или метаколлоидные руды, слагающие линзы в полостях отслаивания на контакте алевропелитов и микрокварцитов, а также более мощные тела (Основная Риддерская залежь); 3) стратифицированные тонковкрапленные слоистые руды в алевропелитах крюковской свиты на 2-й Риддерской залежи [Покровская, Ковриго, 1970]; 4) так называемые «обломковидные» руды сравнительно мощных (0,5—4 м) горизонтов среди вышеупомянутых алевропелитов со слоистыми рудами [Покровская и др., 1977]; 5) серебро-золото-барит-свинцово-цинковая минерализация, описанная выше; 6) метаморфогенные сульфидно-серицитовые руды, образующие секущие тела в зонах пострудных нарушений, пересекающих массивные руды 1-го подтипа. Принятое на

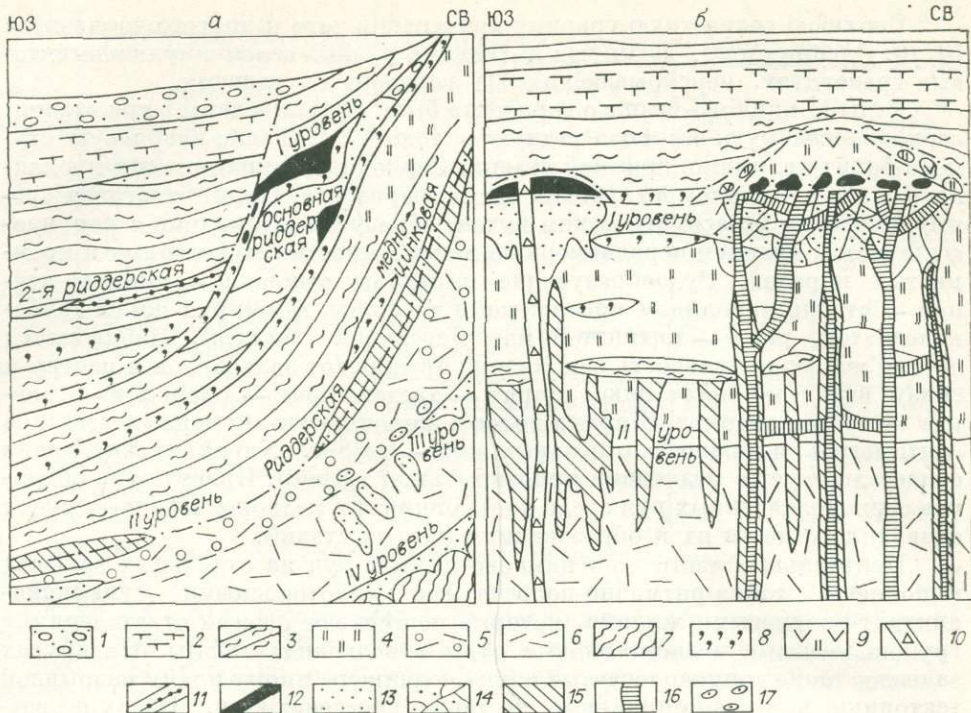


Схема вертикальной зональности оруденения на Риддер-Сокольном месторождении (а — северная часть месторождения, б — центральная).

1 — наносы; 2 — туфы ильинской свиты; 3 — алевропелиты крюковской свиты; 4 — кремнистые породы (микрочашицы); 5 — вулканомиктовые гравелиты ленинградской свиты; 6 — кислые эффузивы ленинградской свиты; 7 — породы метаморфической толщи; 8 — гидротермалиты ряда доломитолит — хлоритолит — серицитолит; 9 — кварц-баритовые породы; 10 — эксплозивные брекчии; 11 — слоистые полиметаллические руды; 12 — сплошные полиметаллические руды; 13 — вкрапленные и прожилково-вкрапленные полиметаллические руды; 14 — штокверковая минерализация в основании кварц-баритовых куполов; 15 — жилные цинково-медные руды; 16 — тонкопелочатые золотоносные сульфидно-кварцевые жилы; 17 — обломки вкрапленных полиметаллических руд в вулканомиктовых гравелитах ленинградской свиты.

месторождении название этих руд связано с обильным развитием в таких зонах серицита (фенгита), в котором вкраплены переотложенные из сплошных руд сульфиды.

Об условиях формирования руд I горизонта имеются следующие представления [Покровская и др., 1977]. Массивные полиметаллические руды отлагались в полости послынного срыва под экранирующими алевропелитами. В нижележащих хрупких кварцитах одновременно путем метасоматоза и выполнения мелких трещин формировались прожилково-вкрапленные руды. Чехол «экранирующих» алевропелитов был, вероятно, маломощным и при тектонических подвижках мог прорываться в верхней части флексуры на западном крыле горст-антиклинали (см. рисунок). Результатом этого было разрушение верхушки тела сплошных руд и оползание обломков в пластичных глинистых осадках по склону флексуры в район 2-й Риддерской залежи. При осаждении мелкой взвеси песчаной и гравийной размерности возникала типичная для осадочных отложений градационная слоистость, а крупные рудокласты, обломки кремнистых пород, алевролитов образовывали в глинистой массе хаотические скопления. Примечательно, что обломки, как правило, облакаются слоистостью цементирующего алевропелита, и лишь самые крупные из них острыми краями прорывают слойки подстилающей породы. Пласты возникших таким путем «обломковидных» руд чередуются с пластами безрудного алевропелита и типичными слоистыми рудами. Последние могли быть продуктами перемыва рудного материала и возникать при непосредственном излиянии гидротерм в глинистые осадки. Изложенные представления согласуются с геологическими данными о конседиментационном характере горст-

антиклинальной структуры месторождения, возникшей в крюковское время [Чепрасов и др., 1972].

Среди рудокласт не были обнаружены залегающие значительно ниже по разрезу крупнозернистые медно-цинковые руды II горизонта, а также золото-барит-свинцово-цинковые. Последние по отношению к сплошным полиметаллическим рудам являются более поздними, поскольку в нижней части карбонатно-кварц-баритовых куполов часто наблюдаются крупные глыбы — реликты сплошных руд. По-видимому, образование барит-свинцово-цинковых и полиметаллических руд здесь, как и на других месторождениях Алтая, разделено периодом новых тектонических движений. Трещинообразование в новую барит-полиметаллическую стадию проникало на более высокие гипсометрические уровни горст-антиклинальной структуры, где происходило смешивание глубинных и обогащение кислородом вадозных вод (образование барита, гематита).

Новые тектонические импульсы фиксируются внедрением эксплозивных брекчий с округленными обломками всех перечисленных выше типов руд (кроме слоистых), разнообразных пород, в том числе не известных на участке месторождения гранитоидов. Поступавшие с больших глубин агрессивные щелочные растворы переотлагали ранее отложенный рудный материал, образуя богатые фенгитом существенно цинковые (сульфидно-серицитовые) руды. В этот новый метаморфогенно-гидротермальный этап окончательно сформировались серицитолиты и доломитолиты, выделенные и описанные Н. Н. Куреком [Курек Н. Н., Курек А. И., 1954]. Согласно определениям абсолютного возраста (255—265 млн. лет) по серицитолитам [Хисамутдинов, 1964], в карбоне уже имело место переотложение (регенерация) оруденения. Первичное же рудонакопление началось, по-видимому, в нижнем девоне, поскольку рудные гальки обнаружены в отложениях нижнего эмса (ленингорская свита —  $D_{1em_1ln}$ ), продолжалось оно и в начале среднего девона (разрушение рудных тел с образованием аллохтонных рудокласт в крюковской свите верхнего эмса). Конкретных данных о времени формирования золото-барит-полиметаллических руд не имеется, однако в пределах Ленингорского грабена оно было не моложе эйфеля — живета, поскольку в породах этого возраста (ильинская, сокольная свиты) оруденение практически отсутствует. Обломки же этих руд попадают в эксплозивные брекчии, условно датируемые карбоном, следовательно, к этому периоду рудоотложение было полностью завершено.

На других месторождениях Ленингорского района в пределах долгоживущих зон смятия рудонакопление происходило и позже на более высоких уровнях девонского разреза: в отложениях эйфеля (Тишинское, Шубинское), эйфеля — живета (Гусяковское, Чекмарь) и живета —  $D_3$  (Стрежанское).

Прослежена связь между составом оруденения соответствующих уровней и характером вулканизма. Временная связь рудоотложения с цикличностью вулканических процессов на Рудном Алтае выражена в синхронном смещении центров девонского вулканизма и рудонакопления с юго-востока на северо-запад [Щерба и др., 1973].

Температуры формирования гидротермальных руд по данным изучения газовой-жидких включений в минералах методом гомогенизации закономерно снижались от начала к концу процесса. Образование первичного оруденения происходило на небольших глубинах в обстановке средних и низких температур в интервале от 410°C (для продуктивной минерализации от 360°C) до 120°C и холодноводных условий. От этапа к этапу температуры менялись на 60—100°C, внутри этапов по стадиям и ступеням минерального равновесия процесса они менялись на 20—30°C. Седиментные руды отлагались из гидротерм совместно с осадками на дне неглубокого моря при температуре 180—50°C.

Появляющиеся в последние годы данные о высоких температурах и пневмато-гидротермальных условиях минералообразования на месторождении [Пронин, 1980; и др.] не подтверждаются точными методами

исследований, а также особенностями локализации оруденения, минеральными парагенезисами, текстурно-структурными особенностями руд, характером околорудных изменений и т. д.

Изотопные составы свинцов из различных типов руд и вмещающих пород сходны [Шилов и др., 1971]. По величинам изотопных отношений и низким значениям коэффициентов их вариации (0,28—0,33) Риддер-Сокольское месторождение близко к месторождениям так называемого «согласного типа» — Батерст, Блайберг и др., образование которых Стантоном и Расселом [Stanton, Russel, 1959] связывается с вулканической деятельностью. Сера сульфидов не отличается от метеоритной [Покровская, Замятин, 1973]. В начале каждого этапа отмечается ее утяжеление с последующим облегчением от стадии к стадии. Первое, вероятно, связано с межэтапной эволюцией самого источника, второе обязано возрастанию окислительно-восстановительного потенциала от начала к концу процесса. В целом свинцово- и сероизотопные данные свидетельствуют о высокотемпературном глубинном (возможно, область верхней мантии) гомогенном источнике рудного вещества, давшем и вулканы девона.

### ЛИТЕРАТУРА

- Ермолаев К. Ф. Ленингорское рудное поле — результат проявления сложной термогидроколони.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 252—257.
- Ковриго О. А. Термометрия включений в рудообразующих минералах Риддер-Сокольского месторождения.— В кн.: Новые данные по геологии и геохимии медных и полиметаллических месторождений Казахстана. Алма-Ата: ОНТИ КазНИИМС, 1973, с. 79—87.
- Ковриго О. А., Косляк Е. А., Шилов Л. И. Новые данные о блеклых рудах Риддер-Сокольского месторождения.— В кн.: Типоморфизм минералов рудных месторождений Казахстана. Алма-Ата: Наука, 1978, с. 62—66.
- Кокшаров В. А., Баева З. М., Горская Г. С. Биостратиграфия и корреляция разрезов девонских отложений Ленингорского грабена Рудного Алтая.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1981, № 3, с. 15—23.
- Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. и др. Основные принципы построения генетических моделей рудных формаций.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. (Тезисы докладов). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 26—27.
- Курек Н. Н., Курек А. И. Серпичитсодержащие породы.— В кн.: Измененные околорудные породы и их поисковое значение. М.: Госгеолтехиздат, 1954, с. 101—147.
- Малыгин А. А. Магматические и другие факторы контроля рудных масс в Лениногорском рудном районе (Рудный Алтай).— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 258—264.
- Покровская И. В., Замятин Н. И. Изменения изотопного состава серы сульфидов в процессе образования Риддер-Сокольского месторождения.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1973, № 6, с. 80—85.
- Покровская И. В., Ковриго О. А. О вулканогенно-осадочном происхождении слоистых полиметаллических руд Риддер-Сокольского месторождения.— Геол. рудных месторождений, 1970, № 3, с. 64—75.
- Покровская И. В., Ковриго О. А., Чепрасов Б. Л. Новые данные о девонском доскладчатом оруденении на Риддер-Сокольском месторождении.— В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977.
- Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977.
- Пронин А. П. Радиально-концентрическая система рудоносных трещин купольной структуры Риддер-Сокольского колчеданно-полиметаллического месторождения.— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1980, № 3, с. 57—67.
- Хисамутдинов М. Г. Особенности геологического строения и металлогении полиметаллической зоны Алтая.— Труды ВСЕГЕИ. Новая серия, 1964, т. III, с. 127—161.
- Чепрасов Б. Л. О мелких купольных структурах Сокольского месторождения (Рудный Алтай).— Изв. АН КазССР. Сер. геол., 1963, вып. 2(53), с. 55—68.
- Чепрасов Б. Л., Покровская И. В., Ковриго О. А. О полигенном характере оруденения Риддер-Сокольского месторождения.— Геол. рудных месторождений, 1972, № 6, с. 30—45.
- Шилов Л. И., Ковриго О. А. и др. Изотопный состав свинца Риддер-Сокольского и Тишинского месторождений.— Геохимия, 1971, № 2, с. 209—217.
- Щерба Г. Н. Геология Лениногорского рудного поля.— В кн.: Полиметаллические месторождения Рудного Алтая. М.: Госгеолтехиздат, 1957, с. 7—181.

- Щерба Г. Н., Покровская И. В., Ковриго О. А. Некоторые особенности вулканогенного рудообразования на примере месторождений Алтая и Центрального Казахстана. — Труды ИГиГ УНЦ АН СССР, Свердловск, 1973, вып. 102, с. 67—68.
- Stanton R. L., Russel R. D. Anomal leads and the emplacement of lead sulfide ores. — Econ Geol., 1959, v. 54, № 4.

Г. Н. БРОВКОВ, А. Е. МИРОШНИКОВ, Н. А. ОХАПКИН

## ГЕНЕТИЧЕСКИЕ МОДЕЛИ ФОРМАЦИЙ ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЕНИСЕЙСКОГО КРЯЖА

Свинцово-цинковые месторождения Енисейского кряжа локализованы в субэвгеосинклинальных отложениях рифея и принадлежат двум рудным формациям — колчеданной галенит-сфалеритовой стратиформной в черных углеродистых сланцах (тип Линейного месторождения) и сфалерит-галенитовой сложной морфологии в карбонатных породах (тип Горевского месторождения).

Линейное месторождение является диплогенетическим, образованным в результате сложного пространственного совмещения продуктов экзогенной и эндогенной рудообразующих систем. Важная роль в его становлении принадлежит сингенетической гидротермально-осадочной колчеданной основе, выступавшей геохимическим барьером при последующей гидротермальной деятельности. Воздействие сравнительно высокотемпературных гидротерм позднекладчатого этапа привело к образованию собственно продуктивной свинцово-цинковой наложенной сульфидной минерализации в единых рудных залежах.

Горевское месторождение, локализованное в карбонатных породах, имеет эпигенетическую гидротермально-метасоматическую природу. Своим формированием оно обязано совмещению гидротермального потока с литологически благоприятной средой\*.

Линейное месторождение характеризуется структурно-текстурным обособлением в рудах двух генераций сульфидов: а) ранней гидротермально-осадочной сингенетической сфалерит(I)-пиритовой(I) и б) поздней наложенной гидротермально-метасоматической галенит-сфалерит(II)-пиритовой(II). Диплогенетическое образование месторождения в два этапа — гидротермально-осадочный (с накоплением основной массы колчеданов) и гидротермально-метасоматический (с привнесом значительных количеств свинца и цинка) подтверждается существенным различием изотопного состава серы пиритов (большой разброс значений при преобладающей роли легкого изотопа), с одной стороны, галенита и сфалерита (сера, как правило, обогащена тяжелым изотопом и имеет сравнительно узкий диапазон вариаций состава) — с другой [Бровков и др., 1979].

Большой разброс изотопных отношений серы и обогащение ее легким изотопом в сульфидах первой генерации указывает на их образование при участии биогенной сульфатредукции. А гомогенный и сравнительно утяжеленный состав серы галенита и сфалерита свидетельствует об их формировании практически без вмешательства биогенной сульфатредукции, при относительно высоких температурах. Последнее подтверждается степенью

\* *Примечание редколлегии.* Предлагаемая авторами статьи трактовка генезиса Горевского месторождения не однозначна. Существуют достаточно обоснованные фактическим материалом и другие точки зрения, о которых авторы статьи умалчивают: осадочная (В. М. Попов. Проблемы генезиса стратифицированных месторождений цветных металлов на примере Горевского свинцово-цинкового месторождения. — Изв. АН Кирг. ССР, 1969, № 2), гидротермально-осадочная (А. Д. Шеглов. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения восточных районов СССР. — В кн.: Мировальные месторождения. М.: Наука, 1976; Э. Г. Диستانов, В. Г. Пономарев. О геолого-генетических особенностях Горевского свинцово-цинкового месторождения. — Геол. и геофиз., 1980, № 12).

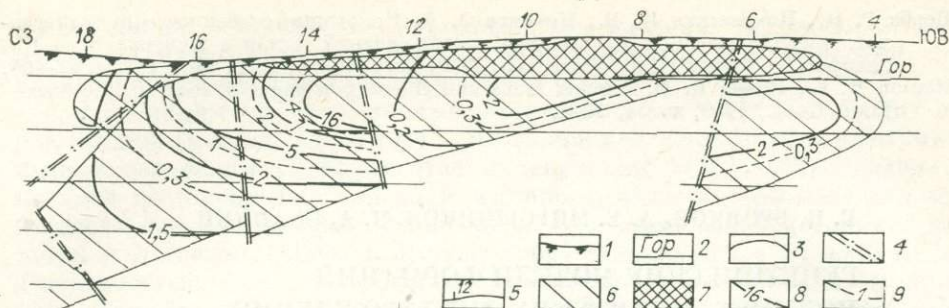


Рис. 1. Распределение магния, коррелирующееся с распределением суммы свинца и цинка, на продольной вертикальной проекции рудной зоны Линейного месторождения. 1 — дневная поверхность; 2 — условные горизонты; 3 — границы рудных тел; 4 — дизъюнктивы; 5 — разведочные линии; 6 — колчеданные свинцово-цинковые руды; 7 — бурые железняки зоны окисления сульфидных руд; 8 — изолинии содержания суммы свинца и цинка; 9 — то же, MgO.

фракционирования изотопов серы между сосуществующими сфалеритом и галенитом, равной в среднем 3,5‰. С учетом аналитических ошибок температура формирования наложенной минеральной ассоциации по усредненным изотопным данным отвечает  $200 \pm 40^\circ\text{C}$ .

На Линейном месторождении широко распространены также железистые (темноокрашенные) сфалериты, образование которых возможно лишь в сравнительно высокотемпературных гидротермальных условиях [Охупкин, Мирошников, 1981].

Для первой, гидротермально-осадочной, генерации сульфидов характерны связь со слоистостью пород, однотипная с ними деформированность, отсутствие околорудных изменений, в основном колломорфные и глобулярные структуры. На эпигенетическую природу значительных концентраций сульфидов свинца и цинка второй генерации указывают приуроченность наиболее богатого оруденения к участкам пересечения колчеданных тел гидротермально-осадочной природы зонами нарушений и повышенной деформации, развитие вокруг таких участков локальных околорудных изменений пород и ореолов пропаривания.

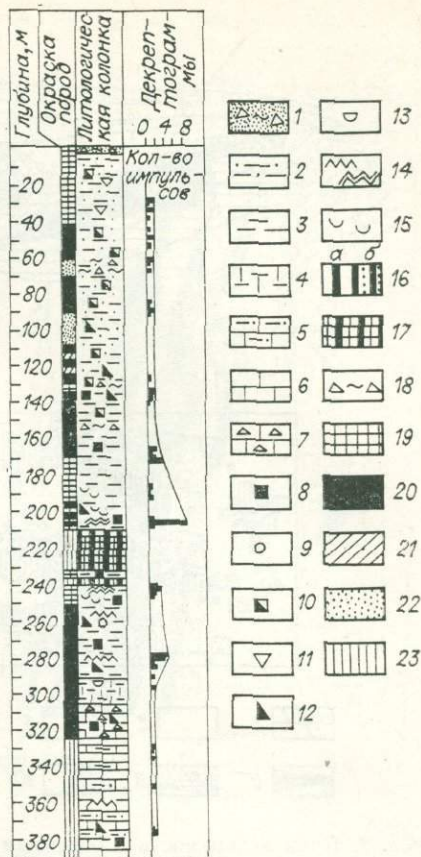
Околорудные изменения углеродистых сланцев на Линейном месторождении проявлены в форме значительного ореола гипогенного осветления, слабых и умеренных окварцевания, серицитизации, спорадической флогопитизации, анкеритизации, сидеритизации. Наиболее значительные околорудные изменения (как это видно по коррелирующимся значениям MgO и суммы свинца и цинка, рис. 1) вблизи таких участков колчеданных тел, которые испытали воздействие эпигенетических гидротермальных растворов. Эти растворы привели к значительной перекристаллизации и обогащению ранних сингенетических литоидных гидротермально-осадочных колчеданов свинцом, цинком и магнием в местах их пересечения рудоподводящими тектоническими нарушениями. При приближении к таким участкам возрастает взрываемость пород при декрепшокаротаже зерна скважин в температурном интервале  $400-550^\circ\text{C}$  (рис. 2).

Некоторые исследователи склонны считать эпигенетическую генерацию сульфидов Линейного месторождения результатом перегруппировки (регенерации) минеральной массы первичных руд под воздействием метаморфических преобразований. Но этому противоречит наличие в регионе сходных сингенетических колчеданных залежей, не испытавших воздействия наложенных продуктивных гидротерм. Такие залежи имеют незначительные общие содержания свинца и цинка (до 0,1—0,2%) и не сопровождаются отмеченными выше околорудными изменениями (рудопровяление Усть-Ендюское и др.).

Приведенные выше особенности Линейного месторождения свидетельствуют в пользу образования руд в два этапа, разделенных временем проявления регионального и локального метаморфизма; основное коли-

Рис. 2. Кривая декрепитационной активности пород в температурном интервале 400—550°C по разрезу скв. 51 Линейного месторождения.

1 — делювий; 2—4 — сланцы кварц-серпичитовые; 2 — алевритовые, 3 — углеродистые, 4 — известковые; 5—7 — известняки; 5 — серпичит-алевритистые; 6 — кристаллически-зернистые хемогенные и криптогенные, 7 — кластические и брекчиевидные; 8—13 — рассеянная минерализация; 8 — пирит, 9 — сфалерит, 10 — лимонит, 11 — хлоритид, 12 — углеродистость, 13 — сидерит; 14, 15 — околорудные изменения; 14 — окварцевание (а — слабое, б — умеренное), 15 — серпичитизация; 16, 17 — руды: 16 — пиритовые (а — каменные, б — сыпучие), 17 — галенит-сфалерит-пиритовые; 18 — зоны дробления; 19 — 23 — окраска пород: 19 — светло-серая и пепельно-серая, 20 — темно-серая и черная, 21 — бурая и буро-желтая, 22 — пестрая красная, серая, лиловая, 23 — серая различных оттенков.



чество свинца и цинка было привнесено и отложилось в постседиментационный этап.

Горевское месторождение характеризуется сложной морфологией оруденения. Рудные тела обычно не имеют резких геологических границ, их контуры устанавливаются по данным опробования. Выделенные таким образом рудные тела представляются в верхней части несколькими сближенными линзами, которые постепенно переходят на нижних горизонтах в трубообразные тела. Сложность морфологии оруденения (линзы, гнезда, трубы), что свойственно объектам эпигенетическим, в последнее время наглядно подтверждена опробованием карьера, вскрывшего верхние горизонты юго-восточной части Главного рудного тела (рис. 3). На месторождении наиболее распространены вкрапленные и прожилково-вкрапленные руды, более редки массивные, однородные и полосчатые.

Руды Горевского месторождения залегают в мощной зоне одноименного сбросо-сдвига, характеризующегося широким развитием разлинзования, расланцевания, пластического течения и будинирования пород, а также мелких складок волочения. Руды конформны лишь относительно полосчатости пород (псевдослоистости), сформировавшейся в результате тектонических деформаций и гидротермальной деятельности. Относительно подлинной слоистости, устанавливаемой по контакту сухохребтинских сланцев, залегающих висячем боку Главного рудного тела, и токминских известняков, руды явно секущие и поэтому эпигенетичны к вмещающим их осадочным породам [Охупкин, 1981]. Контакт сухохребтинских сланцев с подстилающей токминской свитой, по данным бурения, сравнительно резкий. На приведенном разрезе в районе рудных тел он пологий, тогда как рудные тела падают круто (рис. 4). Руды этого месторождения пространственно и структурно тесно связаны с дайками долеритов, особенно в корневой зоне Главного рудного тела, где дайки вместе с гидротермально измененными породами и рудами образуют компактную колонну, круто уходящую на глубину свыше 1 км. Дайки главным образом дорудные [Шерман, 1971; Охупкин, 1979].

В образовании руд и околорудно измененных пород устанавливается многостадийность, свидетельствующая в пользу их гидротермально-метасоматического происхождения (рис. 5). Минеральные стадии разделяются явными тектоническими подвижками. Рудные залежи месторождения находятся в ореоле околорудных метасоматитов с заметно выраженными концентрическими зонами преимущественного развития (в сторону руд)

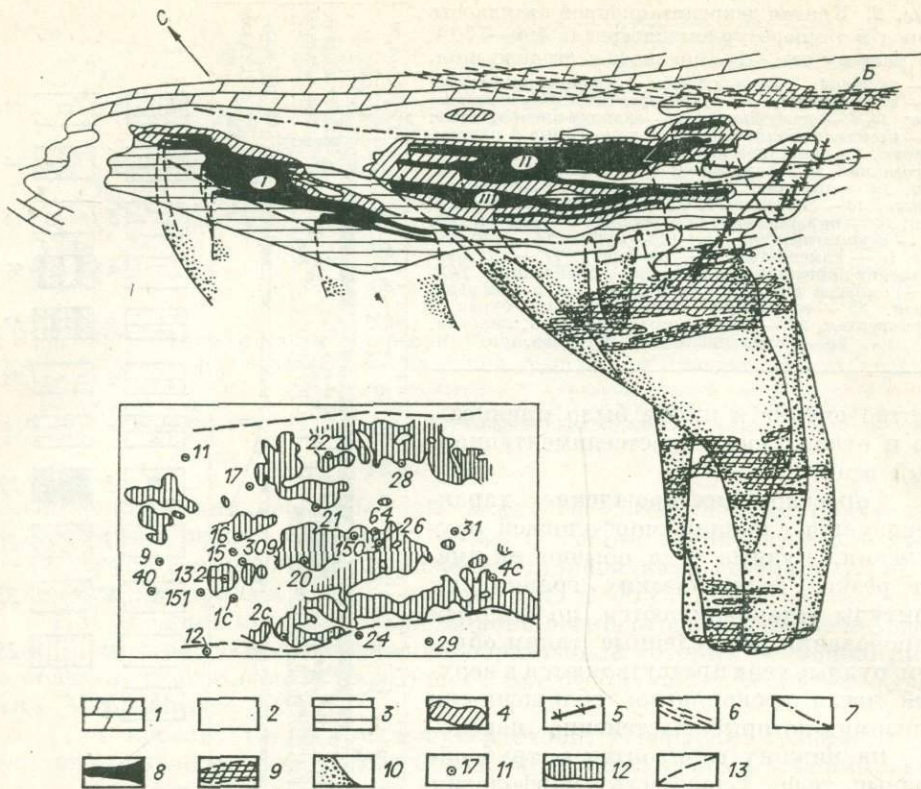


Рис. 3. План поверхности и объемная фигура рудных тел Горевского месторождения (составлены с использованием материалов П. Ф. Иванкина и др.). На врезке показаны особенности морфологии юго-восточной части Главного рудного тела по данным опробования горизонта +87—+85 м опытного карьера.

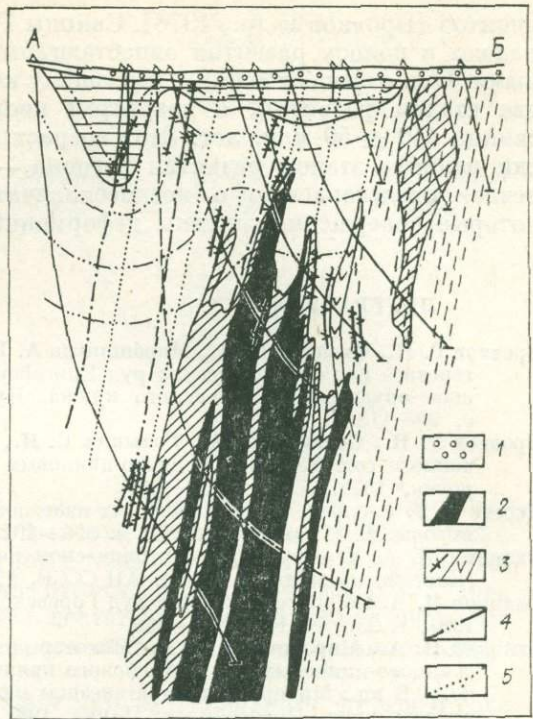
1 — известняки; 2 — тектониты, сформированные по известнякам токминской свиты; 3 — сланцы сухохребтинской свиты; 4 — гидротермально измененные породы; 5 — дайки основных пород; 6 — зоны расланцевания; 7 — зоны дробления; 8 — рудные тела на поверхности (I — Северо-Западное, II — Главное, III — Западное); 9 — потогоризонтные сечения рудных тел; 10 — объемный контур рудного тела. На врезке: 11 — скважины колонкового бурения; 12 — сульфидные руды (свинцовые с незначительной долей цинка); 13 — контуры юго-восточной части Главного рудного тела рудной зоны.

доломитизации, анкеритизации, сидеритизации и окварцевания. Окварцевание фиксируется лишь в районах развития оруденения и за их пределами не отмечается.

Гидротермально-метасоматический характер околорудных железистых карбонатов подтверждается данными изотопного анализа их кислорода и углерода. Анализы были выполнены в лаборатории изотопных методов Томского отделения СНИИГГиМСа (руководитель С. И. Гольшев); стандарты: для кислорода — SMOW, для углерода — PDB. Интерпретация результатов основывается на эмпирически установленных вариациях значений  $\delta O^{18}$  и  $\delta C^{13}$  для различных природных объектов [Дегенс, 1971; Тейлор, 1970]. На Горевском месторождении анализировались образцы известняков (вне зоны околорудных изменений) и околорудных кварц-карбонатных метасоматитов (существенно анкеритовых и сидеритовых) Главного рудного тела. Гидротермально-метасоматические сидерит и анкерит по сравнению с кальцитом неизмененных известняков имеют отчетливо обогащенные легкими изотопами кислород ( $\delta O^{18}$  22,2‰, против 23,3—24,2‰) и углерод ( $\delta C^{13}$  — 1,5‰ против  $-0,3 \div +3,6$ ‰).

Околорудные изменения пород на месторождении сопровождаются дорудными и сорудными ореолами эндогенного рассеяния элементов и ореолами пропаривания, характеризующимися возрастанием декрепитационной активности пород при приближении к рудным зонам.

Рис. 4. Разрез Горевского месторождения по линии А—Б (см. рис. 3)  
 1 — аллювиальные отложения; 2 — сульфидные руды; 3 — дайки основных пород; 4 — слоистость пород; 5 — псевдослоистость; остальные обозначения те же, что и на рис. 3.



Сера сульфидов Горевского месторождения обогащена тяжелым изотопом. Значения  $\delta S^{34}$  (‰) для отдельных минералов имеют ограниченный разброс (в пределах 7—10) и снижаются в последовательности их образования: пирротин (+20 ÷ +29, среднее +24,5), сфалерит (+13 ÷ +24, среднее +19,5), галенит (+12 ÷ +20,5, среднее +16), пирит (+2 ÷ +15, среднее +6,5). Обычно это характерно для эволюционного развития единой сравнительно высокотемпературной гидротермальной системы с понижающейся во времени кислотностью флюидов.

Эпигенетический характер рудного процесса на Горевском месторождении подтверждается также данными изотопного состава свинца га-

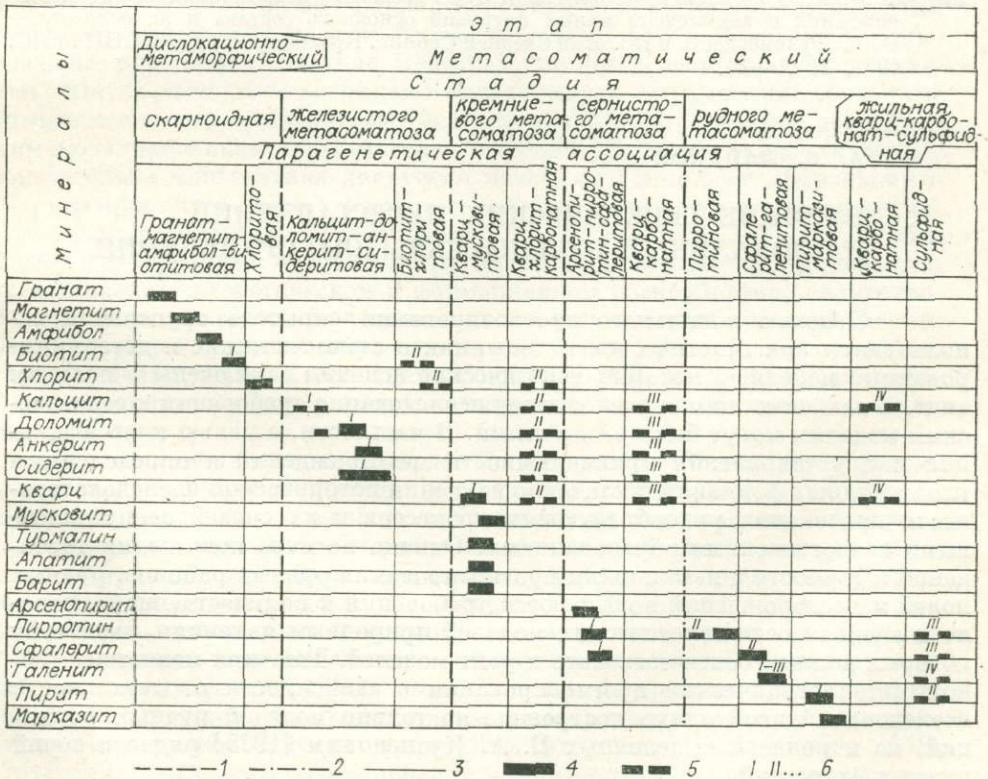


Рис. 5. Схема последовательности образования парагенетических минеральных ассоциаций Горевского месторождения.

1 — значительные тектонические перерывы; 2 — интенсивные внутрирудные подвижки; 3 — слабое локальное дробление; 4 — отложение минерала; 5 — переотложение, перекристаллизация минерала; 6 — генерации минералов.

ленитов [Бровков и др., 1976]. Свинцы Горевского месторождения не попадают в полосу развития одностадийных свинцов и являются аномальными. Они отвечают свинцу, имеющему коровый источник и испытавшему две стадии развития, с возрастом последней минерализации рудного свинца  $650 \pm 50$  млн. лет. Этот возраст вполне согласуется с геологически важным этапом развития региона — байкальским орогенезом и отвечает представлению о позднескладчатом времени образования руд, которые совершенно лишены деформаций.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бровков Г. Н., Охапкин Н. А., Мирошников А. Е., Шерман М. Л. Некоторые вопросы генезиса полиметаллических руд Енисейского кряжа. — В кн.: Полиметаллическое оруденение Енисейского кряжа. Красноярск: изд. СНИИГГиМС, 1976, с. 99—113.
- Бровков Г. Н., Охапкин Н. А., Гольшев С. И., Мирошников А. Е. Особенности изотопного состава серы свинцово-цинковых руд Енисейского кряжа. — Сов. геология, 1979, № 8, с. 50—58.
- Дегенс Э. Т. Распределение устойчивых изотопов в карбонатах. — В кн.: Карбонатные породы. Т. II. М.: Мир, 1971, с. 394—402.
- Охапкин Н. А. О структурно-тектоническом положении Горевского месторождения (Енисейский кряж). — Докл. АН СССР, 1979, т. 247, № 6, с. 1454—1456.
- Охапкин Н. А. Об эпигенетичности руд Горевского месторождения. — Докл. АН СССР, 1981, т. 256, № 1, с. 152—156.
- Охапкин Н. А., Мирошников А. Е. Некоторые типоморфные особенности сфалеритов свинцово-цинковых руд Енисейского кряжа и их значение при поисках и оценке. — В кн.: Минералы и парагенезисы минералов горных пород и руд Красноярского края. Новосибирск: Наука, 1981, с. 4—11.
- Тейлор Г. П., мл. Изотопы кислорода в минералах гидротермальных месторождений. — В кн.: Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1970, с. 117—123.
- Шерман М. Л. О парагенетической связи руд Горевского полиметаллического месторождения с комплексом малых интрузий основного состава и их возрасте. — В кн.: Рудоносность и геология Средней Сибири. Красноярск: изд. СНИИГГиМС, 1971, с. 79—81.

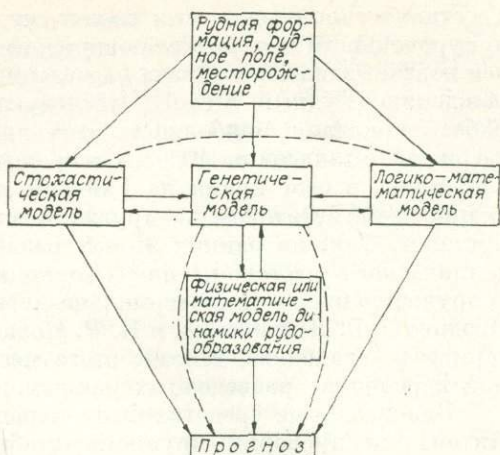
А. С. ЛАПУХОВ

#### ВЛИЯНИЕ ГЕНЕТИЧЕСКИХ ПРЕДСТАВЛЕНИЙ НА ЛОКАЛЬНЫЙ ПРОГНОЗ СКРЫТОГО ОРУДЕНЕНИЯ

С целью локального прогнозирования скрытого оруденения используются как генетические методы, так и стохастические и детерминированные модели, в которых генетические аспекты заключены в неявном виде. В зависимости от целей и задач исследования требования к генетическим моделям могут быть различными. В частности, с целью классификации или установления принадлежности месторождений к определенным типам рудных формаций достаточно изучения исторической последовательности протекания рудообразующих процессов и их связей с определенными геологическими образованиями. Однако по мере повышения требований к точности и детальности прогнозирования рудных районов, рудных полей и месторождений повышаются требования к количественной стороне и адекватности генетических моделей природным явлениям, масштабу которых должен соответствовать и ранг моделей. Так, при мелкомасштабном металлогеническом прогнозировании в зависимости от детальности исследований необходимо построение не только моделей рудных формаций, но и моделей выделенных В. А. Кузнецовым [1975] рядов и серий рудных формаций.

С повышением детальности и локальности прогноза необходимы генетические модели конкретных рудных районов и определенных геологических ситуаций (рудных узлов, рудных полей, месторождений и даже их отдельных участков), основой которых может служить ограниченный на-

Рис. 1. Схема соотношения генетических, стохастических и логико-математических методов локального прогнозирования скрытого оруденения.



бор типовых генетических моделей и процессов. Решение практических задач требует и разработки таких методов локального прогнозирования скрытого оруденения, которые позволили бы в районах известных рудных полей и особенно в районах действующих горно-рудных предприятий с определенной вероятностью предска-

зать пространственное положение слепых рудных залежей, возможную интенсивность и масштабы распространения оруденения, границы выклинивания частично разведанных рудных тел, многоэтажность рудной минерализации и т. д. Как справедливо отметил В. М. Крейтер [1940], «разведка и изучение месторождений — достаточно длительный и непрерывный процесс, начинающийся с момента открытия данного месторождения до полной его выработки».

Используемые в настоящее время методы локального прогнозирования рудных месторождений приведены на рис. 1. Наиболее «геологичный» и, по-видимому, перспективный способ прогнозирования заключается в построении генетической модели рудной формации, рудного поля, месторождения, создании на ее основе физической или математической модели рудообразующего процесса и путем решения обратной задачи — качественное или количественное предсказание оруденения. Следует отметить, что на этом пути возникают определенные затруднения, связанные прежде всего с однозначностью генетических интерпретаций и последующим моделированием геологических явлений. В этом отношении весьма показательна многолетняя дискуссия между сторонниками эффузивной и интрузивной гипотез, не утратившая своей остроты и в настоящее время. Благодаря работам В. И. Смирнова, Г. Ф. Яковлева, Г. Н. Щербы, Г. А. Твалчрелидзе и многих других исследователей сформировались представления о генетическом и формационном разнообразии, полигенности и полихронности колчеданно-полиметаллических месторождений. Дискутируются условия образования того или иного рудного района, месторождения, причем эти представления оказывают непосредственное влияние на постановку региональных и локальных поисково-разведочных работ.

До 40-х годов господствовала точка зрения об эпигенетическом, плутоногенном происхождении колчеданно-полиметаллических месторождений, связанных с малыми интрузиями кислого состава. При этом учитывались литолого-стратиграфический и структурный факторы локализации руд, однако решающее значение отводилось магматическому контролю. Под влиянием работ А. Н. Заварицкого [1943а, б] в 50-е годы был пересмотрен генезис ряда колчеданно-полиметаллических месторождений и соответственно наметились новые подходы в прогнозной оценке рудных районов: локализация рудных полей в пределах древних вулканических аппаратов [Левоник, 1950], приуроченность оруденения к трем основным горизонтам рудноалтайских вулканогенных толщ [Бубличенко, 1945, 1961], генетическая связь оруденения с остаточными постмагматическими очагами девонского вулканизма [Щерба, 1968; Кузубный, 1975] и др.

Генетические представления использовались геологами-практиками в процессе локального прогнозирования и увязки разведочных данных. Например, исходя из предположения о залегании рудных тел, согласном

с вулканогенно-осадочными слоистыми толщами, и преимущественной их приуроченности к ядру Ревнюшинской антиклинали, в 1958 г. был проведен подсчет запасов и увязка разведочных данных по Зыряновскому месторождению (Рудный Алтай). Последующие эксплуатационно-разведочные работы показали ошибочность этих представлений и обнаружили неподтверждение запасов на 40% [Ажгирей и др., 1977]. Аналогичная ситуация сложилась в свое время на Гайском медноколчеданном, Шерегешевском скарново-магнетитовом и других месторождениях. Имеются и другие примеры. Так, на ранних этапах разведки Озерного колчеданно-полиметаллического месторождения (Восточное Забайкалье) была принята на вооружение идея о гидротермально-метасоматической природе рудных тел. Позднее Э. Г. Дистановым и К. Р. Ковалевым [1974] был обоснован гидротермально-осадочный генезис этого месторождения, что привело к коренной переоценке разведочных данных.

Значительные средства были израсходованы в ряде районов Рудного Алтая для проверки крупномасштабных металлогенических прогнозов А. Н. Кена [1977], основанных на универсальной идее о моногенном до-складчатом ювенильно-вадозном генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений и их локализации на крыльях антиклинорий вдоль подобной паутины симметричной концентрически-радиальной системы разломов. Не получили достаточного подтверждения и попытки непосредственного использования для целей локального прогнозирования представлений П. Ф. Иванкина [1970] о «рудно-магматических пучках», который исходил из универсальных представлений о магматогенном гидротермально-метасоматическом генезисе колчеданно-полиметаллических месторождений.

Серьезные затруднения возникают и в процессе построения физических или математических моделей, адекватных природным явлениям. Теория моделирования рудных формаций находится в стадии становления, хотя на пути к ее созданию уже многое сделано. В частности, на качественном уровне разработаны эндогенные и комбинированные физические модели флюидогенных рудообразующих систем [Поспелов, 1962, 1963], элементы общей теории динамики гетерогенных геохимических процессов [Голубев, Шарапов, 1974], программы для ЭВМ по моделированию сложных химических взаимодействий в природных гетерогенных системах путем минимизации свободной энергии [Карпов и др., 1976], решен ряд задач тепло- и массообмена в магматогенных рудообразующих системах [Шарапов, Голубев, 1976] и т. д. Вместе с тем для моделирования полигенных и полихронных рудообразующих систем с целью локального количественного прогнозирования скрытого оруденения еще предстоит проделать большой путь. Помимо углубленных геологических исследований рудных формаций необходимы экспериментальные исследования термобарогеохимии, констант скоростей гетерогенных геохимических реакций, скоростей фильтрации рудоносных флюидов, растворимости минералов и других параметров рудообразующих систем.

Поэтому в практике локального прогнозирования рудных месторождений еще длительное время будут использоваться эмпирические методы, основанные на некоторых генетических представлениях и принципах аналогий. В этом отношении перспективно дальнейшее развитие логико-математических и стохастических подходов при мелко- и крупномасштабном металлогеническом анализе рудных районов. На первый взгляд, эти методы являются агенетическими. Однако во всякой детерминированной модели определяющие признаки выбираются с учетом генетических представлений. Логико-математические модели эффективно использовались рядом исследователей для классификации рудных формаций [Константинов, 1973], оценки рудных районов на различные виды полезных ископаемых [Кренделев Ф. П., Кренделев С. Ф., 1977; Константинов, 1979] и т. д. Коллективом исследователей, возглавляемым Н. Г. Загоруйко (Институт математики СО АН СССР), разработан пакет программ логико-математической обработки таблиц экспериментальных данных и,

в частности, задач эмпирического прогнозирования. Эти методы привлекательны возможностью использования разношкальных признаков, в том числе количественных и качественных, их высокой априорной неопределенностью, большим числом признаков, пропусками в таблицах и т. д. Одно из вероятных приложений задачи выбора информативных признаков заключается в построении модели явления, например генетической модели рудной формации.

Для целей локального прогнозирования, особенно для оценки рудоносности глубоких горизонтов и флангов глубокозакрывающихся рудных полей и месторождений, перспективно и дальнейшее развитие вероятностно-статистических моделей. Последние также должны разрабатываться на генетической основе и, в свою очередь, весьма информативны для генетических интерпретаций: анализ типов симметрии геохимической зональности, путей миграции рудоносных растворов в период формирования рудных залежей, признаков искажения их первоначального залегания и т. д. Следует отметить, что в стохастических моделях генетический фактор присутствует в неявном виде, поскольку в современных интегральных пространственных распределениях рудообразующих компонентов зафиксированы следы последовательно протекающих геохимических процессов. Эффективность применения стохастических моделей подтверждается успешным прогнозированием скрытого оруденения по геохимическим ореолам рассеивания, выполняемым коллективом ИМГРЭ под руководством Л. Н. Овчинникова. Информативными для целей прогнозирования оказались и особенности пространственного распределения ведущих рудообразующих компонентов, устанавливаемые на основе объемно-статистической обработки данных массового многокомпонентного опробования, которые хранятся в архивах разведочных партий и рудников [Лапухов, 1975].

Используя тренд-анализ, автор предложил методы, позволяющие автоматизировать с помощью ЭВМ оперативный подсчет запасов, локальный прогноз скрытого оруденения и оконтуривание рудных залежей по мере пополнения разведочных данных. Данные методы основаны на аппроксимации пространственных распределений концентраций, соотношений и линейных запасов рудных компонентов, а также структурных характеристик рудовмещающих толщ, поверхностей тренда определенного порядка и на расчете этих величин за пределами разведанных контуров рудных залежей. Путем интегрирования уравнения тренд-поверхности распределения запасов можно вычислить запасы металла и руды в пределах рудного тела или его отдельного блока:

$$Q = \left[ \int_{a_1}^{a_2} \int_{b_1}^{b_2} f(x, y) dx dy \right] \cdot q \cdot 0,01k,$$

где  $f(x, y)$  — уравнение тренд-поверхности;  $a_1, a_2, b_1, b_2$  — пределы интегрирования;  $q$  — объемный вес руды; 0,01 — переходный коэффициент;  $k$  — масштабный коэффициент. Для приближенной оценки запасов можно использовать средние значения объемного веса руды, однако для более точных подсчетов необходимо учитывать пространственное изменение объемного веса руды путем обработки данных непосредственных измерений или используя корреляционные связи с концентрациями рудных компонентов.

В зависимости от пределов интегрирования можно оценить разведанные и прогнозные запасы, причем с уменьшением плотности разведочной сети и удалением от разведанных контуров рудной залежи достоверность экстраполяционной оценки запасов снижается. На примере Тишинского месторождения автором показано, что даже при четырехкратном разрежении плотности разведочной сети точность подсчета запасов не выходит за пределы 95%-ного уровня, однако замкнутые прогнозные контуры можно получить только в случае сходящихся тенденций. В качестве дополнительного обоснования полученных границ могут служить определенные

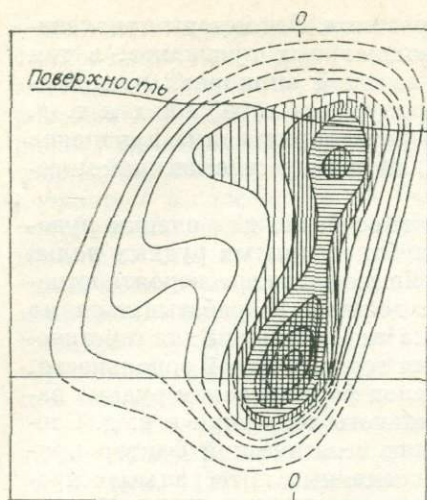


Рис. 2. Схема глубинного прогнозирования суммарных запасов свинца, цинка и меди на вертикальной продольной проекции Главного рудного тела Тишинского месторождения (Рудный Алтай). Густота штриховки соответствует интенсивности оруденения. Штриховые линии — прогнозируемая и децудированная части рудной залежи.

структурно-геологические, геохимические и геофизические корреляции. Пример глубинного прогнозирования запасов Тишинского месторождения приведен на рис. 2. Аналогичным способом оценены перспективы рудоносности глубоких горизонтов и флангов Гайского, Салаирского и других рудных полей.

Для дальнейшего повышения точности и эффективности локального прогнозирования рудных месторождений и создания автоматизированных систем обработки геолого-геохимической и геофизической информации необходима разработка на базе вычислительных центров ПГО банков данных. При этом необходима общесоюзная стандартизация геологических, геофизических, геохимических и экспериментальных данных, получаемых научно-исследовательскими и производственными организациями с различной степенью достоверности.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Ажгирей Д. Г., Волков В. М., Воробьев Ю. Ю. и др. Развитие основных руководящих идей и направления поисково-разведочных работ на Рудном Алтае.— В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 14—24.
- Бубличенко Н. Л. К стратиграфии и металлогении Рудного Алтая.— Изв. КазФАН СССР. Сер. геол., 1945, № 4-5, с. 148.
- Бубличенко Н. Л. Стратиграфический контроль в металлогенических процессах на Рудном Алтае.— Тр. Алтайского горнометаллургического научно-исследовательского института АН КазССР, 1961, т. X, с. 196—208.
- Голубев В. С., Шаронов В. Н. Динамика эндогенного рудообразования. М.: Недра, 1974. 279 с.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р. Текстуры и структуры гидротермально-осадочных колчеданно-полиметаллических руд Озерного месторождения. Новосибирск: Наука, 1974. 175 с.
- Заварицкий А. Н. О некоторых доводах в пользу дорудного и послерудного возраста метаморфических сланцев, среди которых залегают колчеданные месторождения.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943а, № 1, с. 25—42.
- Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений.— Изв. АН СССР. Сер. геол., 1943б, № 3, с. 3—18.
- Иванкин П. Ф. Морфология глубоководных магматогенных рудных полей. М.: Недра, 1970. 288 с.
- Карпов И. К., Киселев А. И., Летников Ф. А. Моделирование природного минералообразования на ЭВМ. М.: Недра, 1976. 256 с.
- Кен А. Н. Закономерности размещения, строения и образования полиметаллических месторождений Алтая и перспективы расширения его рудной базы.— В кн.: Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. Алма-Ата: Наука, 1977, с. 102—112.
- Константинов Р. М. Основы формационного анализа гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1973. 215 с.
- Константинов Р. М. Математические методы количественного прогнозирования рудоносности. М.: Недра, 1979. 128 с.
- Кренделев Ф. П., Кренделев С. Ф. Эвристические методы в геологии. М.: Наука, 1977. 151 с.
- Крейтер В. М. Поиски и разведка полезных ископаемых. М.—Л.: Гостеолтехиздат, 1940. 790 с.
- Кузубный В. С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. Алма-Ата: Наука, 1975. 342 с.

- Кузнецов В. А.** Генетические ряды и серии рудных формаций.— В кн.: Современное состояние учения о месторождениях полезных ископаемых. Ташкент: Фан, 1975, с. 6—16.
- Лапухов А. С.** Зональность колчеданно-полиметаллических месторождений. Новосибирск: Наука, 1975. 264 с.
- Левоник Б. С.** О некоторых рудоносных структурах эндогенных месторождений.— Разведка недр, 1950, № 4, с. 7—10.
- Поспелов Г. Л.** Строение и развитие фильтрующихся гидротермальных рудообразующих систем.— Геол. и геофиз., 1962, № 11, с. 28—40; № 12, с. 40—57.
- Поспелов Г. Л.** Геологические предпосылки к физике рудоконтролирующих флюидо-проводников.— Геол. и геофиз., 1963, № 3, с. 18—40; № 4, с. 24—42.
- Шарапов В. Н., Голубев В. С.** Динамика взаимодействия магмы с породами. Новосибирск: Наука, 1976. 237 с.
- Щерба Г. Н.** Проблемы генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая.— Сов. геология, 1968, № 6, с. 49—65.

Ю. Г. ЩЕРБАКОВ, Н. В. РОСЛЯКОВА

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ НА ПРИМЕРЕ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Генетическое моделирование рудных формаций подобно моделированию в других областях естествознания, экономике и т. п. может быть подразделено на ряд этапов. Первый — формулировка общей задачи: выявление главного объекта исследований (рудная формация), его компонентов (химические элементы и минералы, концентрирующиеся в ней), области возникновения формаций (рудные провинции), тип процессов образования (гидротермальные). Уточняются некоторые аспекты исследования главного объекта и его компонентов: например, структурный, историко-геологический, генетический, энергетический. Требования к уточнению исходной информации: 1) формализация понятий, 2) их связь и сопоставимость для разных уровней организации, 3) количественный характер оценок. Например, элементы фемические  $f = c/v < 1$  и сиалические  $s = c/v > 1$ , где  $c$  — среднее содержание в глинистых сланцах,  $v$  — в базальтах [Щербаков, 1982]. Минералы в зависимости от образующих их элементов также можно подразделить на  $s$ ,  $f$  и промежуточные ( $fs$ ). Те же понятия приложимы к породам, формациям и провинциям. Завершение первого этапа моделирования — детализация, определение, количественная оценка и систематика свойств компонентов, что необходимо для дальнейшего анализа генезиса и условий размещения рудных формаций. В качестве главных свойств элементов нами рассмотрены их распространенность, летучесть, оксифильность — гетерофильность, сиаличность — фемичность, тенденции пространственного распределения элементов в дифференцированных гравитационных системах, относительная подвижность элементов и их рудная концентрируемость [Щербаков, 1982].

Второй этап генетического моделирования — постулирование основной модельной идеи развития рудных формаций и аргументация их систематики и принципов анализа. Поскольку каждая рудная формация представляет собой концентрацию той или иной ассоциации элементов в результате рудообразующего процесса, элементов, которые до проявления этого процесса не были вместе сконцентрированы, а масштабы или степень такого перераспределения могут быть самыми различными, мы вправе в первом приближении подразделить такие формации не только по степени фемичности — сиаличности, но также и на наименее разобщенные, разобщенные, весьма разобщенные и разно разобщенные с источником вещества.

Третий этап моделирования — количественный анализ состава рудных формаций, месторождений и рудопроявлений для их формационной идентификации и прогнозной оценки, завершающийся проверкой основной модельной идеи. Анализ выявляет: 1) наибольшую зависимость состава наименее разобщенных и особенно остаточных рудных формаций с исходным ( $f$ ,  $fs$ ,  $s$ ) субстратом и возрастание отличий относительных коэффициентов концентрации (ОК), их амплитуды и коэффициентов вариации для все более разобщенных с источником и более близповерхностных месторождений, от предрудных ореолов концентрации к син- и поструд-

ным ореолам рассеяния, от мелких и бедных месторождений к более крупным и богатым. ОЖ геохимически родственных элементов во всех названных случаях возрастают прямо пропорционально величине различия их центробежностей, подвижности для данного процесса. Перечисленные общие тенденции изменения ОЖ специфичны для определенных рудных формаций, тех или иных пар элементов, и вся эта специфичность служит объектом исследований на основе модельных представлений для уточнения генезиса руд, их оценки, прогнозных построений и т. д. Массовый характер количественной информации, принятый в основу построения *обобщенной модели*, должен быть использован для его анализа с применением ЭВМ.

Генетическую модель рудных формаций рассмотрим на примере золоторудных месторождений. Необходимый для их образования уровень концентрации золота достигает при магматическом, экзогенном и метаморфогенном фракционировании вещества. В первом приближении можно выделить два—четыре основных этапа формирования месторождения, каждый из которых характеризуется перегруппировкой вещества — его растворением в различной степени и последующим отложением. Этим создаются зоны выноса и зоны отложения золота сначала в породах, а затем и в самих постепенно развивающихся в них рудных телах.

Первый этап характеризуется наиболее широким проявлением гидротермального метаморфизма пород в объеме всего будущего рудного поля в результате начальной деятельности генератора энергии. Растворы, воздействующие на породу, по-видимому, могут возникать за счет эманаций магматического очага, за счет поровых растворов и быть интрателлурическими. Температура этих растворов, судя по химическим и минеральным превращениям пород, чаще всего  $600-350^{\circ}$ . Как правило, на этом этапе имеет место привнос главным образом К, Na, Ca, Mg, в меньшей степени воды и F. Породы основного состава подвергаются эпидотизации, амфиболитизации, хлоритизации, биотитизации, альбитизации, в породах кислого состава отмечается хлоритизация, серицитизация, эпидотизация. Образуются зоны выноса золота ( $0, n-n$  мг/т) и зоны его отложения ( $n-100n$  мг/т), располагающиеся преимущественно над зонами выноса в виде вкрапленной и слабой вкрапленно-прожилковой кварц-сульфидной минерализации.

Последующие этапы гидротермального метаморфизма продолжают фракционировать вещество в сокращающихся объемах пород, что последовательно увеличивает среднюю концентрацию золота от рудного поля к месторождению и отдельным рудным телам, прекращаясь лишь к заключительной стадии рудообразования.

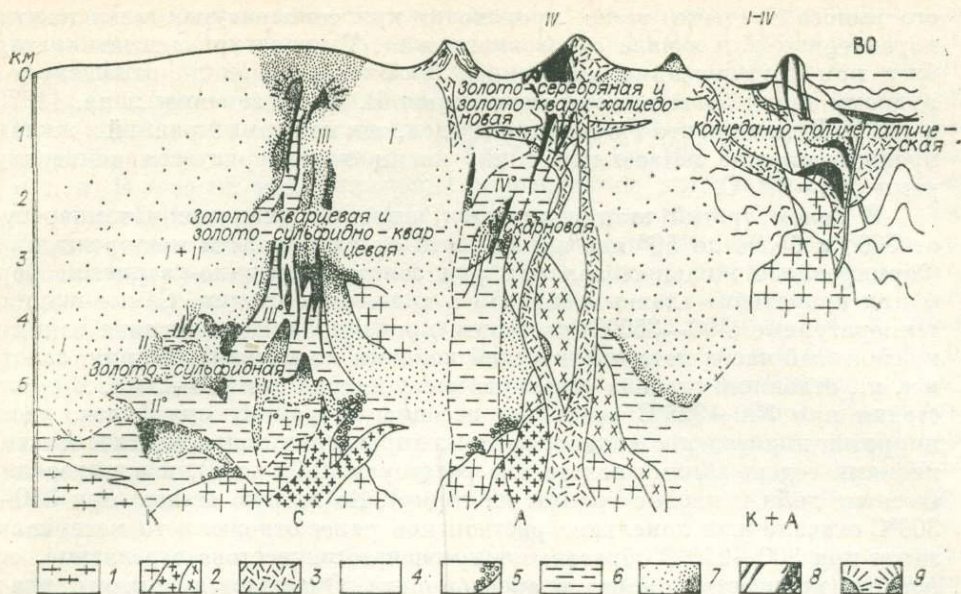
Второй этап формирования месторождения, проявляясь в пределах зоны отложения предыдущего, производит перегруппировку вещества уже в предварительно обогащенных золотом участках и создает новые зоны его выноса с  $0,1n-n$  мг/т и обогащения с  $0,1n-1000n$  мг/т. Для второго этапа характерна интенсивная серицитизация, карбонатизация, хлоритизация, эпидотизация, альбитизация и пиритизация. Интенсивность изменения пород нарастает к наиболее проницаемым участкам, подвергшимся особенно активному воздействию растворов. Зона выноса золота при этом соответствует описанному нами ранее внешнему отрицательному ореолу [Рослякова, Росляков, 1975]. В зонах отложения золота второго этапа (положительные эндогенные ореолы рудных тел) возникают метасоматические колонки, довольно детально охарактеризованные для стволых месторождений. Так, в андезитовых порфиритах среднего кембрия в Кузнецком Алатау метасоматическая колонка имеет следующее строение: пропилитизированные порфириты  $\rightarrow$  кварц-серицит-карбонат-альбит-биотит-хлоритовый метасоматит  $\rightarrow$  кварц-серицит-карбонат-альбит-хлоритовый метасоматит  $\rightarrow$  кварц-серицит-карбонат-альбитовый метасоматит. Для гранодиоритов Дарасунского месторождения колонка выглядит следующим образом: эпидотизированный, хлоритизированный

ный, серицитизированный гранодиорит → кварц-серицит-карбонат-биотит-хлоритовый метасоматит → кварц-серицит-карбонат-хлоритовый метасоматит. Для всех метасоматитов характерен пирит. Близкие к этим колонки приводят по Уральским месторождениям золото-сульфидно-кварцевой формации В. Н. Сазонов и др. [1979], которые, видимо, метасоматит с биотитом относят к хлоритовому. Согласно исследованиям этих авторов и нашим наблюдениям, формирование всех зон метасоматитов начиналось одновременно, а завершалось последовательно в направлении к будущим рудным телам. Проницаемость пород увеличивается в направлении к ним, а само рудное тело возникает на участке наибольшего ослабления пород, где дольше всего проникают и действуют растворы. Следовательно, растворы с высокой температурой ( $500^{\circ}$  и более) охватывали значительно больший интервал пород (по ширине и соответственно объему), чем следующие, несколько остывшие их порции. С течением времени этот интервал все сильнее суживался. О физико-химических параметрах формирования отдельных зон колонки в литературе имеются отрывочные сведения. Как установлено В. Н. Сазоновым и др. [1979], однотипные метасоматиты разных месторождений образовались в близких температурных интервалах. Момент исчезновения из колонки хлорита отвечает температуре около  $470^{\circ}\text{C}$ .

В результате первого и второго этапов гидротермального метаморфизма могут быть сформированы месторождения корневой фации, если генератор энергии на этом перестает функционировать. Когда действие его продолжается, то на втором этапе возникают ореолы рудных тел — внешние отрицательные с аномально низким содержанием золота и внутренние положительные с аномально высоким.

Сопоставление баланса главных по распространенности петрогенных элементов в устанавливаемых нами аналитически зонах выноса и привноса золота на разных этапах развития гидротермального метаморфизма и, в частности, метасоматоза показывает, что их перераспределение при этом происходит в ограниченных относительно их содержаний масштабах и сколько-нибудь определенной корреляции с содержаниями золота не обнаруживает. Более всего сказанное относится к малоподвижным оксифилам Si, Al, Ti. Амплитуда вариаций содержания гетерофильных элементов и особенно наиболее подвижных из них, в том числе серы, значительно возрастает, но также без выявления устойчивых тенденций связи с золотом. Последнее относится и к наиболее подвижным оксифилам — щелочным металлам и даже к летучим — углероду и фтору. Все это отражает существенное различие миграционной способности золота и главных петрогенных элементов в гидротермальном процессе. По мере усиления и локализации гидротермального процесса появляются и все более возрастают прямые корреляционные связи золота с малыми и редкими гетерофильными и особенно подвижными элементами. Так, в зоне отложения золота второго этапа гидротермального метаморфизма в андезитовых порфиритах Бериккульского месторождения (18 анализов) золото коррелирует с Pb (0,98), S (0,81), Y (0,78),  $\text{K}_2\text{O}$  (0,70), Cu (0,63), Yb (0,60), FeO (-0,57), Zn (0,56),  $\text{Fe}_2\text{O}_3$  (0,54) и F (0,47). В гранодиоритах Центрального месторождения (103 анализа) золото коррелирует с Cu (0,60) и Ni (0,83); в гранодиоритах и гранитах Дарасунского месторождения (по 62 анализам) — с Ag (0,75) и Pb (0,43), в диоритах (91 анализ) — с Ag (0,64), Zn (0,50) и Pb (0,44), в габбро-диоритах (83 анализа) — с Ag (0,88) и в некоторой степени с As и Pb (0,24); в осадочных породах Бакырчикского месторождения [Бакенов и др., 1969] — с S (0,28—0,85) и As (0,72—0,85). В зоне выноса золота второго этапа функционирования термофлюидной системы золото не коррелирует ни с одним компонентом породы.

Отсюда видно, что связи с сиалическими гетерофилами проявлены главным образом в структурно-формационных зонах фемически-сиалического типа со все большей относительной долей осадочных пород и вулканитов кислого состава. Данные соотношения свидетельствуют о родст-



### Генетическая модель золоторудных формаций.

Фации рудообразования: К — корневая, вкрапленно-прожилковая, гидротермально-метаморфогенная, С — стволовая жильная плутогенная, А — апикальная жильно-штоковерковая вулканогенная, К+А — близповерхностная метасоматическая вулканоплутоническая, ВО — вулканогенно-осадочная. Стадии рудообразования: I<sup>0</sup>—IV<sup>0</sup> — начальные для каждого этапа стадии разложения силикатов, выщелачивания и выноса оснований; I—IV — завершающие каждый этап стадии отложения все более локальные и обогащенные золотом. Породы: 1 — гнейсы и магматиты; 2 — гранитоиды разных стадий; 3 — эффузивы, дайки; 4 — различные магматические и осадочные породы; 5 — скарны; 6 — зоны выноса металлов при гидротермальном выщелачивании; 7 — зоны отложения, ореолы концентрации, вкрапленно-прожилковая минерализация; 8 — жилы и штокверки; 9 — ореолы рассеяния.

ве золота с Pb, As, Ag, Cu, Ni, Zn и др. по условиям отложения в рудах и одновременно отражают состав пород — источников сопутствующих ему металлов. Если действие термофлюидной системы завершается на этом этапе, то концентрация золота имеет место во вкрапленных и прожилково-вкрапленных сульфидных рудах корневой фации (золото-сульфидная формация).

На третьем этапе действие растворов ограничивается породами, претерпевшими изменения первых двух этапов. В случае функционирования термофлюидной системы внутри зоны отложения золота второго этапа здесь образуются золоторудные кварцевожильные тела стволовой фации, и в их экзоконтактах происходят новые изменения вмещающих пород (см. рисунок). Поскольку сами рудные тела и их экзоконтакты обычно изучаются более тщательно, чем вмещающие породы на удалении, здесь легче устанавливаются стадии минералообразования и соответствующие им в нашей модели стадии фракционирования вещества. Самая ранняя из них образует зону выноса золота и ряда других элементов в непосредственных экзоконтактах рудных тел, где мы видим завершающую зонку околорудной метасоматической колонки, сформированной во второй этап и приведенной при его описании — серицит-карбонатный с кварцем, альбитом и пиритом метасоматит в породах основного состава и кварц-серицит-карбонатный с пиритом в породах кислого состава. Это экзоконтактный отрицательный ореол [Рослякова, Росляков, 1975]. Он, как и зоны предыдущего этапа, но в значительно большей степени, характеризуется притоком K, CO<sub>2</sub>, H<sub>2</sub>O и выносом Na, часто Si и Fe. Такие элементы, как S, F, Al, Ti, Ca и др., в этом процессе перераспределяются незначительно. Зоной отложения золота при этом служит ранний высокотемпературный материал рудных тел. Преобразование экзоконтактной зоны околорудной метасоматической колонки из предположительно наиболее богатой золотом центральной части зоны его отложения второго этапа в зону

его выноса третьего этапа происходит при температурах и давлениях, характерных для начала образования жил. Температура замещения альбита при формировании внутренней (экзоконтактовой по отношению к рудному телу) зоны выноса оценивается В. Н. Сазоновым и др. [1979] в  $390^{\circ}\text{C}$ . Думается, что это нижний предел, так как самый ранний в жилах, преимущественно метасоматический, кварц характеризуется температурами  $500-390^{\circ}\text{C}$ .

В целом третий этап отличается широким диапазоном температур от  $500^{\circ}$  и более до  $50^{\circ}$  вне зависимости от глубинности месторождения. Формирование жильных золотых руд золото-сульфидно-кварцевой формации происходит главным образом в три-четыре стадии. Самые высокотемпературные ( $500-350^{\circ}\text{C}$ ) растворы, произведя выщелачивание из экзоконтактовой части метасоматической колонки кремнезема, натрия, золота и т. п., отложили сначала основную массу кварца при  $500-390^{\circ}$ . В конце стадии при  $390-325^{\circ}\text{C}$  возникает ассоциация ранних сульфидов, часто пирротин-пиритовая с халькопиритом, характеризующаяся относительно низкими содержаниями золота и в растворах ( $0,0\text{л}$  мг/л), и в минералах (десять доли и первые граммы на тонну). Во вторую стадию при  $380-300^{\circ}\text{C}$  сначала идет локальное растворение ранее отложенного материала, затем при  $300-240^{\circ}\text{C}$  образование гребчатого, шестоватого кварца, основного количества пирита и арсенопирита. Образуются анкерит, доломит. Тонкодисперсное золото в сульфидах составляет десятки грамм на тонну, в растворах —  $0,2$  (по включениям), а по экспериментальным данным Г. Р. Колонина и др. [1981] возможны и десятки миллиграмм на литр. Третья стадия ( $250-100^{\circ}\text{C}$ ) характеризуется также начальным растворением вещества в участках соприкосновения с раствором, т. е. по вновь возникшим трещинам, и последующим отложением некоторого количества кварца, карбоната (преимущественно кальцита) с сульфидами меди, цинка, свинца, третьей генерацией пирита, арсенопирита, вторым пирротинном, нередко теллуридами, сульфосолями и промышленными концентрациями золота, обнаруживаемого микроскопически и даже невооруженным глазом. В некоторых месторождениях для данной стадии характерен антимонит. В пирите и арсенопирите этой стадии золото присутствует в количестве сотен грамм на тонну и более. Это так называемая главная продуктивная минеральная ассоциация. Осаждение золота из растворов происходит в исключительно локальных участках при снижении температуры до  $170$  ( $200$ ) —  $150$  ( $100$ ) $^{\circ}\text{C}$ , при содержании золота миллиграммы на литр рудообразующего раствора и появлении в нем кислорода, после отложения основного количества сульфидов, т. е. когда основная масса серы ушла из раствора. Нередко наблюдаются нарастания золота на пирите, сфалерите и т. п. Самые богатые руды наблюдаются в участках совмещения всех стадий минералообразования, как наиболее благоприятных для многократного фракционирования вещества. В четвертую, постпродуктивную, стадию чаще при температуре ниже  $150-100^{\circ}\text{C}$  после слабого проявления интрарудной коррозии раннего кварца отлагались кварц, карбонат и поздний пирит, содержащий первые граммы на тонну золота. При достижении термофлюидной системой близповерхностных условий на четвертом этапе образуются наиболее богатые руды золото-кварц-халцедоновой и золото-серебряной формаций апикальной фации (см. рисунок). При неглубоком положении генератора энергии возникают месторождения с характерными признаками совмещения корневой и апикальной фаций, например, колчеданно-полиметаллической формации.

Давления, при которых формировались золоторудные месторождения, в зависимости от их глубинности от стадии к стадии менялись главным образом от  $1000$  до  $50$  атм [Петровская, 1973].

Хотя в последние годы все больше появляется данных по составу растворов, формирующих золоторудные месторождения, на основании изучения вакуолей систематизировать эти растворы по составу относительно рудных формаций пока что трудно, так как представительность материалов в разных публикациях различна и часто недостаточна. Намечается

лишь некоторая зависимость их состава от геохимических провинций и состава вмещающих пород [Константинов и др., 1979]. В целом набор компонентов в растворах, приводимых по разным месторождениям и разными авторами, практически один и тот же. Это Na, K, Ca, Mg, Cl, углекислота, F, S, кремнекислота. Меняются только их соотношения. Имеются отрывочные данные по содержаниям В, Li, Au, Fe, Cu, Pb, Zn, As, Sb, Ni, Co и т. п. В газовой фазе включений определяются углекислота, азот, «кислые» газы ( $H_2S$ ,  $SO_2$ ,  $SO_3$ ,  $HCl$ ,  $HF$ ), водород, кислород, редкие газы. Судя по результатам наших исследований и литературным сведениям, соотношения макрокомпонентов в рудообразующих растворах разных золоторудных формаций различаются не больше, чем в растворах разных стадий одного месторождения или разных месторождений в пределах одной золоторудной формации. Есть основания предполагать, что аналогичным образом варьируют и содержания микрокомпонентов. Примером тому служит золото. Разброс его содержаний в растворах одного Берикунского месторождения перекрывает разброс, установленный по различным золоторудным формационным типам [Рослякова, 1976; Helgeson, Garrels, 1968; Баранова, 1977; Коробейников, 1979, 1981; Константинов и др., 1979].

Относительно концентрации растворов существует традиционное представление о постепенном снижении ее в процессе рудообразования. Однако прямые исследования выявляют возрастание ее в продуктивную стадию [Гончаров, 1973; Рослякова, 1976; Константинов и др., 1979; и др.]. О высокой концентрации растворов в продуктивную стадию говорят Л. Г. Пальмова и др. [1978]. В целом же все отмечают значительные ее вариации — от долей до 40 вес. % и более. Нами золото установлено в растворах всех стадий формирования месторождений, хотя и в разных концентрациях [Рослякова, 1976]. В продуктивную стадию они самые высокие, хотя и более всего варьируют. Каково было содержание золота в растворах в начале действия термофлюидной системы, пока не установлено. Возможно, оно было значительно ниже, чем в начале формирования рудных тел, т. е. менее 0,001—0,05 мг/л. На всех этапах и стадиях формирования месторождений после растворения золото вновь отлагалось, что вытекает из закономерностей его распределения во вмещающих породах, рудах и минералах. Судя по водным вытяжкам включений, pH растворов при рудоотложении близка к нейтральной или слабо щелочная [Константинов и др., 1979; Коробейников, 1979; и др.]. Н. В. Петровская [1973], исходя из анализа минеральных парагенезисов, делает вывод об изменении каждой порции растворов от щелочных через более кислотные снова к более щелочным.

Как показали эксперименты и расчеты Г. Р. Колонина и др. [1981], падение температуры от 300 до 200°C должно понизить концентрацию золота в растворе на два и более порядка. В таком случае, если бы минералообразование шло из какого-то единожды пришедшего в зону разгрузки раствора, то в продуктивную стадию в нем содержалось бы 0,000n — 0,0n мг/л золота, т. е. в 100—1000 раз меньше, чем имеем в действительности по данным изучения состава растворов включений. Если же допустить многократное поступление растворов с примерно одинаковым низким содержанием золота, то это также не объяснит повышение его в каждой из последующих стадий и особенно высокое в продуктивную. Нам представляется, что такое явление обусловлено многократным фракционированием вещества всякий раз в зонах отложения предшествующих этапов и стадий. В продуктивную стадию этому благоприятствует поступление кислорода за счет поверхностных вод. По данным Г. Р. Колонина с соавторами [1981], наличие кислорода в растворе усиливает взаимодействие его с ранее отложенным веществом и способствует экстракции из него золота, локально резко повышая окислительно-восстановительный потенциал системы. Все установленные этими экспериментаторами факторы осаждения золота из растворов (снижение температуры, нейтрализация, уменьшение концентрации сульфидной серы в них) реальны в пределах каждой

отдельной стадии. Установленная экспериментально [Колонин и др., 1981] независимость отложения из растворов золота от содержаний в них мышьяка и сурьмы хорошо согласуется с нашим выводом о том, что накопление этих элементов в рудах связано с развитием процесса в коре повышенной сиаличности.

Итак, золото — активный компонент всех стадий и этапов рудообразующего процесса. В каждый этап и каждую стадию золото выносятся из одних участков и концентрируется в других, более локальных. Отсюда вытекает, что неоднократное фракционирование вещества необходимо для образования золоторудных месторождений всех формаций. Чем многократнее и в больших масштабах оно проявляется, тем значительнее масштаб месторождений.

Резюмируя рассмотренные на примере золота аспекты моделирования гидротермального рудообразования, подчеркнем, что практически все они могут быть использованы при анализе природных объектов для генетических реконструкций и для прогнозных целей. Это, прежде всего, необходимый учет степени фемичности—сиаличности комплексов пород, в пределах которых залегают и образуются месторождения интересующих нас формационных типов, выявление фациальности рудообразующих систем (К—С—А), интенсивности и многократности фракционирования вещества как главного механизма концентрирования металлов в ходе гидротермального метаморфизма пород рудного поля и, наконец, использование в качестве индикаторов уровней и пределов вариаций ОК рудообразующих металлов. Сопоставлению, анализу и использованию всей обширной информации по рудным полям способствует предложенная систематика элементов и рудных формаций [Щербаков, 1982; Щербаков и др., 1980].

#### ЛИТЕРАТУРА

- Бакенов М. М., Кожокеев О. К., Енсебаев З. Е. О закономерности распределения элементов-примесей в одном из золоторудных месторождений Калбы.— В кн.: Геология. Вып. V. Алма-Ата, 1969, с. 144—151. (Тематический сборник статей аспирантов и соискателей).
- Баранова Н. Н. О составе золотосодержащих гидротермальных растворов.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. (Тезисы докладов). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1977, с. 9.
- Бончаров В. И. О химическом составе гидротермальных растворов золото-серебряных месторождений.— В кн.: Новые данные по геологии Северо-Востока СССР. Магадан: изд. СВКНИИ, 1973, с. 174—184.
- Колонин Г. Р., Белеванцев В. И., Пальянова Г. А., Широносова Г. П. Физико-химическая модель рудоотложения на месторождениях золото-сульфидной формации.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. (Тезисы докладов). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 110—112.
- Ковстантинюк М. М., Андрусенко Н. И., Москалюк А. А. Особенности состава минералообразующих растворов для различных типов золото-серебряного оруденения.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 154—160.
- Коробейников А. Ф. Состав и свойства минералообразующих растворов золоторудных месторождений Саяно-Алтайской складчатой области по включениям в минералах.— В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 161—173.
- Коробейников А. Ф. Модель гидротермально-метасоматического образования золотых руд в щелочных метасоматитах.— В кн.: Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. (Тезисы докладов). Новосибирск: изд. ИГиГ СО АН СССР, 1981, с. 114—115.
- Пальмова Л. Г., Копиева Л. А., Иванов П. А., Прусаков А. П. Физико-химическая характеристика золотоносных растворов.— В кн.: Теория и практика термобарогеохимии. М.: Наука, 1978, с. 101—106.
- Петровская Н. В. Самородное золото. М.: Наука, 1973. 347 с.
- Рослякова Н. В. Геохимия золота в гидротермальном процессе на примере Беркульского золоторудного месторождения.— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с. 82—105.
- Рослякова Н. В., Росляков Н. А. Эндогенные ореолы месторождений золота. Новосибирск: Наука, 1975. 130 с.
- Сазонов В. Н., Таланцев А. С., Илясова Л. К. и др. РТХ-условия формирования месторождений золото-сульфидно-кварцевой формации Урала.— В кн.: Основные

- параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 145—154.
- Щербаков Ю. Г. Распределение элементов в космогеохимических системах. — Геол. и геофиз., 1982, № 1, с. 77—84.
- Щербаков Ю. Г., Золотухин В. В., Кузнецов В. А. и др. Коэффициенты концентрации элементов как источник информации об условиях рудообразования. — Геохимия, 1980, № 11, с. 1662—1674.
- Helgeson H. C., Garrels R. M. Hydrothermal transport and deposition of gold. — Econ. Geol., 1968, v. 63, N 6, p. 622—635.

В. А. БУРЯК

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ МЕТАМОРФОГЕННО-ГИДРОТЕРМАЛЬНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

В основу выделения рудных формаций должны быть положены прежде всего минерально-морфологические особенности и генезис оруденения. Выделение рудных формаций (например, золото-сульфидной, золото-кварцевой и пр.), исходя из их минерального состава, но без названия генезиса, не отвечает потребностям настоящего времени, поскольку месторождения одного и того же состава и морфологического типа, но разного генезиса имеют различные параметры и в связи с этим требуют индивидуализированного подхода как при поисках и разведке, так и при металлогенических исследованиях. Поучительна в этом отношении история изучения месторождений золота, урана и других металлов метаморфогенно-гидротермального генезиса, отнесенных первоначально к постмагматическим. Генетическая модель этого оруденения, определяющая методику поисков и разведки, существенно отличается от модели постмагматического рудогенезиса и заключается в следующем.

Оруденение начинает образовываться еще в этап накопления и литогенеза вмещающих осадочных и вулканогенных толщ (создание первичных рассеянных концентраций), продолжает формироваться в период их метаморфизма и заканчивает свое образование в этап последующей палингено-метасоматической гранитизации, захватывающей рудовмещающие свиты или только более древние формации. Интрузивные магматические породы, в том числе дайки основного состава и гранитоиды, завершающие метаморфогенно-магматогенные процессы инверсионного этапа, формируются не раньше, а позже метаморфогенно-гидротермального оруденения. Они пересекают рудные тела, контактово метаморфизуют их, а во многих случаях разрушают и ассимилируют полностью или частично. В этом основное отличие метаморфогенно-гидротермального оруденения от магматогенного (постмагматического).

Последнее формируется позже, в ряде случаев накладывается на метаморфогенно-гидротермальное, что приводит к созданию полигенного наиболее концентрированного оруденения. Это выражается в пересечении метаморфогенных кварцевых жил постмагматическими, в наложении постмагматических минеральных ассоциаций, часто сопровождающихся повышенным содержанием серебра и сурьмы, на метаморфогенные, имеющие, как правило, низкие содержания серебра.

В минерально-морфологическом отношении метаморфогенно-гидротермальное оруденение представлено двумя разновидностями: 1) отдельными кварцевыми жилами или зонами сближенных кварцевых жил и прожилков штокверкового вида, т. е. существенно кварцевым типом, и 2) зонами рассеянной сульфидной или кварцево-сульфидной вкрапленности и прожилков.

Содержание сульфидов в кварцевых жилах и прожилках первого типа весьма низкое — десятые доли процента, редко выше. По классификации Н. В. Петровской, такие образования относятся к малосульфид-

ной формации. Золото, как правило, высокопробное, относительно крупное, распределено неравномерно и крайне неравномерно. В тех случаях, когда в основании разреза или непосредственно среди рудовмещающих толщ (например, Средняя Азия) отмечаются вулканогенные или вулканогенно-осадочные породы среднего или основного состава, обогащенные кальцием, в кварцевых жилах и прожилках присутствует в существенных количествах шеелит, вплоть до значительных концентраций, могущих (попутно с золотом) представить практическое значение.

В прожилково-вкрапленном типе оруденения содержание сульфидов более высокое — от 0,5 до 5—6%. Сульфиды представлены преимущественно пиритом и арсенопиритом.

Как показали выполненные сопоставления с привлечением различных отечественных и зарубежных регионов, решающую роль в развитии того или иного минерально-морфологического вида метаморфогенно-гидротермального оруденения играют фациальный тип вмещающих толщ и соответственно характер и интенсивность развитой в них сингенетичной минерализации. Кварцевый малосульфидный тип оруденения развивается преимущественно в осадочных алевросланцевых толщах, прежде всего углеродсодержащих с повышенным содержанием кремнезема (62—80% и более), преобладанием натрия над калием, отсутствием или низким содержанием сингенетичных сульфидов и магнезиально-железистых карбонатов. Прожилково-вкрапленный вид оруденения, характеризующийся значительно более высоким содержанием сульфидов (0,5—6%), развивается только в более тонкозернистых пелитовых разностях осадков, содержащих пониженные (менее 62%) количества  $\text{SiO}_2$  и в то же время повышенные количества сингенетичных магнезиально-железистых карбонатов и сульфидов. Последние, как показали выполненные исследования, образовались в значительной мере за счет поступления сингенетичных осадконакоплению и литогенезу подводных углекисло-сернистых или существенно мышьяковистых гидротерм и эксгаляций, т. е. в значительной мере являются осадочно-гидротермальными либо вулканогенно-осадочными, в том числе не только в эвгеосинклинальных, но и в миогеосинклинальных областях [Буряк, 1976]. Последующие процессы метаморфизма приводят к регенерации и частичному переотложению этих сульфидов и сингенетичного им золота. Одновременно образуются собственно метаморфогенно-гидротермальные золотоносные сульфиды за счет поступления серы, золота и мышьяка из боковых толщ и зон высокотемпературного метаморфизма, включая области гранитизации. Важную роль при метаморфогенном рудообразовании играют также подземные воды, особенно захороненные растворы-рассолы.

В толщах, промежуточных по составу и условиям накопления между кремнисто-алевролитовыми и тонкозернистыми пелитовыми, а также среди основных магматических пород, превращенных в «зеленые» сланцы, формируется промежуточное по минеральному составу оруденение, т. е. отмечается развитие как малосульфидных кварцевых жил и прожилков, так и кварцево-сульфидных и сульфидных прожилков и вкрапленности.

Во всех случаях эндогенная зональность минералообразования коррелируется с палеогидрохимической и температурной зональностью подземных вод этапа литогенеза и последующего дислокационного и зонального метаморфизма и гранитизации, включая периоды становления гнейсовых и гранито-гнейсовых куполов.

Весьма важен и принципиален вопрос относительно первичных содержаний золота в породах, вмещающих рудные тела и зоны, отнесенные нами к метаморфогенно-гидротермальным. Согласно магматогенно-гидротермальной концепции [Шер, 1974], содержания золота в породах, вмещающих рассматриваемое оруденение, находятся и находились ранее (до процессов рудообразования) на уровне низких кларковых концентраций. Повышенные количества золота устанавливаются лишь там, где отмечаются сульфидная или кварцевопрожилковая минерализация, которая во всех случаях сторонниками этой концепции рассматривается как ново-

образованная магматогенно-гидротермальная. Согласно данным сторонников осадочной, метаморфогенной и осадочно-эпигенетической концепций, содержание золота во вмещающих толщах было повышенное [Буряк, 1964; Бадалов, 1966; Петров, 1974; Гарьковец, 1973; и др.].

Выполненные в последние годы многочисленные анализы показывают, что фиксируемые в метаморфических породах, вмещающих метаморфическое оруденение, содержания золота действительно находятся обычно на уровне кларковых — 1—8 мг/т (преимущественно 2—4 мг/т), редко более [Буряк, 1978]. Существенно более высокие концентрации отмечаются лишь в породах, содержащих прожилки кварца или вкрапленность сульфидов. Однако по своему генезису последние нельзя рассматривать во всех случаях как магматогенно-гидротермальные. Высокие концентрации золота отмечаются и в тех сульфидах, которые являются метаморфогенными. Повышенные концентрации золота отмечаются также в осадочно-гидротермальных разностях сульфидов (до 100—150 г/т). Собственно биогенно-осадочные сульфиды характеризуются наиболее низким содержанием золота (в среднем 0,06 г/т, редко до 0,1—0,2 г/т и более). Однако и в них золота содержится не менее чем на порядок больше, нежели во вмещающих породах. Общий пересчет и многочисленные анализы сульфидных и «породных» фракций показывают, что практически все «избыточное» по отношению к обычным кларковым концентрациям содержание золота в осадочных и метаморфических породах концентрируется в решающей мере в сульфидах. Причем этот процесс перераспределения и концентрирования сульфидов и золота начинается еще в этап раннего литогенеза осадка и нарастает по мере его литификации и метаморфизма. Одновременно сорбционные свойства  $S_{орг}$  и глинистой составляющей по отношению к золоту уменьшаются, растет растворимость кластогенного и тонкодисперсного золота на фоне повышения давления и температуры. В итоге повышается общая концентрация поровых и метаморфогенных растворов, в том числе содержание в них хлора, серы, мышьяка и других активных растворителей и переносчиков золота.

Вполне определенно можно говорить, что фиксируемые в настоящее время низкие содержания золота в метаморфических комплексах не соответствуют его первичным концентрациям в исходных осадках, как это уже доказано, например, для ртути и нефтеобразующих углеводородов. Это, несомненно, «отработанные», вторичные концентрации. В связи с этим возражения сторонников магматогенного генезиса рассматриваемого оруденения, основанные на том, что метаморфические рудовмещающие толщи не обладают повышенными содержаниями золота и потому якобы не могли служить его источником, не могут считаться убедительными.

Подвижность золота при процессах зонального метаморфизма устанавливается достаточно определенно [Буряк, 1978]. Как показывает анализ данных, приводимых сторонниками инертного поведения золота при таких процессах, неопределенные или противоположные выводы получаются в тех случаях, когда используется малое, статистически непредставительное количество анализов либо сравниваются между собой исходно не одни и те же породы, что, очевидно, совершенно необходимо при решении данного вопроса.

Весьма показательно также, что вынос золота в процессе высокотемпературного метаморфизма и гранитизации происходит раньше образования анатектического расплава. Это, в частности, доказывается тем, что наиболее низкие содержания золота (0,1—2 мг/т) устанавливаются не в палингенных и анатектических гранитах, а в автохтонных метасоматических мигматитах и гнейсо-гранитах реликто-полосчатой текстуры. Проведенные Д. С. Глюком эксперименты также подтверждают высокую подвижность и летучесть золота при процессах высокотемпературного метаморфизма и гранитизации, предшествующих плавлению породы. Золото в условиях открытой природной системы уходит из гранитизируемых пород раньше образования расплава. В связи с этим вмещающие породы, в том числе и черносланцевые пиритоносные, характеризующиеся высоким ис-

ходным содержанием золота, не могут, по нашему мнению, обогатить золотом гранитный коровый расплав, во всяком случае автохтонный, и, следовательно, не могут служить первичным источником золота для магматогенных растворов, образующихся при кристаллизации таких коровых расплавов. Можно лишь допустить некоторое обогащение золотом постмагматических растворов в регрессивный этап в процессе остывания гранитных массивов по принципу трансвапоризации и на путях движения растворов к местам их разгрузки. Однако судя по тому, что на путях миграции постмагматических растворов зоны выноса золота не устанавливаются или выражены, но крайне незначительно и наоборот, часто фиксируется привнос золота, видимо, эти явления если и имели место, то играли подчиненную или весьма незначительную роль в рудообразовании.

Исходя из сказанного, избирательная приуроченность многих золотоносных районов и узлов к полям широкого развития черносланцевых толщ и основных пород с повышенным кларком золота, объясняемая сторонниками магматогенной концепции ассимиляцией золота из этих вмещающих толщ гранитным расплавом в процессе его формирования, не может считаться в полной мере правомерной. Одно из двух: необходимо либо признать первично-мантийную (ювенильную) природу золота в гранитах, но тогда нельзя объяснить избирательную приуроченность его месторождений к полям развития таких пород, характеризующихся наиболее высоким первичным кларком золота, либо признать метаморфогенно-гидротермальный генезис оруденения в таких толщах.

Состав изотопов серы в рассматриваемых месторождениях в ряде случаев явно указывает на ее коровую природу [Заири и др., 1977]. Но сера, обладая значительно более высокой летучестью по сравнению с золотом, уходит из гранитизируемых и метаморфизируемых пород значительно раньше возникновения расплава. Поэтому ею, как и золотом, не могут обогащаться коровый расплав и, следовательно, постмагматические растворы. Сера, как и другие летучие и высокоподвижные компоненты (вода, мышьяк, ртуть, сурьма и различные газы, в том числе водород — углеводород), в значительной мере уходит из пород раньше возникновения расплава, приводя к образованию метаморфогенного оруденения. В гранитном расплаве остается лишь незначительное количество этих компонентов, необходимое для его эвтектоидного насыщения. Все «избыточные» количества выносятся.

Прогрессивное накопление изотопа  $S^{32}$  в пиритах минерализованных зон по мере перехода от ранних ассоциаций к более поздним на фоне общего широкого разброса изотопов серы ( $\delta S^{34}$  изменяется от  $-32$  до  $+24^0/_{00}$ ), принимаемое многими исследователями за доказательство магматогенной концепции оруденения, не менее успешно может быть объяснено и метаморфогенной природой оруденения, особенно если принять во внимание широкое развитие в рудовмещающих толщах осадочно-гидротермальных и вулканогенно-осадочных разновидностей сульфидов наряду с собственно осадочно-биогенными [Буряк, 1976].

Рудоконтролирующими структурами в размещении метаморфогенно-гидротермального оруденения в региональном плане (на момент рудообразования) выступают не поднятые, а опущенные геоблоки — крупные сложнопостроенные прогибы синклиального типа, заложенные вдоль разломов на коре сиалического типа. Непосредственно на коре океанического типа, т. е. в первичных эвгеосинклиналях, метаморфогенно-гидротермальное оруденение, как и сами рудогенерирующие процессы зонального метаморфизма и автохтонной гранитизации, не развито, а если и проявлено, то слабо. В решающей мере это, видимо, обусловлено специфическими условиями таких геотектонических структур — их открытостью в отношении мантийных метаморфизирующих и гранитизирующих флюидов за счет широкого развития глубинных «открытых» разломов и отсутствия «перекрывающих» эти разрывы многокилометровых осадочно-метаморфических толщ, выступающих в роли мощного аккумулятора глубинной и экзотермальной энергии и рудогенных компонентов.

Интенсивность метаморфогенно-гидротермального оруденения в прогибах находится в прямой зависимости от мощности слагающих прогибы осадочно-метаморфических толщ (в оптимальных случаях достигающей 12—17 км и более), протяженности прогибов по простиранию, составляющей сотни километров и более, и интенсивности процессов метаморфизма и гранитизации, проявленных в основании и по периферии прогибов. Весьма существенное влияние оказывает также состав толщ, точнее степень их первичной обогащенности рудогенными компонентами. Применительно к золоту наиболее благоприятны прогибы, сложенные в значительной мере породами, характеризующимися его первичными повышенными кларковыми содержаниями, — основными эффузивами, превращенными в процессе метаморфизма в «зеленые сланцы», либо углеродисто-терригенными алевросланцами, содержащими одновременно собственно осадочные (биоогенно-осадочные) и гидротермально-осадочные сульфиды. Весьма благоприятны, естественно, вулканогенно-осадочные толщи, в которых переслаиваются основные магматические породы с углеродистыми сланцами. Высокой продуктивностью обладают также алевросланцевые толщи, насыщенные осадочными и вулканогенно-осадочными магнезиально-железистыми карбонатами и сульфидами (тип Морру-Велью в Бразилии и Хоумстейк в США). Выраженность геотектонических структур, локализирующих оруденение, в виде прогибов не всегда достаточно четко проявлена: за счет орогенных этапов инверсии рудоконтролирующие прогибы и синклиналии могут быть преобразованы в горстантиклинории или антиклинальные поднятия.

Устанавливается эволюционная направленность в изменении характера оруденения и выраженности связи его с метаморфическими поясами и куполами по мере перехода от древних золотоносных структур к более молодым. В древних провинциях золотоносные прогибы представлены широко известными «зеленокаменными трогами» и «зеленокаменными поясами» с крупными золотыми и золото-урановыми месторождениями, окаймленными мигматитовыми и гранито-гнейсовыми куполами, в байкалидах — многоэпиклинальными прогибами с зональными глубокоэродированными метаморфическими поясами, несущими золото-сульфидное и золото-кварцевое оруденение, в более молодых структурах — многоэпиклинальными и эпиплатформенными прогибами с отдельными выходами слабоэродированных метаморфических поясов и куполов. Нередко метаморфические купола вообще не вскрыты, и их наличие можно лишь предполагать на глубине по совокупности геолого-геофизических данных. Типоморфными для этих прогибов являются золото-кварцевое и золото-шеелитовое оруденения.

В прогибах и синклиналиях оруденение локализуется в наиболее погруженных участках — в дополнительных прогибах и мульдах, но в последних в относительно поднятых участках — в осевых частях антиклиналей, осложняющих ядра и крылья мульды и прогибов. Характерны, наряду с секущими жилами и зонами, согласные седловидные и стратиформные кварцевые жилы и рудные зоны, протягивающиеся вдоль стратиграфических контактов.

Источником рудообразующих растворов явились относительно поднятые блоки (зоны высокотемпературного метаморфизма и гранитизации) коровые и мантийные флюиды, в том числе конседиментационные и метаморфизирующие. Активную роль играли также, несомненно, захороненные подземные воды осадков, в том числе поровые, и собственно метаморфогенные, высвобождающиеся на месте метаморфизма осадков. Кинематическая схема миграции рудообразующих растворов отвечает нисходяще-восходящей схеме миграции напорных подземных вод в структурах артезианского типа. Дополнительное осложняющее влияние оказывает субвертикальное поступление метаморфогенных и ювенильных растворов и флюидов вдоль глубинных зон повышенной проницаемости. Рудоконтролирующие зоны расланцевания — дренажные структуры. Минерало-

отложение в этих зонах разгрузки подземных вод происходит за счет падения температуры и главным образом давления растворов.

Оруденение формируется длительно, в условиях широкого диапазона  $T$  (120—450°), низких градиентов  $P-T$  и состава растворов. По вертикали  $\Delta T$ , исходя из определения температур декрепитации и гомогенизации газовой-жидких включений [Коновалов, 1977], составляет 30—50° на 1 км, т. е. находится на уровне геотермического градиента в подвижных зонах. В связи с этим минерализованные зоны имеют большие размеры неконтрастны, руды преимущественно бедные. Давление растворов на 0,3—1,0 кбар и более превышало литостатическое.

Стадийность при минералообразовании обычно отсутствует, реже слабо выражена. Состав растворов менялся постепенно, однонаправленно: от наиболее концентрированных при ранних ассоциациях до отработанных слабонасыщенных пострудных. Между концентрацией растворов в газовой-жидких включениях и общим валовым химсоставом последовательно образующихся минеральных ассоциаций устанавливается обратная зависимость [Буряк, 1979]. Повышенными концентрациями  $CO_2$ , серы, натрия, калия и других компонентов характеризуются включения не продуктивных ассоциаций, несущих сульфиды и золото, а ранних прерудных генераций кварца, практически лишенных сульфидов и золота. По мере развития процесса минералообразования суммарное содержание Na, K, Ca, Mg, S,  $CO_2$ , Au, As, Cl и других рудогенных компонентов в жилах и минерализованных зонах возрастает, во включениях, наоборот, падает. Помимо изменений в концентрации компонентов меняется их соотношение. Особенно показательным отношением  $K/Na$ : в исходных растворах, в целом в жилах и газовой-жидких включениях прерудного кварца оно больше единицы, а во включениях рудоносного кварца — меньше единицы. Очевидно, в данном случае газовой-жидкие включения характеризуют собой не первичные, а отработанные растворы, что не всегда учитывается в практике геохимических исследований при интерпретации состава включений. Пульсационное стадийное поступление растворов в отличие от магматогенного рудогенеза не устанавливается.

Отмечаемые главным образом на верхних горизонтах минерализованных зон секции взаимоотношения между отдельными последовательными генерациями обусловлены дифференциацией растворов на путях поступления их в рудо локализирующие структуры и в процессе минералоотложения. Минералообразование происходило в условиях, близких к застойным.

## ЛИТЕРАТУРА

- Бадалов С. Т. О роли вмещающих пород в качестве возможного источника золота в эндогенных кварцевозолоторудных месторождениях. — В кн.: Минералогия и геохимия сульфидных месторождений Узбекистана. Ташкент: Фан, 1966, с. 81—89.
- Буряк В. А. О влиянии процессов регионального метаморфизма на развитие золото-сульфидной минерализации в центральной части Ленского золотоносного района. — В кн.: Физико-химические условия магматизма и метасоматоза. М.: Наука, 1964, с. 184—190.
- Буряк В. А. Роль вулканогенно-осадочного и гидротермального минералообразования в формировании золотого оруденения черносланцевых («углистых») толщ. — Докл. АН СССР, 1976, т. 226, № 4, с. 907—910.
- Буряк В. А. О золотоносности осадочных толщ и поведении в них золота в процессах метаморфизма и гранитизации. — Геол. и геофиз., 1978, № 6, с. 142—146.
- Буряк В. А. Результаты сопоставления эволюции валового химического состава кварцевожильных минеральных ассоциаций (на примере золотоносных жил мало-сульфидной формации). — Докл. АН СССР, 1979, т. 248, № 2, с. 436—439.
- Гарьковец В. Г. О выделении кызылкумского типа сингенетично-эпигенетических месторождений. — Докл. АН СССР, 1973, т. 208, № 1, с. 163—165.
- Заири Н. М., Шер С. Д., Стрижев В. П. и др. Изотопный состав серы из зоны золотоносной сульфидной вмещающей. — Сов. геология, 1977, № 1, с. 90—98.
- Коновалов И. В. Температурная зональность и условия образования золоторудных минеральных ассоциаций. — В кн.: Метаморфогенное рудообразование. М.: Наука, 1977, с. 164—173.

- Миронов А. Г., Глюк Д. С. Экспериментальное исследование распределения золота в силикатных системах кислого состава с помощью радионуклида  $^{195}\text{Au}$ . — Докл. АН СССР, 1980, т. 252, № 5, с. 1234—1238.
- Петров В. Г. Условия золотоносности северной части Енисейского кряжа. Новосибирск: Наука, 1974. 163 с.
- Шер С. Д. Металлогения золота. М.: Недра, 1974. 256 с.

М. С. САХАРОВА, Ю. А. БАТРАКОВА,  
И. А. БРЫЗГАЛОВ, С. К. РЯХОВСКАЯ

## ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИРОДА СЕРЕБРОНОСНЫХ ГИДРОТЕРМАЛЬНЫХ ЖИЛ ВУЛКАНОГЕННЫХ ПОЯСОВ

Среди различных формационных типов сереброносных образований важная роль принадлежит гидротермальным месторождениям, связанным с вулканогенными поясами. Проблемы минералогии и генезиса серебряного оруденения изучались нами на примере месторождений золото-серебряной формации краевого Охотско-Чукотского вулканогенного пояса на Северо-Востоке СССР. Среди различных образований этой формации особое место занимают месторождения существенно серебряных золотосодержащих руд так называемого серебро-аргентитового типа, пример изучения которых позволяет выявить ряд генетических особенностей вулканогенного серебряного оруденения.

Месторождение размещается в пределах вулканокупольного поднятия, расчлененного системой разломов на блоки. Оруденение приурочено к умереннокислым вулканитам мелового возраста, рудные тела имеют кварц-хлорит-сульфидный, кварц-адуляр-сульфидный и кварц-родонит-родохрозитовый состав. Рудные минералы в них составляют 5—8%, главенствуют в них сульфиды — галенит, сфалерит, пирит и группа серебряных минералов. Наряду с кварцем и адуляром существенна роль минералов марганца (родонит, родохрозит, Mn-кальцит) и Ca—Mg карбонатов.

Месторождение многостадийное, с двукратным отложением продуктивной серебряной минерализации. Процесс характеризуется инверсионным температурным режимом рудоотложения [Гончаров, Сидоров, 1979].

Важнейшие минералого-геохимические черты оруденения:

- 1) резкое смещение в сторону серебра величины  $\text{Au} : \text{Ag}$  отношения, составляющего 1 : 200 — 1 : 400;
- 2) рассеяние золота в самородном серебре, кюстелите, при резко подчиненном количестве электрума;
- 3) широкое разнообразие минеральных форм серебра, при доминирующей роли самородного серебра и акантита;
- 4) возникновение ряда сереброносных парагенезисов — индикаторов условий образования и продуктивности руд.

**Минеральные формы серебра.** В табл. 1 показаны серебряные минералы месторождения, в том числе редкие и уникальные. Здесь присутствуют самородные минералы ряда золото—серебро, интерметаллиды, простые и сложные сульфиды серебра (так называемые серебряные колчеданы), большая группа сульфосолей серебра, включающая сульфоантимониты, сульфостаннаты, сульфовисмутиты и селениды серебра.

Среди самородных минералов широко распространено самородное серебро, представленное двумя генерациями. Раннее серебро характеризуется убогой до слабой золотоносностью и содержит от десятых долей до 3—5% Au. Позднее серебро не золотоносно. Более золотистая фаза — кюстелит (пробность 100—250 ед.) — имеет подчиненное значение. Таким образом, в рудах доминируют самородные минералы существенно серебряного состава при малой распространенности фаз самородного золота пониженной пробности. К группе самородных минералов тяготеют также интерметаллиды — аларгентум и дискразит.

## Важнейшие минералы серебра гидротермальных вулканогенных месторождений

Минералы	Химический состав по микрзондовым исследованиям
Самородные минералы	
Самородное серебро	0—3,5
Кюстелит	10—18
Самородное золото с относительно повышенной пробностью	54—56
Самородное золото с низкой пробностью	32—45
Интерметаллиды	
Алларгентум	Ag <sub>5,97</sub> Sb <sub>1,03</sub>
Дискразит	Ag <sub>3,12</sub> Sb <sub>0,88</sub>
Простые и сложные сульфиды и селениды	
Акантит	Ag <sub>1,97</sub> S <sub>1,04</sub>
Штрмейерит	Ag <sub>0,98</sub> Cu <sub>1,00</sub> S <sub>1,02</sub>
Ялпаит	Ag <sub>2,98</sub> Cu <sub>0,98</sub> S <sub>2,06</sub>
Маккинстриит	Ag <sub>1,32</sub> Cu <sub>0,67</sub> S <sub>0,99</sub> Se <sub>0,02</sub>
Штербергит	Ag <sub>1,06</sub> Fe <sub>1,93</sub> S <sub>3,01</sub>
Науманнит	(Ag <sub>1,83</sub> Cu <sub>0,06</sub> ) <sub>1,89</sub> (Se <sub>0,91</sub> S <sub>0,20</sub> ) <sub>1,11</sub>
Сульфостаннаты	
Канфильдит	(Ag <sub>7,91</sub> Cu <sub>0,05</sub> Fe <sub>0,03</sub> ) <sub>7,99</sub> Sn <sub>1,04</sub> S <sub>6,0</sub>
Ag—Sb сульфосоли	
Фрейбергит	(Ag <sub>7,38</sub> Cu <sub>4,57</sub> ) <sub>11,95</sub> Sb <sub>4,23</sub> (S <sub>11,76</sub> · Se <sub>0,06</sub> ) <sub>11,82</sub>
Пираргирит	Ag <sub>3,01</sub> Sb <sub>1,08</sub> S <sub>2,90</sub>
Стефанит	(Ag <sub>4,98</sub> Cu <sub>0,15</sub> ) <sub>5,13</sub> Sb <sub>0,93</sub> (S <sub>3,92</sub> Se <sub>0,01</sub> )

Примечание. Анализы выполнены на приборах JXA-5 и JXA-50; аналитики Э. М. Спиридонов, В. К. Гаранин, В. М. Чубаров. Проанализировано 38 образцов самородных минералов ряда Au—Ag.

Особенности химического состава самородных минералов и концентрация Au преимущественно в раннем серебре свидетельствуют о дифференциации Au и Ag в процессе рудоотложения и о накоплении золота лишь в растворах, давших начало ранней продуктивной ассоциации. Высоко-серебристые самородные минералы и интерметаллиды являются также индикаторами высокосеребристых, малосернистых и малосурьмянистых условий.

Вторая группа серебряных минералов представлена сульфидами, среди которых широко распространен простой однометалльный низкотемпературный сульфид — акантит. Он также представлен двумя генерациями и развит в составе обеих продуктивных ассоциаций.

Своеобразие серебряной минерализации заключается в образовании сложных медно-серебряных сульфидов — ялпаита, штрмейерита, маккинстриита, а также серебряного колчедана — штербергита. Эти минералы связаны с ранней продуктивной стадией, являются редкими низкотемпературными образованиями и известны главным образом в месторождениях колчеданного и полиметаллического типа.

Среди сульфосолей серебра ведущая роль принадлежит сульфоантимонитам, что подчеркивает связь Ag и Sb, характерную для ряда сереброносных месторождений вулканогенных поясов.

Важнейшая минеральная форма — группа серебряных блеклых руд. Среди них выявлены высокосеребристые фрейбергиты с содержаниями Ag до 40%, а также сербросодержащие тетраэдрит и теннантит.

Индикаторами условий рудоотложения служат серебряные сульфосоли ряда Ag<sub>2</sub>S—Sb<sub>2</sub>S<sub>3</sub> [Некрасов, Чевычелов, 1980]. В рудах широко развит пираргирит, присутствуют стефанит, полибазит и др. Помимо гла-

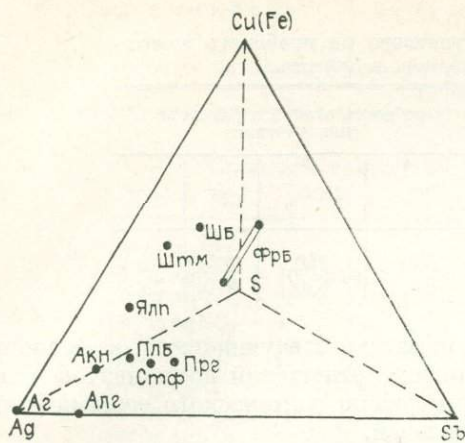


Рис. 1. Положение серебряных минералов в системе Ag—Cu(Fe)—Sb—S.

Ag — самородное серебро, Акн — акантит, Алг — алларгентум, ФРБ — фрейбергит, Ялп — ялпайт, Плб — полибазит, Прг — пираргирит, Штм — штромейерит, ШБ — штернбергит, Стф — стефанит.

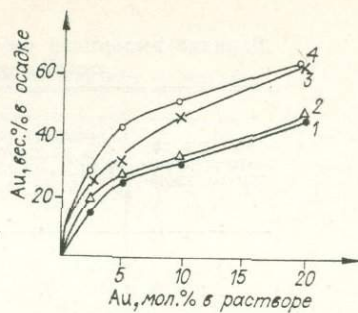


Рис. 2. Зависимость состава Au—Ag минералов от состава растворов при разных температурах (1 — 100°C; 2 — 150°C; 3 — 200°C; 4 — 250°C).

ний боливийского типа, а также некоторые Ag—Vl сульфосоли и др.

Типоморфной особенностью вулканогенного серебряного оруденения является связь Ag с Se. Она состоит в наличии селенидов серебра (науманит) и присутствии Se в большинстве серебряных сульфосолей, в сульфиде и самородных Au—Ag минералах. Широкое распространение Se как изоморфной примеси в ряде минералов свидетельствует о повышенной селенистости и недосыщенности серой рудообразующих растворов.

**Сереброносные парагенезисы.** В процессе рудообразования серебряная минерализация связана с двумя стадиями — кварц-адуляр-серебряной и кварц-родонит-родохрозит-серебряной. Типичная для вулканогенных гидротермальных месторождений нестабильного режима минералоотложения температурная инверсия, предшествовавшая второй продуктивной стадии, привела к возникновению ряда сереброносных парагенезисов. Внутретадийная цикличность процесса минерализации проявлена в смене во времени самородных металлов сульфидами серебра и далее его сульфосолями.

С ранней продуктивной стадией связаны парагенезисы: 1) золотоносного серебра (кюстелита) — акантита (по аргентиту) и интерметаллидов; 2) акантита—фрейбергита и сложных медно-серебряных сульфидов с пираргиритом. В позднюю стадию образовались парагенезисы: 1) незолотоносного серебра с акантитом; 2) пираргирит-стефанитовый (с науманитом).

В обеих стадиях отложение серебра и серебряных минералов завершилось низкотемпературными парагенезисами. Так, верхний предел устойчивости стефанита 197°C, ялпайта — 117, штромейерита — 90—93°C [Skinner, 1966], к низкотемпературным минералам относятся также селениды серебра.

Положение минералов серебра на диаграмме составов (рис. 1) свидетельствует об их образовании в условиях значительного повышения концентрации Ag и уменьшении других металлов (Cu, Fe) и серы.

Таким образом, в процессе рудоотложения имела место дифференциация Au и Ag и накопление золота, а также медно-серебряных минералов в раннюю продуктивную стадию. Внутретадийная цикличность серебряного минералообразования свидетельствует о тенденциях обогащения растворов Ag, Sb, а также Se и их обеднении другими металлами (Fe, Cu) и серой.

**Физико-химические параметры рудоотложения.** Среди причин, способствующих накоплению серебра и образованию существенно серебря-

венствующих Ag—Sb сульфосолей развит сульфостаннат серебра — канфильдит, типичный представитель малоглубинных олово-серебряных месторожде-

Влияние анионного состава раствора на пробность золото-серебряных осадков в системе

Au:Ag в золото-серебряном растворе	Пробность осадка в растворе $\text{HAuCl}_4 + \text{AgNO}_3 + \text{NH}_4\text{OH}$	Пробность осадка в растворе в присутствии			
		$\text{CO}_3$	$\text{HCO}_3^-$	$\text{Cl}^-$	$\text{F}^-$
1 : 4	54	350	240	17	10
1 : 1	610	670	630	470	280

ных золотосодержащих руд, можно наметить следующие: 1) особенности химического состава и концентрационных соотношений компонентов рудообразующих растворов; 2) особенности физико-химического режима рудоотложения; 3) роль минералов-осадителей.

Для выяснения влияния различных факторов на накопление серебра и причины дифференциации Au и Ag при рудоотложении были проведены экспериментальные исследования. Опыты проводились в золотых, серебряных и золото-серебряных растворах методами электрохимического осаждения при нормальных условиях и автоклавным методом при температуре 100—250°C. Состав растворов анализировался методом потенциометрического титрования, состав твердых фаз — атомно-адсорбционным методом.

Экспериментально исследовано влияние соотношений Au:Ag в растворе на состав кристаллизующихся золото-серебряных минералов при различных температурах [Шило и др., 1980]. Показано, что образование самородного золота варьирующей пробности (от 400 ед. и выше) протекает в широком диапазоне концентрационных соотношений Au:Ag, тогда как возникновение существенно серебряных фаз возможно лишь в условиях значительного преобладания серебра над золотом.

На рис. 2 показана зависимость состава синтетических фаз от соотношения Au:Ag в растворе при температурах 100—250°C. В существенно серебряных растворах, при соотношении в них Au : Ag от 1 : 40 до 1 : 4 были получены осадки, пробность которых возрастала как с ростом температур, так и с повышением концентрации золота в растворе. Причем наибольшее изменение пробности с ростом температуры отмечается в интервале от 150 до 200°C. Последующее увеличение температуры приводит к дальнейшему повышению пробности минералов, образующихся из растворов с низким золото-серебряным отношением ( $\text{Au:Ag} \leq 1:10$ ). Исследования показали, что образование высокосеребристых фаз имеет место лишь при значительном смещении в сторону серебра количественных соотношений металлов и стимулируется снижением температуры.

Важную роль в процессе дифференциации золота и серебра и образовании высокосеребристых минералов играет анионно-катионный состав растворов. Изучено влияние важнейших анионов (табл. 2), типичных, по данным термобарогеохимии, для образования золото-серебряной формации [Гончаров, Сидоров, 1979]. Показано, что дифференциации металлов способствует обогащение растворов галоидными ионами ( $\text{Cl}^-$ ,  $\text{F}^-$ ), стимулирующими осаждение серебра и понижающими пробность золото-серебряных осадков. Противоположное действие оказывают карбонат-ионы ( $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ), замедляющие процесс восстановления серебра и мало влияющие на процесс осаждения золота, вследствие чего пробность осадков в присутствии этих ионов возрастает. Наиболее отчетливо влияние карбонат-ионов проявляется в существенно серебряных растворах.

Вероятное присутствие изученных анионов в растворе оказывает влияние как на процессы комплексообразования с изменением форм переноса Au и Ag, так и непосредственно на кинетику восстановления этих металлов. Анионный состав растворов играет большую роль в дифференциации золота и серебра при рудообразовании.

Т а б л и ц а 3

## Влияние катионного состава раствора на процесс отложения серебра

Состав рабочего раствора	Кол-во серебра, $10^{-4}$ г/ /см <sup>2</sup> (72 ч)	Кол-во опытов
$10^{-3}$ н AgNO <sub>3</sub>	0,18	5
$10^{-3}$ н AgNO <sub>3</sub> + $10^{-3}$ н Mn(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	0,43	2
$10^{-3}$ н AgNO <sub>3</sub> + $10^{-2}$ н Mn(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	0,70	2
$10^{-3}$ н AgNO <sub>3</sub> + $10^{-1}$ н Mn(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	1,71	2
$10^{-3}$ н AgNO <sub>3</sub> + $10^{-2}$ н Ca(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	0,29	2
$10^{-3}$ н AgNO <sub>3</sub> + $10^{-2}$ н Mg(NO <sub>3</sub> ) <sub>2</sub>	0,33	2
$10^{-3}$ н AgNO <sub>3</sub> + $10^{-3}$ н KNO <sub>3</sub>	0,17	2
$10^{-3}$ н AgNO <sub>3</sub> + $10^{-2}$ н KNO <sub>3</sub>	0,05	2
$10^{-3}$ н AgNO <sub>3</sub> + $10^{-1}$ н KNO <sub>3</sub>	0,02	2
$10^{-3}$ н AgNO <sub>3</sub> + $10^{-3}$ н NaNO <sub>3</sub>	0,11	2
$10^{-3}$ н AgNO <sub>3</sub> + $10^{-2}$ н NaNO <sub>3</sub>	0,10	2
$10^{-3}$ н AgNO <sub>3</sub> + $10^{-1}$ н NaNO <sub>3</sub>	0,06	2

Влияние катионного состава растворов на осаждение серебра было изучено для  $Mn^{2+}$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Na^+$ ,  $K^+$  (табл. 3). Ранее нами было показано, что осаждению золота благоприятствует Fe. Экспериментальные данные показывают, что осаждению серебра благоприятствует присутствие в растворе  $Mn^{2+}$ , влияние которого прямо пропорционально его концентрации. Существенное влияние  $Mn^{2+}$  на восстановление серебра отчетливо проявляется на поляризационных кривых, показывающих значительное понижение перенапряжения процесса выделения серебра в его присутствии. Кроме того, марганец относится к элементам переменной валентности и при окислительно-восстановительных реакциях в растворе  $Mn^{2+}$  легко переходит в  $Mn^{4+}$ , способствуя восстановлению  $Ag^+$  до самородного состояния.

Экспериментальные исследования влияния  $Ca^{2+}$  и  $Mg^{2+}$  на процесс кристаллизации самородных металлов показали, что введение в раствор ионов  $Mg^{2+}$  уменьшает перенапряжение процессов восстановления Au и Ag (рис. 3) и его присутствие ускоряет осаждение Au—Ag минералов, не влияя на их состав. Присутствие в растворе ионов  $Ca^{2+}$  облегчает протекание процесса отложения серебра, затрудняя выделение золота из раствора, что приводит к усеребрению состава отлагающихся минералов. Рассмотрение поляризационных кривых показывает (см. рис. 3), что введение в раствор  $Na^+$  и  $K^+$  замедляет процесс выделения как серебра, так и золота из растворов, увеличивая перенапряжение процессов восстановления металлов. Однако  $Na^+$  сильнее замедляет процесс выделения серебра, тогда как  $K^+$  — золота. Поэтому в присутствии ионов  $Na^+$  будут отлагаться обогащенные золотом, а в присутствии ионов  $K^+$  — обогащенные серебром осадки.

Таким образом, катионный состав рудообразующих растворов оказывает заметное влияние на накопление благородных металлов и их дифференциацию при рудоотложении.

Среди других физико-химических параметров, контролирующих накопление серебра и дифференциацию Au и Ag при гидротермальных процессах, необходимо отметить влияние окислительно-восстановительных условий и pH растворов. Экспериментальные данные показывают, что при относительно повышенных потенциалах систем осаждение серебра протекает достаточно интенсивно, тогда как осаждение золота усиливается при более низких значениях потенциалов [Сахарова и др., 1980].

Влияние кислотно-щелочного режима на отложение самородных металлов показано на примере систем с  $NH_4Cl$  в качестве комплексообразователя. Как видно из рис. 4, увеличение pH растворов в этих системах понижает интенсивность отложения как серебра, так и золота. Однако уменьшение интенсивности отложения металла с ростом pH раствора для серебра менее значительно, чем для золота, что приводит к усеребрению

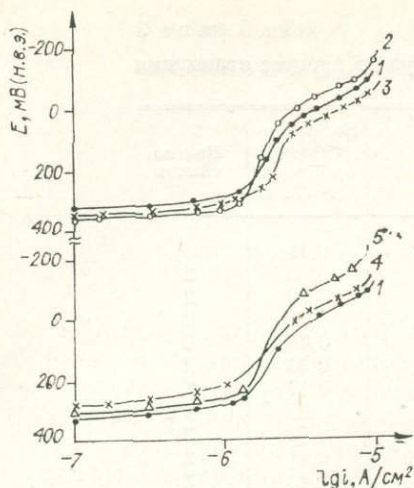


Рис. 3. Поляризационные кривые, измеренные на пирите в растворе  $10^{-3}$  н  $\text{HAuCl}_4 + 10^{-3}$  н  $\text{AgNO}_3 + \text{NH}_4\text{OH}$ , содержащих добавки. 1 — без добавки; 2 —  $2 \cdot 10^{-3}$  н  $\text{Ca}(\text{NO}_3)_2$ ; 3 —  $2 \cdot 10^{-2}$  н  $\text{Mg}(\text{NO}_3)_2$ ; 4 —  $10^{-2}$  н  $\text{NaNO}_3$ ; 5 —  $10^{-2}$  н  $\text{KNO}_3$ .

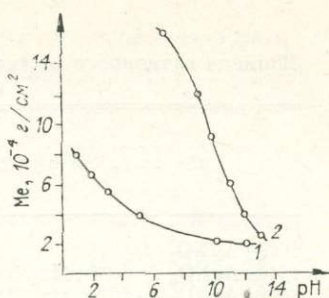


Рис. 4. Зависимость от pH количества золота и серебра, осажденных в системах (1 —  $10^{-3}$  н  $\text{HAuCl}_4 + \text{HCl}$ ;  $10^{-3}$  н  $\text{HAuCl}_4 + \text{NH}_4\text{OH}$ ; 2 —  $10^{-3}$  н  $\text{AgNO}_3 + \text{NH}_4\text{OH}$ ).

но дифференцировано [Сахарова и др., 1970]. Нами исследовано влияние на осаждение этих металлов важнейших рудных и жильных минералов (сульфиды, окислы, минералы марганца) (табл. 5). Показано, что сульфидные минералы служат хорошими осадителями для обоих металлов, что связано с их высокой электрохимической активностью и ролью электрохимических процессов в осаждении металлов из растворов. Вместе с тем намечается отчетливое различие в осаждающей роли сульфидов. Отложение золота стимулируется сульфидами и окислами железа, тогда как наилучший осадитель для серебра — галенит. Минералы марганца (пирролюзит, родонит, родохрозит) представляют собой активные осадители серебра.

Таким образом, наличие в гидротермальных месторождениях определенных групп рудных и жильных минералов, играющих роль геохимических барьеров, является одной из важных причин дифференциации рассматриваемых металлов.

Совокупность геолого-минералогических и экспериментальных данных позволяет выявить группу факторов, способствовавших накоплению серебра и образованию генетического типа существенно серебряных месторождений, принадлежащих к золото-серебряной формации. Основное значение в этом принадлежало пространственно-временной связи оруденения с вулканогенными процессами,

Таблица 4  
Зависимость состава твердых фаз от pH раствора  $10^{-3}$  н  $\text{HAuCl}_4 + 10^{-3}$  н  $\text{AgNO}_3 + \text{NH}_4\text{Cl} (\text{NH}_4\text{OH})$

Au:Ag в растворе	pH растворов			
	2	4	6	8
1 : 4	761	747	720	714
1 : 20	416	311	286	222

кристаллизующихся в этой системе Au—Ag осадков с ростом щелочности растворов (табл. 4, рис. 4).

#### Влияние минералов-осадителей.

Большое значение в накоплении благородных металлов в гидротермальных месторождениях играют минералы-осадители. Вместе с тем их влияние на осаждение золота и серебра существенно

существенно дифференцировано [Сахарова и др., 1970]. Нами исследовано влияние на осаждение этих металлов важнейших рудных и жильных минералов (сульфиды, окислы, минералы марганца) (табл. 5). Показано, что сульфидные минералы служат хорошими осадителями для обоих металлов, что связано с их высокой электрохимической активностью и ролью электрохимических процессов в осаждении металлов из растворов. Вместе с тем намечается отчетливое различие в осаждающей роли сульфидов. Отложение золота стимулируется сульфидами и окислами железа, тогда как наилучший осадитель для серебра — галенит. Минералы марганца (пирролюзит, родонит, родохрозит) представляют собой активные осадители серебра.

Таким образом, наличие в гидротермальных месторождениях определенных групп рудных и жильных минералов, играющих роль геохимических барьеров, является одной из важных причин дифференциации рассматриваемых металлов.

Таблица 5  
Интенсивность отложения серебра и золота на различных минералах, мг/см<sup>2</sup>

Минерал	$10^{-3}$ н $\text{HAuCl}_4$	$10^{-3}$ н $\text{AgNO}_3$
Галенит	1,6 (6)	3,5 (10)
Пирит	2,4 (7)	1,6 (8)
Халькопирит	—	1,4 (4)
Магнетит	0,4 (4)	0,2 (3)
Гематит	0,2 (5)	0,07 (3)
Пирролюзит	0,2 (3)	0,28 (3)
Родонит	0,09 (2)	0,42 (8)
Родохрозит	—	0,14 (3)

Примечание. Цифры в скобках — количество опытов.

обусловившей особенности химизма рудообразующих растворов и нестабильный режим рудоотложения. К числу важнейших факторов относятся дифференциация золота и серебра и их концентрационные соотношения в областях разгрузки, обусловившие возникновение высокосеребристых самородных форм и рассеяние в них золота. Накоплению серебра благоприятствовали мало-среднеглубинные условия рудоотложения, протекавшего на фоне значительного снижения температур и внутрирудных инверсий и определявшего окислительно-восстановительный потенциал и близнейтральный режим растворов.

Существенное влияние на накопление в рудах серебра могло оказывать обогащение рудообразующих растворов типичными для вулканогенных процессов элементами — ионами галогенов, марганца, кальцием и магнием при дефиците в них железа и серы.

Роль геохимических барьеров играли широко распространенные в рудах минералы-осадители серебра — галенит и минералы марганца (родонит, родохрозит и др.). Нестабильный режим рудоотложения, типичный для вулканогенных гидротермальных месторождений, и особенности состава растворов обусловили возникновение большой группы серебряных минералов и неодинократную смену минеральных парагенезисов.

Таким образом, сочетание детального исследования природных руд и экспериментальных данных является эффективным методом изучения генезиса рудных формаций.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Гончаров В. И., Сидоров А. А. Термобарогеохимия вулканогенного рудообразования. М.: Наука, 1979. 207 с.
- Некрасов И. Я., Чевычелов В. Ю. Парагенезисы серебро-сурьмяных минералов и экспериментальное изучение системы  $Ag - Sb - S$  в сухих и гидротермальных условиях. — Очерки физико-химической петрологии, 1980, т. 9, с. 98—133.
- Сахарова М. С., Батракова Ю. А., Посухова Т. В. О причинах дифференциации золота и серебра при их осаждении на природных минералах. — Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1979, № 4, с. 40—48.
- Сахарова М. С., Батракова Ю. А., Ряховская С. К. Зависимость химического состава минералов ряда золото — серебро от физико-химических условий их образования. — В кн.: Научные основы и практическое использование типоморфных минералов. М.: Наука, 1980, с. 213—221.
- Шило Н. А., Сахарова М. С., Батракова Ю. А., Ряховская С. К. Особенности осаждения золота и серебра при повышенных температурах (100—200°C). — Докл. АН СССР, 1980, т. 255, № 1, с. 195—197.
- Skinner B. Y. The system  $Cu - Ag - S$ . — Econ. Geol., 1966, v. 61, p. 1—26.

М. М. КОНСТАНТИНОВ

#### РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ ЗОЛОТО-СЕРЕБРЯНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассматривая вопросы генезиса золото-серебряного оруденения, необходимо подчеркнуть, что предполагаемые глубины продуктивного магмо- и рудообразования были весьма значительны.

Так, для третичных базальтоидных вулканических серий островов Фиджи, с которыми ассоциируют крупные месторождения золота, характерно устойчивое соотношение изотопов  $Sr\ 87/86$  около 0,7041, что соответствует магмам, генетически относящимся к подкоровым [Gill, 1970].

В золоторудной провинции Трансильвании [Bogcos e. a., 1974] существует петрохимическое и геохимическое сходство между неогеновыми вулканитами андезитовой формации и промежуточными продуктами офиолитового вулканизма, следовательно, возможны условия генерации ру-

доносных магм на уровне верхней мантии и анатектическое происхождение магмы. Если при этом иметь в виду бедность золотом и серебром варисского основания, вероятно глубинный источник рудного вещества.

Сходные данные получены для липаритовой ветви продуктивного магмообразования. В олигоценовых липаритах серебряного рудного поля Гуанахуата в Мексике отношение изотопов Sr 87/86 варьирует от 0,7089 до 0,7061, что соответствует представлению о его мантийном источнике [Gross, 1975], а в целом в породах вулканической и серборудной провинции запада Мексики интервал колебаний Sr 87/86 = 0,7033—0,7062, при наиболее частых значениях 0,7045 [McDowell et al., 1978]. Следовательно, в образовании магм, являвшихся материнскими по отношению к изученным породам, радиогенный коровый материал не участвовал.

Таким образом, для всех трех ветвей продуктивного на золото-серебряное оруденение магмообразования — базальтоидной, андезитоидной и липаритоидной — есть основания предполагать глубинный источник.

В то же время многочисленные реконструкции палеоповерхности на период рудоотложения, надежности которых благоприятствует молодой (преимущественно, плиоценовый) возраст рассматриваемых месторождений, как и многие косвенные данные, свидетельствуют о весьма небольших глубинах отложения рудного вещества. Они составляют 0,1—1,0 км, лишь в отдельных случаях увеличиваясь до 1,5—2,0 км. Характерны необычайно высокие концентрации благородных металлов в рудных столбах, свойственные этому типу месторождений («бонанцевый тип»), что, в частности, явилось причиной их древних отработок, которые по археологическим данным составляют 3—5 тысячелетий.

Сопоставляя эти данные, мы приходим к геологическому парадоксу, состоящему в том, что золото-серебряные месторождения, характеризующиеся из всех золоторудных формаций наибольшей разобщенностью источника рудного вещества и места его отложения, отличаются наибольшей концентрированностью оруденения в локальных структурах.

Возможные объяснения этого состоят в следующем.

По прямым геологическим наблюдениям и по определениям абсолютного возраста [Lipman, Frederick, 1976] устанавливается временной отрыв в 5—15 млн. лет между формированием основной фазы и основного объема вулканитов и промышленного золотого оруденения. Транспортировка полезных компонентов осуществляется, следовательно, не непосредственно с продуктами магматизма, а независимо от них, возможно в газовой фазе.

Месторождения приурочены к областям активизации консолидированных блоков фундамента, где создаются условия для формирования глубокопроницаемых разрывных магмо- и флюидопроводящих структур.

Необходимо учитывать эффект фокусирования деформаций. Он состоит в том, что при развитии многоэтапных деформаций, характерных для рудоносных вулcano-тектонических сооружений, где широко проявлено унаследование структур фундамента, разрядка напряжений и концентрации разрывов от этапа к этапу все более сужаются вблизи деформационных «фокусов». Ими могут оказаться блоки хрупких, менее прочных пород, их контакты, пересечения разломов и т. п. [Константинов, 1975].

Все эти факторы в совокупности приводят к высоким концентрациям рудного вещества в локальных элементах структуры.

Рассматривая более детально ту часть общей модели рудообразования, которая охватывает сферу рудоотложения (2—3 км от доминерализационной поверхности), следует отметить широкое развитие гипабиссальных интрузивов, вскрытых эрозией либо фиксируемых бурением и геофизическими данными на глубинах 1,5—2,0 км.

При близком по времени формировании вулcano-плутонических комплексов и оруденения вокруг интрузивных тел создается высокотемпературное поле, содействующее транзитному переносу рудоносного флюида в менее прогретые области приповерхностного уровня, где локализуются

субвулканические тела. Вокруг интрузивных тел сформированы мощные зоны роговиков, кварц-полевошпат-амфиболовых, кварц-кордиеритовых и т. п.

Предположительно рассматривая возможные формы миграции золота и серебра от больших глубин до приповерхностных уровней, можно ориентироваться на следующие данные.

При общем бикарбонатном, сульфатном и хлоридно-бикарбонатном составе анионной части газовой-жидких включений установленные высокие концентрации углекислоты в этих включениях характерны не столько для месторождений, где существенную часть разреза составляют углистые прослойки, сколько для месторождений, где возможность заимствования углерода из вмещающих пород отсутствует.

Изотопный состав серы сульфидов, определения которого выполнены для ряда золото-серебряных месторождений (рис.1), близок метеоритному с очень небольшими вариациями ( $\pm 10\%$ ).

В составе гипабиссальных интрузивов, а также в жильных телах широко развиты минерализаторы типа Cl, F, B, определяемые в анионной части включений.

Можно предполагать, что миграционные формы меняются по вертикали так, что связи золота и серебра последовательно изменяются. Первоначально доминируют связи с углеродом, наиболее глубинным компонентом, возможно связанным с дегазацией верхней мантии; затем — с серой, поступающей при прохождении флюидов через базальтовый слой земной коры, и далее — с хлором, заимствуемым из терригенно-карбонатных вмещающих пород на уровнях гранитизации (5—15 км). Таким образом, предполагается как бы спроецированная на вертикаль последовательность, характерная для смены состава поствулканических гидротерм.

Важным фактором рудообразования является широкое участие метеорных вод в рудоотложении. По-видимому, смешение рудоносных флюидов с мигрирующими по пластам поровыми растворами вызывает отложение значительного объема рудного вещества в приповерхностной области.

В пользу этого свидетельствует частое присутствие во включениях кислорода, количество которого находится в соотношениях с азотом, близких к воздушному, а также преобладание легкого изотопа аргона во включениях в составе как низко-, так и высокотемпературных уровней гомогенизации [Константинов и др., 1979]. На месторождении Саннисайд (США) количество  $\delta D$  во включениях флюидов варьирует от  $-96$  до  $-135\%$ , современных грунтовых вод  $-119\%$ , а «первичных магматических вод»  $-40$ — $-80\%$  [Casadevall, Ohmoto, 1977]. Количество  $\delta^{18}O_{H_2O}$  варьирует от  $-6,5$  до  $-9,5\%$ , изотопный состав  $\delta^{18}O_{H_2O}$  кислорода «первичных магматических вод» от  $+6$  до  $+9\%$ .

Для золоторудных месторождений района Багио (Филиппины) характерны содержания  $\delta D$  от  $-72$  до  $-82\%$  в жилах и от  $-58$  до  $-75\%$  в современных водах [Sawkins e. a., 1979].

Широкое участие метеорных вод в рудообразовании имеет два важных следствия. Первое состоит в затухании оруденения при переходе из вулканических толщ в нижний терригенный или терригенно-карбонатный ярус, особенно при слабой дорудной подготовке рудовмещающих деформаций, когда не возникает условий для конвекционного перемещения растворов. Исходя из этого прогноз устойчивого по вертикали промышленного оруденения определяется интенсивной дорудной тектонической проработкой рудовмещающих разрывов и значительными амплитудами перемещений по ним либо развитием создающих поле геозотерм субвулканических тел в нижнем структурном ярусе, в ореоле которых формируются свиты рудных жил. Второе следствие — в широком развитии межпластовых деформаций и образовании субпластовых рудных залежей.

Насыщение пород поровыми растворами приводит к уменьшению трения на границах пластов и разрядке по ним тектонических напряже-

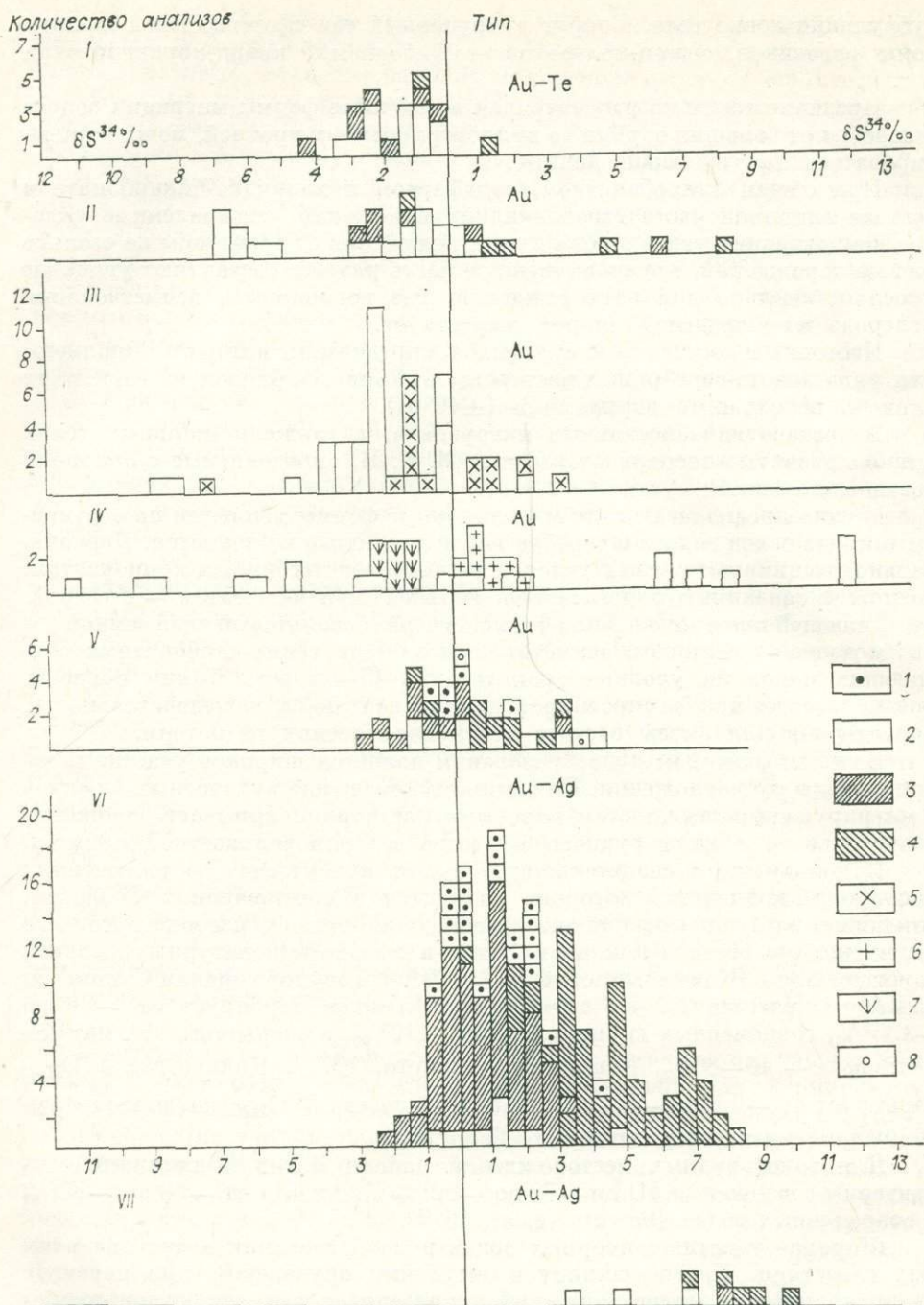
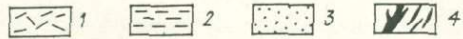
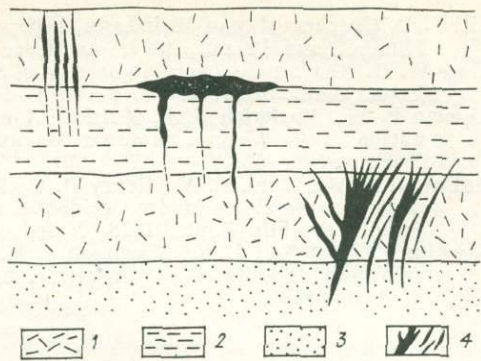


Рис. 1. Изотопный состав серы сульфидов для различных типов золото-серебряного оруденения (по данным Л. Н. Гриненко, А. И. Глухова, В. П. Стрижева и др.). 1 — халькопирит; 2 — пирит; 3 — сфалерит; 4 — галенит; 5 — агиларит; 6 — антимонит; 7 — арсенопирит; 8 — блеклые руды.

ний. При этом сложное строение разреза вулканогенного яруса, чередование в разрезе пород с резко различными физическими и химическими свойствами в сочетании с резко меняющейся от участка к участку структурной обстановкой, определяющей локализацию оруденения, приводят к тому, что оруденение в рудном районе оказывается приуроченным к нескольким литолого-стратиграфическим уровням. В связи с различной деформированностью пород рудовмещающего комплекса в роли структур-

Рис. 2. Схема многоярусного экранирования золото-серебряного оруденения.

Вулканогенный ярус: 1 — туфы липаритов, 2 — углистые аргиллиты, 3 — песчаники основания вулканогенного яруса, 4 — рудные тела.



ных экранов выступают различные горизонты разреза, как это было установлено при изучении одного из рудных районов (рис. 2). Указанное положение включает определенный подход к поискам скрытого оруденения. Высокую эффективность могут при этом иметь детальные геохимические поиски со специальным изучением контактов свит различного состава, где скрытое оруденение может быть проявлено ореолами серебра, сурьмы, ртути и других металлов.

Необходимо также отметить, что крупные существенно золотые и существенно серебряные месторождения локализуются в различных структурных условиях. Для первых характерны компактные, небольшие по площади рудные поля, высокая концентрированность оруденения в «бонанцах», приуроченность бонанцевых руд к штокообразным телам автомагматических брекчий (с признаками тесных временных и парагенетических связей), отсутствие крупных разрывов на рудных полях и в целом, видимо, обстановки сравнительно устойчивых температур и давлений. Существенно серебряным месторождениям свойственны значительные по площади рудные поля, рассредоточенность и сравнительная выдержанность оруденения, сочетание протяженных крупноамплитудных рудоконтролирующих сбросов с куполовидными поднятиями, т. е. условия тектонического растяжения и резкого падения давления в области рудоотложения. Различные миграционные лимиты золота и серебра при смене кислотно-щелочного режима растворов, вероятно, обуславливают необходимые концентрации золота и рассеяние серебра в условиях сравнительно закрытых и стабильных систем. Такой характер последних связан с формированием центрального магматического тела (субвулкана, нека и т. д.) под экранирующей поверхностью вулканитов. Напротив, для промышленных концентраций серебра в рудных телах необходима резкая смена состояния рудоносных растворов, достигаемая в условиях значительного перепада давлений при тектонических растяжениях (купола, сбросы и т. п.).

На основании изложенного необходима дальнейшая разработка общей модели формирования золото-серебряных месторождений, а также, что имеет наибольшее прикладное значение, разработка ее вариантов применительно к главным металльным группам.

## ЛИТЕРАТУРА

- Константинов М. М. Моделирование рудоносных структур. М.: ОЦНТИ, ВИЭМС, 1975. 40 с.
- Константинов М. М., Андрусенко Н. И., Москалюк А. А. Особенности состава минералообразующих растворов для различных типов золото-серебряного оруденения. — В кн.: Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования. Т. 2. Новосибирск: Наука, 1979, с. 154—160.
- Borcea M., Colios E., Bratasin I. Observatii privind Geochimia vulcanitelor neogene din primul ciclu de eruptie (Muntii Metaliferi). — Bul. Soc. de stiinte geol. din R. S. Romania, 1969, v. XI, p. 241—249.
- Casadevall T., Ohmoto H. Sunnyside Mine, Eureka Mining District, San Juan Country, Colorado: Geochemistry of Gold and Base Metal ore Deposition in a volcanic Environment. — Econ. Geol., 1977, v. 72, p. 1285—1320.

- Gill J. B. Geochemistry of Vitii Levu, Fiji, and its evolution as an Island Arc.— Contr. Mineral. and Petrol., 1977, v. 27, p. 179—203.
- Gross W. H. New ore discovery and source of Silver — gold veins, Guanojuafo, Mexico.— Econ. Geol., 1975, v. 70, p. 1175—1189.
- Lipman P. W., Frederich S. F. Multiple Ages of Mid-Tertiary Mineralization and alteration in the Western San Juan Mountains, Colorado.— Econ. Geol., 1976, v. 71, N 3, p. 571—588.
- McDowell F. W., Duex T. W., Henry D. C., Long L. E. Age and strontium isotope chemistry of the Sierra Madre Occidental volcanic province, Western Mexico.— Geol. Surv. Open-File Rept., 1978, N 701, p. 312—324.
- Sawkins F. J., O'Neil J. K., Thompson J. M. Fluid inclusion and geochemical studies of vein gold deposits, Bagio district, Phillipines.— Econ. Geol., 1979, v. 74, N 6, p. 1420—1434.

Г. Ю. ГРИГОРЧУК

## К ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ВЕРТИКАЛЬНОЙ ЗОНАЛЬНОСТИ ЗОЛОТОРУДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

(на примере некоторых  
структурно-формационных зон Забайкалья)

Рассматриваемые Дарасуно-Могочинская и Ингодино-Шилкинская структурно-формационные зоны [Горжевский и др., 1970] включают ряд золоторудных месторождений, которые принадлежат к формации средних глубин [Петровская и др., 1976]. Создание геолого-генетической модели вертикальной зональности для соответствующих месторождений оказалось возможным при рассмотрении более дробных, чем указанная рудная формация, единиц — субформаций\* и минеральных типов (см. таблицу). При этом важным аналитическим инструментом являются такие качественно-генетические категории, как минеральные сообщества стадий минералообразования, несущие разнообразную информацию (геолого-структурную, минералого-геохимическую, физико-химическую). Это следует из комплекса критериев обоснования стадийности минерализации [Григорчук, 1980].

Важно подчеркнуть, что смысл, вкладываемый большинством исследователей в понятия рудноформационных единиц, предполагает включение в сферу анализа наряду с составом рудообразующего минерального вещества также и геологической обстановки. Последняя, так или иначе, выступает в качестве объективно существующих рудоконтролирующих факторов (геолого-структурных, магматических, литологических, физико-химических). В той или иной мере связанные между собой большинство указанных факторов — важных сторон функционирования рудообразующей системы на определенных историко-геологических этапах ее развития — наиболее полно суммированы в соответствующих минеральных сообществах стадий минерализации. Данная особенность стадий, а также дифференцированность продуктивности стадийных минеральных комплексов, обычно хорошо выраженная их рудная специализация представляют важные для обоснования субформаций и минеральных типов.

Все сказанное может свидетельствовать о том, что изучение стадийности рудообразующего процесса имеет существенное значение при формационном анализе. Такой подход позволяет более полно использовать естественноисторический принцип выделения некоторых формационных

\* Термин «субформация» применен для обозначения пространственно ограниченных геолого-минералогических разновидностей рудных формаций, обычно приуроченных к определенным структурно-формационным зонам. Они различаются, во-первых, минералогическими чертами (составом минеральных парагенезисов руд и околорудных метасоматитов) и, во-вторых, положением в общем ряду последовательных минеральных сообществ средне-позднеюрского этапа минералообразования Забайкалья.

Геолого-минералогические разновидности (субформации) золоторудной формации средних глубин (по Н. В. Петровской) в различных структурно-формационных зонах Восточного Забайкалья

Структурно-формационные зоны	Субформации	Продуктивные минеральные комплексы последовательных стадий минералообразования	Минеральные типы руд
Дарасуно-Могочинская (Ключевское рудное поле)	Золото-полевошпат-березит-халькопирит-пиритовая	Золото-кварц-пирит-халькопиритовый Золото-кварц-полисульфидный	Золото-халькопирит-пиритовый Золото-пиритовый
Ингодино-Шилкинская (Апрелковское рудное поле)	Золото-лиственит-сульфоантимонит-висмутин-арсениопиритовая	Золото-кварц-пирит-арсениопиритовый Золото-висмутин-кварцевый Золото-сфалерит-сульфоантимонит-кварцевый	Золото-пирит-арсениопиритовый Золото-висмутин-арсениопиритовый Золото-сфалерит-сульфоантимонитовый

Примечание. Минеральные типы руд приведены по Н. В. Петровской и др. [1976], за исключением предлагаемого золото-сфалерит-сульфоантимонитового.

единиц. В подобных единицах органически концентрируется информация количественно регистрационных категорий, какими, по существу, являются рудноформационные единицы, и качественно-генетических категорий, к которым относятся стадийные минеральные комплексы.

В основе генетической схемы формирования минерализации при построении модели вертикальной зональности золоторудных месторождений лежат следующие главные положения.

1. Геологические — а) развитие в пределах рудных полей геолого-структурных блоков (ГСБ) различной геологической истории, обычно ограниченных наклонными разломами; б) дифференцированный характер перемещений ГСБ; в) рудная специализация ГСБ, которая проявляется в том, что минеральный комплекс соответствующей стадии локализуется исключительно либо преимущественно в пределах отдельного ГСБ — «главного» для данной стадии; в «смежном» (если минералообразующий процесс его захватил) минерализация стадии обычно проявлена резко подчиненно и фрагментарно, причем в одном случае она представлена преимущественно ранними парагенезисами, в другом — поздними [Григорчук, 1976].

2. Физико-химические — а) циклический характер изменения кислотных свойств минералообразующих растворов, проявляющийся на протяжении отдельных стадий минерализации, причем в общем случае в начальный и завершающий периоды ранних стадий растворы характеризовались менее кислотными свойствами по сравнению с промежуточным периодом; б) значительная изменчивость термобарического режима рудообразующего процесса — на фоне общего понижения температуры и давления в ходе полистадийного минералообразования отмечаются закономерные скачкообразные увеличения  $PT$ -параметров, приуроченные к началу стадий минерализации, и следующее затем в целом плавное их уменьшение в направлении от начала к концу стадий.

На примере месторождений Ключевского (Дарасуно-Могочинская структурно-формационная зона) и других рудных полей можно убедиться в том, что получающие отражение в геолого-генетической модели вертикальной зональности указанные две группы факторов (геологическая и физико-химическая) тесно взаимосвязаны. Это следует из анализа геолого-структурной позиции соответствующих типов вертикальной зональности (рис. 1), а также корреляционных зависимостей характера и степени мобильности ГСБ, с одной стороны, и развития минеральных сообществ, сформированных из минералообразующих растворов определенных характеристик, — с другой [Григорчук, 1976].

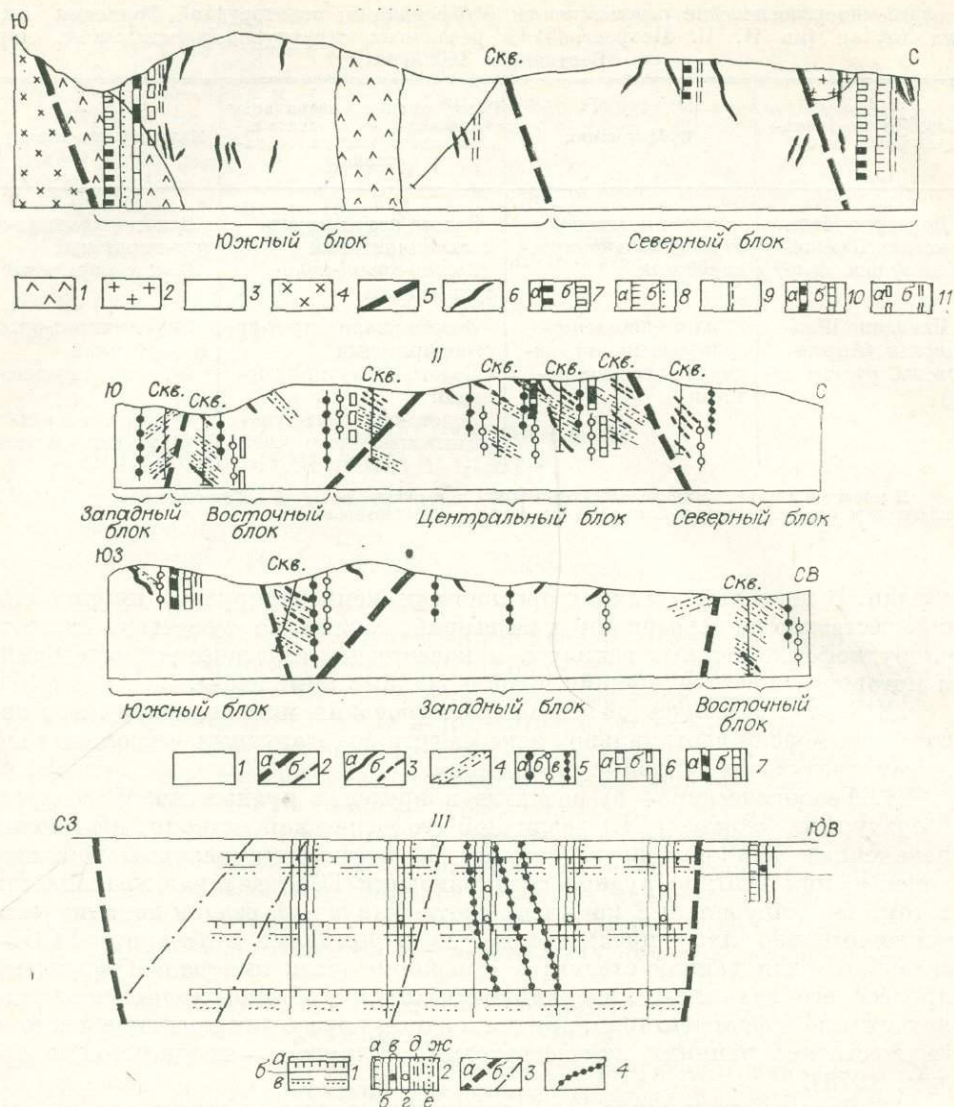


Рис. 1. Схема распределения золоторудной минерализации в вертикальном разрезе некоторых месторождений Забайкалья.

**I. Месторождения Ключевского рудного поля.** 1—6 — мезозойские магматические образования: 1 — гранодиорит-порфиры; 2 — мелкозернистые аплитовидные граниты; 3 — среднезернистые граниты; 4 — кварцевые диориты; 5 — блокоразделяющие разломы; 6 — рудные жилы. 7—11 — рудообразующие минеральные ассоциации последовательных стадий минерализации; золото-кварц-пирит-халькопиритовая стадия: 7 — ранняя — золото-турмалин-калишпат-пирит-кварцевая (а — широко представленная, б — развита подчиненно), 8 — средняя — золото-турмалин-серицит-пирит-кварцевая (а — широко представленная, б — развита подчиненно), 9 — поздняя — золото-турмалин-калишпат-пирит-халькопиритовая (в целом развита слабо); золото-полиметаллическая стадия: 10 — ранняя — золото-кварц-серицит-пиритовая (а — широко представленная, б — развита подчиненно), 11а — средняя — золото-кварц-гематит-хлорит-пиритовая, 11б — поздняя — калишпат-хлорит-доломит-кальцитовая (в целом развита слабо).

**II. Месторождения Апрельковского рудного поля.** 1 — палеозойские диориты и кварцевые диориты; 2 — разломы (а — блокоразделяющие, б — внутриблоковые); 3 — кварц-сульфидные жилы (а — мощностью более 0,1 м, б — мощностью менее 0,1 м); 4 — тела метасоматитов; 5—7 — рудообразующие минеральные ассоциации последовательных стадий минерализации; 5 — золото-кварц-пирит-арсенопиритовая стадия (а — ранняя — золото-хлорит-кварц-пирит-пирротиновая, б — средняя — золото-серицит-кварц-пирит-арсенопиритовая, в — поздняя — золото-хлорит-кварц-пирит-карбонатная), 6 — золото-висмутин-кварцевая стадия (а — ранняя — золото-серицит-висмутин-кварцевая, б — поздняя — золото-хлорит-висмутин-кварцевая), 7 — золото-сфалерит-сульфоантимонит-кварцевая стадия (а — ранняя — золото-серицит-сфалерит-кварцевая, б — поздняя — золото-хлорит-сульфоантимонит-кварцевая).

**III. Рудное поле Восточного Забайкалья.** Рудообразующие минеральные ассоциации последовательных стадий минерализации. I — золото-кварц-пирит-арсенопиритовая стадия: а, б — ранняя минеральная ассоциация (а — развита относительно широко, б — подчиненно), в — поздняя минеральная ассоциация (развита умеренно); 2 — золото-кварц-полиметаллическая стадия: а, б — ранняя минеральная ассоциация (а — развита относительно широко, б — подчиненно), в, г, д — средняя минеральная ассоциация (в — развита относительно широко, г — умеренно, д — подчиненно), е, ж — поздняя минеральная ассоциация (е — развита умеренно, ж — подчиненно); 3 — разрывные нарушения (а — блокоразделяющие, б — внутриблоковые); 4 — рудные тела.

Напомним, что в соседних ГСБ или в отдельных участках одного и того же ГСБ нередко наблюдается диаметрально противоположная (прямая или обратная) вертикальная зональность, наиболее четко улавливающаяся в развитии минеральных парагенезисов единой стадии [Григорчук, 1980]. Причем соответствующий тип одностадийной вертикальной зональности проявлен в определенной структурной позиции: 1) обратная зональность развита в ГСБ, ограниченных расходящимися вглубь разломами; 2) прямая — в ГСБ, ограниченных сходящимися вглубь разломами; 3) прямая и обратная — в ГСБ, ограниченных разломами, падающими в одну сторону (в висячих и лежачих крыльях разломов соответственно).

Если согласиться с тем, что зональность минерализации выступает в качестве важнейшего источника информации о вероятных путях и направлении движения минералообразующих растворов, то следует признать значительное разнообразие гидродинамического режима в различных участках (структурах) рудного поля. Действительно, развитие в вертикальном разрезе отдельных ГСБ указанных трех вариантов размещения минерализации приводит к необходимости допускать соответствующие различия гидродинамических режимов.

Принимая во внимание наблюдающиеся закономерности размещения минерализации в определенных типах ГСБ, можно заключить, что различие гидродинамической обстановки скорее всего связано со структурно-морфологическими особенностями ГСБ, в частности с условиями залегания блокоограничивающих разломов. Подобный вывод можно объяснить, если учесть историко-геологические данные о дифференцированном перемещении ГСБ в ходе формирования месторождений [Григорчук, 1976, 1980]. Именно дифференцированный характер движений ГСБ, по-разному ограниченных, должен приводить к постоянным изменениям полей напряжений во времени и их перераспределению в пространстве (как это, например, имеет место в современных деформационных полях [Балакина и др., 1968]). О значительной дифференциации напряжений в пределах рудных полей свидетельствуют также экспериментальные данные, полученные методом оптического моделирования [Королев, Фатхуллаев, 1976; Фатхуллаев и др., 1976].

В такой обстановке непрерывно меняющихся напряжений, очевидно, должны непрестанно варьировать характер проницаемости пород и, как следствие, условия фильтрации растворов. В подавляющем большинстве случаев такие «системы транзита» скорее всего должны быть отнесены к «мобильным» — по классификации Г. Л. Поспелова [1973].

Выявление возможных причин подобного пространственно-временного развития оруденения, по существу, сводится к раскрытию закономерностей процесса поступления растворов в сферу рудообразования, характера и путей их фильтрации. Общеизвестно, что наиболее существенная роль здесь принадлежит, с одной стороны,  $PT$ -параметрам режима растворов, которыми определяются основные его характеристики (плотность, вязкость и др.), и, с другой, степени проницаемости пород. Последняя тесно связана с термобарическим состоянием пород, по которым циркулируют растворы [Балашов, Зарайский, 1978; Белевцев, Николенко, 1978; Поспелов, 1973]. Причем в общем случае с повышением температуры проницаемость пород растет, в то время как увеличение давления приводит к обратному результату.

Диаметрально противоположное изменение степени проницаемости и соответственно циркуляции минералообразующих растворов в соседних ГСБ или разных участках одного и того же ГСБ следует из общего тектонического режима рудных полей, связанного с их мозаично-блоковым строением. Сам факт формирования разнообразно сочетающихся в пространстве поднятых и опущенных ГСБ (грабен, горстов) следует, очевидно, рассматривать как свидетельство существования на определенных этапах геологической истории рудного поля диаметрально противоположного тектонического режима в разных его участках, создания разной степени проницаемости, структурных экранов и т. д.

Согласно приведенным в литературе данным [Белоусов, 1976; Стариков, 1961], опущенные блоки находятся в более напряженном состоянии по сравнению с приподнятыми. Возникающие в условиях горизонтального растяжения земной коры наклонные сбросы расчленяют ее на глыбы (блоки). Причем «давление в основании сужающихся вниз глыб больше, чем в основании глыб, расширяющихся вниз». Соответственно «сужающиеся вниз глыбы опускаются, выжимая из-под себя в стороны некоторый объем пластического... материала, и здесь образуются грабены, а расширяющиеся вниз глыбы компенсационно поднимаются, образуя горсты» [Белоусов, 1976, с. 127]. Хотя этот исследователь рассматривает крупные структурные элементы все же с известной поправкой на масштаб явлений, можно предполагать в ходе намеченной картины вертикальных перемещений грабенов и горстов неуклонное возрастание напряжений по вертикали в поднимающихся блоках (горстах) как следствие горизонтального сжатия в связи с сужением ограничивающих сбросов. Около последних в породах, очевидно, резко возрастает давление, как это, например, отмечено вблизи многих разломов, вскрытых глубокими выработками, В. Д. Слесаревым и П. М. Цимбаревичем (1948 г.).

Охарактеризованная обстановка развития блоковых структур может удовлетворительно объяснить направленное увеличение давления снизу вверх в поднимающихся ГСБ. Соответственно в этом направлении ухудшается проницаемость пород и, естественно, фильтрация потоков растворов тех или иных стадий минералообразования. По существу, верхние части подобных горстовых структур в связи с закрытием разломов и микропор в ограниченных ими объемах пород превращаются в своеобразные структурные экраны восходящих растворов. В таком режиме общего горизонтального растяжения создаются условия для возникновения обратной вертикальной зональности минерализации.

Можно предполагать, что поступление гидротермальных растворов в поднимающиеся горсты имеет «принудительный» характер, так как связано с их выжиманием из областей максимальных напряжений соответственно состоянию и тектоническим перемещениям блоковых структур. Локализация же потоков гидротермальных растворов в клинообразных горстах, ограниченных взбросами, логически возможна в условиях диаметрально противоположного тектонического режима, т. е. в условиях общего тектонического сжатия рудного поля. Подобные условия, очевидно, могут обеспечить формирование подобных горстовых структур, в которых в связи с расширением кверху ограничивающих разломов соответственно должно возникать горизонтальное растяжение. Следствием этого является улучшение в вертикальном направлении фильтрации растворов в связи с ориентированным кверху возрастанием проницаемости пород. Создаются условия для возникновения прямой зональности минерализации. Процесс поступления растворов в сферу рудообразования в данном случае скорее всего носит дренирующий характер.

**Основные выводы.** 1. Обобщение историко-геологических материалов о характере развития ГСБ и их морфогенетических особенностей, а также привлечение некоторых выводов экспериментальных исследований позволяют качественно оценить наиболее вероятное тектоническое состояние (сжатие — растяжение) отдельных ГСБ на соответствующих этапах становления рассматриваемых месторождений. Ключевым здесь является положение, согласно которому диаметрально противоположный вектор изменения напряжений в разных ГСБ — функция грабено-горстового режима, создающегося в сложной динамике геолого-структурного развития рудных полей. Подчеркнем, что выявленные особенности локализации в пределах ГСБ минеральных парагенезисов, сформированных в определенных *PT*-условиях, в значительной мере конкретизируют тектонические режимы блоковых структур. Из всего этого можно заключить, что закономерности пространственно-временного развития минерализации и, в частности, формирования вертикальной зональности наиболее полно могут быть вскрыты лишь на базе анализа тесно связанных между собой



Рис. 2. Принципиальная схема пространственно-временной эволюции потока растворов в процессе развития единой стадии минералообразования в геолого-структурных блоках, ограниченных расходящимися (а) и сходящимися (б) вглубь разломами.

1—3 — предполагаемое направление движения гидротермальных растворов в разные периоды развития единой стадии минералообразования: 1 — начальный, 2 — средний, 3 — завершающий; 4 — общая ориентировка движения потока гидротермальных растворов из блокового очага активизации и генеральное направление тектонических перемещений; 5 — блокоограничивающие разломы; 6, 7 — геолого-структурные блоки, различающиеся полнотой и интенсивностью проявления минералообразующего процесса соответствующей стадии: 6 — оптимальной (с развитием минерального комплекса стадии — «главный блок») и 7 — ограниченной (с развитием некоторых минеральных парагенезисов стадии — «смежный блок»).

геологических и физико-химических условий минералообразующего процесса.

2. ГСБ, обычно существенно различающиеся геологической историей, несут различную минерализацию. Обоснование тезиса о том, что приуроченность минеральных комплексов стадий минерализации к отдельным ГСБ определяется их связью с локальными блоковыми очагами активизации минералообразующих растворов, может удовлетворительно объяснить рудную специализацию ГСБ [Григорчук, 1976]. Представление о существовании блоковых очагов активизации минералообразующих растворов, развивающихся в разном палеогидродинамическом режиме, может служить одним из обоснований необходимости создания соответствующих моделей формирования вертикальной зональности минерализации. Предлагаемые модели пространственно-временной эволюции потока растворов единой стадии минералообразования обобщают выводы о различной вертикальной направленности тектонических напряжений и изменении термобарических параметров в процессе дифференцированных перемещений ГСБ разных морфологических особенностей (рис. 2). Решающее значение здесь, очевидно, принадлежит возникающей в данном процессе различной степени «структурной закрытости» системы в пределах определенных ГСБ. Например, можно полагать, что степень «закрытости» гидротермальной системы в ГСБ, ограниченных расходящимися вглубь разломами (I тип), в связи с возрастающим горизонтальным сжатием в ходе вертикальных поднятий (главной составляющей движений ГСБ) и закрытием ограничивающих их разломов должна возрастать. В таких условиях лишь первые порции единого потока минералообразующих растворов определенной стадии, которым свойственны наиболее высокие значения температуры и давления, проходят максимальный вертикальный диапазон в области минералоотложения. Последующие же порции растворов данной стадии, характеризующиеся более низкими параметрами, могут проникать главным образом на все меньшие расстояния\*. Подобный характер развития процесса создает условия для формирования обратной зональности в рассматриваемых ГСБ. В ГСБ, ограниченных сходящимися вглубь разломами (II тип), тектонические поднятия приводят к растяжению, создают условия меньшей «структурной закрытости» системы, и последующие порции растворов непрерывного потока единой стадии, локализуясь в участках

\* Здесь необходимо учитывать то обстоятельство, что проницаемость пород при тектоническом сжатии в участках наибольших напряжений увеличивается в связи с возникновением вторичной пористости и дислоцированности, которые со снятием напряжений исчезают [Поспелов, 1972]. Вполне вероятно допускать, что такие участки, достигаемые для начальных высокотемпературных растворов, действующих в обстановке максимальных напряжений, могут оказаться слабо проницаемыми для последующих порций более низкотемпературных растворов, которые, учитывая общую тенденцию затухания процессов, функционируют в условиях меньших напряжений.

максимальной проницаемости, могут проникать в вертикальном направлении на все большие расстояния. Все это должно благоприятствовать возникновению прямой зональности. Для ГСБ, ограниченных разломами, наклоненными в одну сторону (III тип), следует, очевидно, допускать более сложную ситуацию: в одних участках (лежащее крыло блокоразделяющего разлома) создаются условия, сходные с отмеченными в ГСБ I типа, а в других (висячее крыло блокоразделяющего разлома) — условия, сходные с ГСБ II типа.

Предложенные модели имеют существенное значение при разработке поисковых критериев и прогнозировании скрытого оруденения.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Балакина Л. М., Введенская А. В., Мишарина Л. А., Широкова Е. И. Исследование напряжений в очагах землетрясений. — Вестн. АН СССР, 1968, № 1, с. 64—70.
- Балашов В. Н., Зарайский Г. П. Экспериментальное исследование остаточного теплового расширения горных пород. — В кн.: X Всесоюзное совещание по экспериментальной и технической минералогии и петрографии. Киев: Наукова думка, 1978.
- Белевцев Я. Н., Николенко В. И. Проницаемость горных пород в различных термодинамических условиях и ее значение при рудообразовании. — В кн.: Физические свойства горных пород при высоких термодинамических параметрах. Киев: Наукова думка, 1971.
- Белоусов В. В. Геотектоника. М.: Изд-во МГУ, 1976. 334 с.
- Горжевский Д. И., Фогельман Н. А. и др. Геология и закономерности размещения эндогенных месторождений Забайкалья. М.: Недра, 1970. 232 с.
- Григорчук Г. Ю. О некоторых связях геологических и физико-химических условий гидротермального минералообразования (на примере месторождений Восточного Забайкалья). — Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976, № 9, с. 88—102.
- Григорчук Г. Ю. К вопросу о критериях стадийности гидротермального минералообразования. — Зап. ВМО, 1980, ч. 109, № 4, с. 396—411.
- Королев В. А., Фатхуллаев Ш. Д. Общие вопросы моделирования структур рудных полей и месторождений. — В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 9—22.
- Петровская Н. В., Сафонов Ю. Г., Шер С. Д. Формации золоторудных месторождений. — В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. М.: Наука, 1976, с. 3—110.
- Поспелов Г. Л. Статистические и динамические факторы локализации рудных столбов и месторождений. — В кн.: Проблемы рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 12—22.
- Поспелов Г. Л. Парадоксы, геолого-физическая сущность и механизмы метасоматоза. Новосибирск: Наука, 1973. 355 с.
- Стариков Н. А. Основы разработки рудных месторождений на больших глубинах. М.: Изд-во АН СССР, 1961.
- Фатхуллаев Ш. Д. и др. Опыт моделирования рудоносных структур при детальном и крупномасштабном прогнозировании. — В кн.: Эксперимент и моделирование в структурообразующих процессах рудогенеза. Новосибирск: Наука, 1976, с. 166—174.

В. А. ЗЛОБИН, В. Г. ЦИМБАЛИСТ

#### ЭФФЕКТ ПРОКАЛИВАНИЯ И ПРОБЛЕМА ФОРМИРОВАНИЯ ЗОЛОТОГО ОРУДЕНЕНИЯ В ЧЕРНОСЛАНЦЕВЫХ ТОЛЩАХ

Вопрос об источниках рудного вещества является главным во всех существующих моделях эндогенного рудообразования. Наиболее остро он стоит в отношении проявлений золоторудной минерализации в черносланцевых толщах, которые одними исследователями рассматриваются как мобилизационные (метаморфогенные, метаморфогенно-гидротермальные), возникающие в существенной мере за счет извлечения золота непосредственно в рудовмещающих толщах с большим или меньшим его перемещением от участков мобилизации (зон выноса) до зон рудоотложения, а другими — связываются с деятельностью тех или иных рудогенерирующих магматических систем.

Если рассматривать мобилизацию рудного вещества как основной процесс формирования руд, то достаточно очевидно, что его осуществлению будут благоприятствовать следующие предпосылки: 1) повышенные концентрации рудных элементов в рудовмещающих толщах; 2) нахождение рудных элементов в виде легко растворимых «мобилизуемых» форм; 3) наличие или возникновение факторов, способствующих мобилизации рудных элементов и их перемещению от зон выноса к участкам рудоотложения. Рассмотрим последовательно эти предпосылки.

**Золотоносность черносланцевых толщ.** Вопрос о золотоносности черносланцевых толщ издавна привлекал к себе большое внимание. Всесторонние геохимические исследования закономерностей осадконакопления от современного до древнего, вплоть до докембрийского, показали, что в осадках с повышенными содержаниями органического вещества нередко возникают повышенные концентрации многих рудных элементов: золота, серебра, урана, молибдена, свинца, цинка, меди, ванадия, марганца и др., что создает принципиальную основу для возникновения металлоносных провинций.

Наличие повышенных концентраций рудных элементов в углеродсодержащих осадках обычно не вызывает сомнений. Главным предметом споров является оценка уровня концентрации рудных элементов в тех или иных толщах, причины возникновения повышенных содержаний и роль уровня концентрации — кларка на формирование руд и масштабов рудообразования. По всем этим вопросам в литературе приводятся противоречивые данные, в том числе по-разному оценивается природа повышенных содержаний органического вещества в рудовмещающих толщах.

Анализ многочисленных публикаций по затронутому вопросу показывает, что подавляющее большинство исследователей, пользовавшихся прецизионными методами при определении концентрации золота (спектрохимическими, атомно-абсорбционными и нейтронно-активационными анализами), оценивают концентрацию золота в черносланцевых толщах разных регионов за пределами участков развития рудообразующих процессов, а также в современных осадках из зон сероводородного заражения — в пределах первых миллиграмм, реже — десятков миллиграмм на тонну [Щербаков, 1967; Шергин, 1973; Злобин и др., 1975, 1979; Злобин, 1980; Китаев, Михайлов, 1979; и др.]. Как правило, эти концентрации выше, чем средние кларки для терригенно-глинистых осадков, по А. П. Виноградову, как и для других элементов, например урана, всего в несколько раз.

Изучение древних черносланцевых толщ докембрийского возраста на Урале, Енисейском кряже, Малом Хингане, в Ленском районе и других регионах на участках за пределами известных проявлений золоторудной минерализации в породах, лишенных тех или иных признаков проявления гидротермальных, гидротермально-метасоматических процессов, с которыми обычно связано формирование золотых руд, показало, что содержания золота не превышают в подавляющем большинстве случаев 6—10 мг/т [Злобин, 1980]. Самые большие концентрации золота установлены при этом в породах с наиболее высокими содержаниями  $S_{орг}$ , характеризующихся наличием импрегнации сульфидов послонно-вкрапленного типа [Злобин и др., 1976]. В этих породах повышены также содержания урана, серебра, многих других рудных элементов [Злобин, 1980].

По имеющимся аналитическим данным содержание большинства рудных элементов во много раз выше, чем золота. Особенно интересным является резкое преобладание над золотом концентрации серебра — десятки, сотни и тысячи раз, меди, свинца, цинка и других — несколько тысяч раз [Злобин и др., 1979; Злобин, 1980]. По-видимому, такие соотношения достаточно типичны во всех черносланцевых толщах даже при самых смелых оценках предельно высоких уровней концентрации в них золота.

**Формы нахождения золота в черносланцевых отложениях.** Вопрос о формах нахождения золота в черносланцевых толщах изучен в настоящее время далеко не достаточно. Довольно много приводится данных о

наличии в черносланцевых и вообще в осадочных отложениях самородного акцессорного как аутигенного, так и кластогенного золота. Хорошо известно присутствие в углеродистых породах золотосодержащих сульфидов, имеются данные о широком распространении металлоорганических соединений. В некоторых случаях предполагается как молекулярное, так и атомарное рассеяние золота в породообразующих минералах. Практически нет сведений о соотношениях различных форм золота в углеродистых породах.

Проведенные нами исследования углеродсодержащих отложений ряда районов показали, что при наличии в углеродистых сланцах ранней (в широком смысле — метаморфогенной) сульфидной минерализации, представленной послойно распространяющейся импрегнацией или мелкими линзами пирита и (или) пирротина, последние содержат большую часть золота. Концентрация его в сульфидах и вообще в тяжелой фракции обычно в несколько раз больше, чем в породообразующих минералах. Примечательно, что степень концентрации золота в последних обычно изменяется прямо пропорционально изменениям концентрации золота в сульфидах. В графитах, выделенных флотационным методом, содержание золота несоизмеримо меньше, чем в сульфидах. Значительный интерес представляет также то, что в послойно-вкрапленных ранних сульфидах в сравнении с золотом в значительно большей мере концентрируется серебро. Во всех исследованных случаях его количество в десятки и сотни раз больше, чем золота.

Возможность мобилизации золота из черносланцевых отложений при тех или иных процессах преобразования рудовмещающих толщ подкрепляется обычно данными по распределению его в тех или иных породах и рудных зонах. Смысл доказательств сводится к констатации зон выноса (минимальных содержаний) и зон концентрации (повышенных содержаний элемента). Как правило, эти данные имеют весьма спорный характер, особенно для элементов с крайне неравномерным распределением, так как проследить миграцию золота и его спутников на всем возможном пути их перемещения при чрезвычайно сложных процессах минералообразования в рудовмещающих толщах весьма затруднительно и поневоле исследователям приходится прибегать к тем или иным допущениям, с которыми далеко не во всех случаях можно согласиться.

Значительный интерес при обсуждении вопросов мобилизации золота из черносланцевых отложений представляют сведения по технологии переработки золотых руд, содержащих органическое вещество. Эти материалы показывают, что извлечение золота из руд при наличии в них углистых и графитизированных сланцев часто связано со значительными трудностями. Эксперименты показывают, что даже при сравнительно низких концентрациях в рудах углерода (0,8—1,2 вес. %) извлечение золота при цианировании резко снижается. Примесь сланцев в рудах выступает как активный осадитель золота. При названных условиях ( $C_{орг} = 0,8—1,2$  вес. %) за 24 ч происходит почти полное осаждение золота из золотосодержащих цианистых растворов [Шахова, Низамутдинова, 1962]. Аналогично, по-видимому, влияние  $C_{орг}$ , содержащегося в углеродистых сланцах, на экстракцию золота в природных условиях.

О значительных трудностях мобилизации золота из углеродистых сланцев свидетельствуют также материалы по изучению золотых руд на месторождениях в черносланцевых толщах. Изучение их показывает, что максимальное отложение самородного золота в золотосодержащих кварцевых жилах, линзах и прожилках происходит либо в их призальбандовых частях на контакте с вмещающими породами, либо около ксенолитов вмещающих пород в жилах и прожилках. По мере удаления от последних количество и размер золотин резко сокращается. Это, пожалуй, является одной из главных закономерностей в распределении самородного золота в рудах жильного и прожилкового типа. Подобные закономерности в локализации самородного золота в золотых рудах, безусловно, свидетельствуют в пользу того, что углеродистые сланцы скорее выполняют роль

физико-химического барьера при осаждении золота, а не его источника.

Изучение закономерностей минералообразования в рудовмещающих черносланцевых толщах и на месторождениях золота, приуроченных к ним, позволяет установить при всей их сложности и многообразии ряд общих закономерностей. Они выражаются постоянно в присутствии нескольких минеральных комплексов: раннего сульфидного послонно-вкрапленного, который условно может быть отнесен к метаморфогенному в широком смысле этого слова; раннего кварцевожильного, представленного, как правило, жилами линзовидной, седловидной формы; гидротермально-метасоматического, включающего ассоциации метасоматически развивающихся минералов — кварца, сульфидов, слюд (серицита), полевых шпатов, хлоритов, карбонатов и проявляющегося в зонах окварцевания и сульфидизации, сульфидизации и серицитизации, полевошпатизации и сульфидизации с карбонатами, хлоритами и другими минералами; жильного и прожилково-жильного, в составе которого обычно присутствуют как кварц-сульфидные, так и сульфидно-кварцевые жилы и прожилки с тем или иным количеством золота.

Золотоносность раннего послонно-вкрапленного условно метаморфогенного комплекса была охарактеризована выше. Как по нашим, так и по многочисленным литературным данным, содержание золота в нем весьма низкое: за пределами рудных полей в сульфидах, а также во фракции тяжелых минералов находится или на уровне вмещающихся пород или превосходит его всего лишь в несколько раз. Характерны резко повышенные в сравнении с золотом концентрации серебра.

Комплекс ранних обычно субсогласных, лентовидных жил кварца чрезвычайно характерен для сланцевых толщ всех золоторудных провинций. Жилы раннего (древнего) кварца являются наиболее распространенными и по объему составляют самую значительную часть кварцевожильного и жильно-прожилкового минералообразования. Морфология ранних кварцевых жил однотипна практически во всех золоторудных и незолоторудных провинциях. Содержание золота в таких кварцах чрезвычайно мало даже в пределах рудных полей [Воларович, 1938; Петровская, 1956]. По нашим данным, содержание золота в них при отсутствии наложенных процессов не превышает первых миллиграмм на тонну. Все это позволяет считать, что существенной мобилизации золота при наиболее ранних процессах как сульфидного, так и наиболее обильного кварцевожильного минералообразования не происходит.

Что касается минералообразования гидротермально-метасоматического и жильно-прожилково-жильного комплекса, то в пределах золоторудных полей с ними связывается собственно формирование золотых руд: ранних слабозолотоносных метасоматических и более поздних жильных и прожилково-жильных — контрастных. При рассматриваемом минералообразовании, безусловно, главной тенденцией является привнос золота в участки рудоотложения как при метасоматическом процессе, так и при формировании жил и прожилков. Более или менее существенную мобилизацию золота можно допустить лишь в отдельных локальных участках. Она может быть связана с процессами перекристаллизации более ранних золотоносных метасоматически развивающихся сульфидов и золотоносных кварцевых метасоматитов. В непосредственной близости от таких участков, как правило, формируются богатые рудные столбы, бананцы. Однако в настоящее время трудно сказать, поступление золота прекращалось после этапа метасоматического минералообразования перед формированием бананцев или же в процессе эволюции гидротермальной деятельности проявлялось все в более концентрированной форме, достигая максимума на большинстве месторождений на стадии развития карбонатной сульфидно-полиметаллической ассоциации.

Наконец, заканчивая характеристику процессов формирования золотых руд в черносланцевых толщах, следует отметить, что они принадлежат в подавляющем большинстве случаев к типу собственно золоторудных. Золото в них является главным рудным компонентом. Степень его кон-

Средние содержания золота и элементов-примесей в рудах (1), внутреннем (2) и внешнем (3)

№ п/п	n	Au*	Ag*	K**	Th	U	La	Y	Sc	Sr	Ba
1	18	3687	290	2,9	6,4	7,1	4	11	16	40	270
2	25	299	78	2,7	6,4	5,0	3	9	17	82	194
3	37	16	33	2,5	6,3	4,7	5	9	16	40	225

Примечание. Одной звездочкой показаны содержания в усл. ед., двумя — в %, остальные — геологии и геофизики СО АН СССР: золото и серебро атомно-абсорбционным методом (аналитик А. С. Степин), остальные элементы — спектрографический анализ (аналитик Н. А. Яковлева).

центрации в рудах и околорудном ореоле во много раз выше, чем любого другого рудного элемента (табл. 1). В геохимическом отношении это резко отличает руды от рудовмещающих черносланцевых толщ. При допущении мобилизации золота из пород нельзя не обратить внимание на избирательный характер этой мобилизации. Значит, если и возможна мобилизация золота из черносланцевых отложений, то осуществляется она совершенно особым способом. Некоторый свет на затронутые вопросы проливают материалы, полученные при выполнении анализов на золото и серебро в пробах углеродистых сланцев.

**Эффект прокаливания углеродистых сланцев и генетические модели формирования в них золоторудной минерализации.** При проведении анализов на золото и серебро порошковые пробы углеродистых сланцев подвергались предварительному прокаливанию в муфельных печах при температурах 600—800°C. При этом замечено несколько явлений, заслуживающих внимания при обсуждении возможных условий мобилизации рудных компонентов из черносланцевых отложений. Так, во-первых, установлено наличие трудноизвлекаемых форм золота, переходящих в растворы «царской водки» лишь после предварительного прокаливания пород. Противоположные тенденции после такой обработки в тех же пробах выявлены у серебра. Во-вторых, замечено уменьшение сорбционной способности нерастворимых остатков порошковых проб, подвергавшихся предварительной термической обработке.

Многочисленные эксперименты показали, что трудноизвлекаемые формы золота наиболее характерны для слабометаморфизованных осадочных пород: филлитовидных, филлитовидно-глинистых углеродистых сланцев, в том числе и вмещающих золоторудную минерализацию прожилково-вкрапленного типа. Нередко на долю трудноизвлекаемого приходится не менее 80% всего находящегося в них золота (рис. 1). Предполагается, что трудноизвлекаемые формы золота обусловлены тем, что часть его находится в исследованных породах в состоянии тонкодисперсного (меньше 200 меш) или атомарно-молекулярного рассеяния в труднорастворимых минералах — силикатах, алюмосиликатах, кварце и др. Прокалывание таких проб способствует, вероятно, диффузии и укрупнению золота, подобно тому как это установлено многочисленными опытами при нагревании золотосодержащих сульфидов и других минералов [Моисеенко, 1965; Калиткина, 1971]. Кроме этого, нагревание способствует, безусловно, выгоранию органики ( $C_{орг}$ ), что, как говорилось выше, должно облегчать экстракцию золота из углеродистых пород.

Противоположно ведет себя серебро. В пробах, подвергавшихся прокаливанию (рис. 2), степень экстракции серебра значительно меньше (в 2 раза и более), чем в пробах, не прошедших термическую обработку. Наиболее извлечение серебра проходит при их полном разложении плавиковой кислотой. Опыты свидетельствуют о том, что термическая обработка проб углеродистых сланцев дифференцированно воздействует на различные элементы, находящиеся в горных породах. Это явление обусловлено, по-видимому, различной способностью к диффузии при нагревании. Степень диффузии при нагревании, вероятно, тем больше, чем инерт-

нем (3) ореоле эталонного месторождения в углеродистых сланцах Ленского района

Co	Zn	Zr	V	Mo	Be	Ni	Cr	Ti**	Ga	Cu	Pb
12	40	116	117	1	1	23	75	0,35	28	25	19
9,9	38	114	94	1	0,9	18	67	0,38	21	27	6,5
14	41	100	97	0,6	0,8	19	68	0,35	15	27	6,9

в г/т. *n* — количество проанализированных проб. Анализы выполнены в лабораториях Института В. Г. Цимбалист), уран — по радио, торий и калий — гамма-спектрометрическим методом (анали-

нее элемент. У химически активных элементов, напротив, при нагревании следует ожидать возникновения более прочных соединений, устойчивых при воздействии на них тех или иных растворителей.

Рассмотренное явление, видимо, может создавать предпосылки для дифференцированной экстракции рудных элементов в природных условиях. При этом при прокаливании, а в природных условиях при термическом (контактовом, регионально-контактовом) метаморфизме могут возникать условия, при которых образуются самые растворимые формы у, казалось бы, инертных и наименее распространенных элементов, каким является золото.

В связи с этим представляются важными и другие обстоятельства, которые могут способствовать экстракции рудных элементов. Так, мобилизации их из пород должны благоприятствовать все те условия, которые содействуют появлению компонентов, способствующих растворению и переносу в растворенном состоянии металлов. Это, видимо, одно из главных правил мобилизации [Злобин, 1972]. Применительно к золоту такими носителями служат, вероятнее всего, в восстановительных средах те или иные соединения сульфидной серы. Выносу урана должно благоприятствовать появление в породах при преобразовании углекислоты.

Если обратиться к рассмотрению закономерностей метаморфических преобразований в золоторудных провинциях, приуроченных к черносланцевым толщам, то легко убедиться, что в большей части из них, во всяком случае в наиболее известных — Енисейском кряже, Ленском районе и многих других, метаморфические преобразования имеют регионально-контактовый характер относительно участков интенсивной магматической деятельности. При этом по мере усиления степени метаморфических пре-

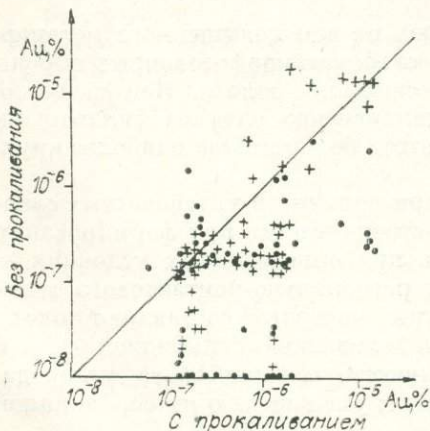


Рис. 1. Количество золота, извлекаемое из углеродистых сланцев низкой (точка) и повышенной (крестик) степени метаморфизма при анализах с прокаливанием и без предварительного прокаливания.

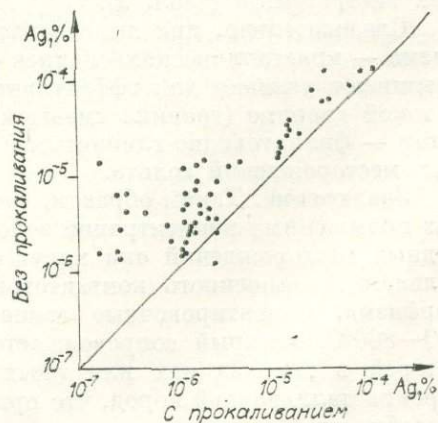


Рис. 2. Количество серебра, определяемое в пробах углеродистых сланцев, анализируемых с предварительным прокаливанием и без прокаливания.

Сорбция нерастворимым остатком сланцев радиоактивного изотопа золота  $Au^{198}$ 

Характер пробы	Определено золота (в % от общего содержания)			
	непрокаленная проба		прокаленная проба	
	нерастворимый остаток	фильтрат	нерастворимый остаток	фильтрат
Черный углеродистый филлитовидно-глинистый сланец	82	18	6	94
Черный углеродистый сланец	80	20	3	97
Кристаллический сланец	25	75	3	97

образований нередко наблюдается смена в метаморфизованных породах пирита пирротином и далее окислами и алюмосиликатами железа. В связи с этим небезынтересно отметить, что под продуктивной на золото толщей удерейских сланцев на Енисейском кряже широко развиты магнетитсодержащие кристаллические сланцы горбилкокской свиты.

Нередко в участках контактового метаморфизма в углеродистых сланцах на месте сульфидов обнаруживаются своеобразные поры, которые нельзя объяснить выветриванием пород. Такие пористые сланцы описаны в Ленском районе в центральной части Бодайбинского синклиниория около Константиновского штока вблизи Сухого лога. Не менее широко они развиты на Енисейском кряже в углеродистых сланцах кординской свиты вблизи Аяхтинского месторождения. Все это свидетельствует в пользу того, что термальный метаморфизм может создавать не только благоприятные предпосылки для мобилизации золота, но и обеспечивать такую мобилизацию наиболее благоприятными носителями — теми или иными соединениями сульфидной серы.

Не меньшее значение для объяснения условий формирования золоторудной минерализации в осадочных толщах может иметь и второе явление, связанное с эффектом прокаливания углеродистых пород. Резкое уменьшение сорбционной способности (с 80 до 10%) нерастворимых остатков предварительно прокаленных порошковых проб слабометаморфизованных пород указывает на то, что филлиты и филлитовидно-глинистые сланцы в сравнении с кристаллическими представляют собой более активные осадители золота даже из растворов «царской водки» и наиболее сильных экстрагентов (табл. 2).

Следовательно, при выходе растворов из зон повышенного метаморфизма — кристаллических сланцев — в слабометаморфизованные породы возникают условия для эффективного осаждения золота. Как известно, к такой границе (граница смены кристаллических сланцев филлитовидными — филлитовидно-глинистыми) тяготеет большинство наиболее крупных месторождений золота.

**Заключение.** Таким образом, даже при наличии в углеродистых сланцах повышенных концентраций золота источником его при формировании рудных месторождений они могут стать при определенных условиях — условиях повышенного контактового и регионально-контактового метаморфизма, ориентировочные температуры которого составляют около 600—800°C, который сопровождается мобилизацией сульфидной серы и потерей в породах тех или иных количеств органического углерода, перекристаллизацией пород, что приводит к уменьшению их сорбционной способности.

Отмеченные явления могут объяснить пространственную и временную связь золоторудных месторождений в черносланцевых толщах с наиболее ранним гранитоидным метаморфизмом, с которым обычно сопряжены метаморфические преобразования регионально-контактового типа.

Удовлетворительно объясняется с рассмотренных позиций и фактических данных соотношение рудных элементов в рудах, а именно собственно золоторудный профиль месторождений золота в черносланцевых толщах, зональные изменения пробности золота: высокопробного в участках повышенного метаморфизма и относительно низкопробного — в слабометаморфизованных породах.

#### ЛИТЕРАТУРА

- Волярович Г. П. К характеристике кварцевых жил Верхней Селемджи.— Зап. ВМО, 1938, № 1, с. 133—140.
- Злобин В. А. О некоторых причинах возникновения рудных столбов в гидротермально измененных породах.— В кн.: Проблемы образования рудных столбов. Новосибирск: Наука, 1972, с. 29—33.
- Злобин В. А. Литолого-геохимическое сопоставление верхнепротерозойских отложений Урала, Сибири и Дальнего Востока.— В кн.: Тезисы докладов Всесоюзного совещания «Геохимия платформенных и геосинклинальных осадочных пород и руд фанерозойского и верхнепротерозойского возраста». М.: изд. ГЕОХИ АН СССР, 1980, с. 80—83.
- Злобин В. А., Вьюшкова Л. В. Геохимическая характеристика терригенных пород, вмещающих рудную минерализацию на Енисейском кряже и в Ленском районе.— В кн.: Минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. Новосибирск: Наука, 1977, с. 34—44.
- Злобин В. А., Гаськов И. В., Вьюшкова Л. В. Условия формирования золоторудной минерализации в терригенных толщах.— В кн.: Природа растворов и источники рудообразующих веществ эндогенных месторождений. Новосибирск: Наука, 1979, с. 117—139.
- Злобин В. А., Куликов А. А., Бобров В. А. Закономерности распределения радиоактивных элементов в докембрийских отложениях заангарской части Енисейского кряжа.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск: Наука, 1975, с. 198—203.
- Злобин В. А., Куликов А. А., Зозуленко Л. Б., Цимбалист В. Г. Источники рудных элементов в месторождениях заангарской части Енисейского кряжа.— В кн.: Золото и редкие элементы в геохимических процессах. Новосибирск: Наука, 1976, с. 71—82.
- Калиткина Н. А. Изучение процессов укрупнения и дезинтеграции золота в сульфидных рудах.— Вестн. Моск. ун-та. Сер. геол., 1971, № 5, с. 107—110.
- Китаев И. В., Михайлов М. А. Геохимические закономерности распределения золота и серебра в осадочных породах и углях.— В кн.: Геохимия и минералогия осадочных комплексов Дальнего Востока. Владивосток: изд. ДВГИ ДВНЦ АН СССР, 1979, с. 57—77.
- Моисеенко В. Г. Метаморфизм золота месторождений Приамурья. Хабаровск: Хабаровск. кн. изд-во, 1965. 127 с.
- Петровская Н. В. Некоторые особенности внутрирудного метаморфизма золото-кварцевых образований на примере месторождений Енисейского кряжа.— Тр. НИГРИ Золото, М., 1956, вып. 21, с. 3—45.
- Шахова А. А., Низамутдинова Р. А. Влияние углистых сланцев на процесс растворения золота.— Тр. ЦНИГРИ, М., 1962, вып. 49, с. 115—121.
- Шергин Б. В. Золото в осадочных породах Ленского золоторудного района.— В кн.: Ежегодник-1972 СибГЕОХИ. Иркутск: изд. СибГЕОХИ, 1973, с. 261—266.
- Щербаков Ю. Г. Распределение и условия концентрации золота в рудных провинциях. М.: Наука, 1967. 268 с.

# СОДЕРЖАНИЕ

## Оловянно-вольфрамовые месторождения

Т. Н. Щерба, Т. М. Лаумулин, А. В. Кудряшов, Н. П. Сенчило, В. А. Кормушин, Р. В. Масгутов. Геолого-генетические модели главных типов эндогенных редкометалльных месторождений Казахстана . . . . .	3
Х. Н. Баймухамедов. Геолого-генетические модели образования разнотипных формаций оловянно-вольфрамовых месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом . . . . .	14
Б. Л. Флеров. Модель формирования оловорудных месторождений . . . . .	17
О. П. Иванов, Э. А. Ефременко. Специфические особенности касситерит-силикатно-сульфидной формации и проблема выбора непротиворечивого варианта ее геолого-генетической модели . . . . .	24
В. К. Финашин, И. Н. Говоров. Геолого-генетическая модель касситерит-силикатно-сульфидных месторождений . . . . .	31
Я. А. Косалс, Г. Р. Колонин. Генетические основы модели редкометалльного рудообразования, связанного с многофазными гранитоидными интрузиями . . . . .	39
В. Б. Наумов, Г. Ф. Иванова, В. В. Шапенко. Генетические аспекты формирования редкометалльного оруденения . . . . .	48
И. Я. Некрасов. Физико-химические условия образования оловянной минерализации двух геохимически различных типов . . . . .	56

## Полиметаллические месторождения

Г. А. Твалчрелидзе. Генетические особенности разнотипных колчеданных месторождений . . . . .	63
Д. И. Горжевский, В. Б. Чекваидзе. Геолого-генетические модели колчеданно-полиметаллических месторождений . . . . .	69
А. Н. Барышев. Модель саморазвития структур колчеданоносных систем в вулканогенных геосинклиналях . . . . .	73
А. Г. Твалчрелидзе. Генетическая модель стратиформного колчеданообразования в вулканогенных и осадочных формациях . . . . .	80
В. М. Чекалин. Геолого-генетическая модель полиметаллических месторождений Таловского рудного поля (Рудный Алтай) . . . . .	87
В. Г. Ли, Н. М. Митряева, Г. Б. Паталаха, Ю. С. Париллов, Н. Г. Сыромятников, Н. И. Замятин. Обобщенная модель стратиформных свинцово-цинковых месторождений Казахстана . . . . .	95
В. А. Прокин, П. Я. Ярош, В. Ф. Рудницкий. Модель формирования медноколчеданных месторождений уральского типа . . . . .	102
Н. С. Скрипченко. «Эндо — экзо»-соотношения в гидротермально-осадочных месторождениях . . . . .	108
И. В. Покровская, О. А. Ковриго. Модель формирования многоэтажного вулканогенного полиметаллического месторождения Рудного Алтая . . . . .	112
Г. Н. Бровков, А. Е. Мирошников, Н. А. Охапкин. Генетические модели формаций полиметаллических месторождений Енисейского кряжа . . . . .	121
А. С. Лапухов. Влияние генетических представлений на локальный прогноз скрытого оруденения . . . . .	126

## Золоторудные месторождения

Ю. Г. Щербаков, Н. В. Рослякова. Генетическая модель гидротермального рудообразования на примере золоторудных месторождений . . . . .	132
В. А. Буряк. Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования . . . . .	139
М. С. Сахарова, Ю. А. Батракова, И. А. Брызгалов, С. К. Ряховская. Генетическая природа сереброносных гидротермальных жил вулканогенных поясов . . . . .	145
М. М. Константинов. Рудоконтролирующие факторы золото-серебряных месторождений . . . . .	151
Г. Ю. Григорчук. К геолого-генетической модели вертикальной зональности золоторудных месторождений (на примере некоторых структурно-формационных зон Забайкалья) . . . . .	156
В. А. Злобин, В. Г. Цимбалист. Эффект прокаливания и проблема формирования золотого оруденения в чернослапцевых толщах . . . . .	162

**Геолого-генетические модели главных типов эндогенных редкометалльных месторождений Казахстана.** Щерба Г. Н., Жаумулин Т. М., Кудряшов А. В., Сенчило Н. П., Кормушин В. А., Маггутов Р. В. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.

Приведены основные характеристики геолого-генетических моделей главных типов редкометалльных месторождений Казахстана: связь с гранитными интрузиями, положение в системе интрузив — надинтрузивная зона, физико-химические и термодинамические параметры условий образования, последовательность постмагматических процессов, вещественный состав метасоматитов и тел выполения, формационная принадлежность, специфика оруденения и др. На основе типовых моделей построена обобщенная геолого-генетическая модель зональности системы ИИЗ в разных средах (рудноносные граниты — вмещающие породы разного состава), позволяющая моделировать конкретные рудные объекты, не прибегая к сложным экспериментам, судить о масштабах и качестве оруденения.

Ил. 9, табл. 1, библиогр. 9.

УДК 553.2 + 553.451(463)

**Геолого-генетические модели образования разнотипных формаций оловянно-вольфрамовых месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом.** Баймахов Х. Н. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.

Для построения геолого-генетической модели оловянно-вольфрамового оруденения Тянь-Шаня разработана схема анализа постмагматической системы, включающая следующие элементы: геологическая среда; гидротермальные (постмагматические) растворы; продукты их взаимодействия — генетические формации месторождений; фации глубинности месторождений и генетические ряды формаций; гранитоидные комплексы и источники оловянно-вольфрамового оруденения. Рассматриваются некоторые особенности построения геолого-генетических моделей двух разнотипных рядов формаций оловянно-вольфрамовых месторождений, связанных с гранитоидным магматизмом: 1) апогранит-пегматит-грейзеново-кварцевый ряд с вольфрамит-касситеритовым оруденением; 2) скарновый и скарново-грейзеново-кварцевый ряд формаций с пшелитовым оруденением.

Библиогр. 7.

УДК 553.45

**Модель формирования оловорудных месторождений.** Флеров Б. Л. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.

Предложена качественная генетическая модель формирования оловорудных месторождений от зарождения растворов в магматической камере до образования рудных тел. Состав растворов, генерируемых интрузией, и их щелочность-кислотность изменяются по мере кристаллизации и перехода компонентов в твердые фазы. Последовательность кристаллизации минералов в интрузии моделируется по таковой в пегматитах и параллелизуется с минералообразованием на месторождениях всех оловорудных формаций. Неоднократный пролив флюидов в область рудоотложения обуславливает прерывистость процесса минерализации и повторное действие волны опережающих кислотных компонентов. В случае неспособности собраться во флюидопроводники происходит кристаллизация остаточных и в том числе рудных компонентов в виде постмагматических и акцессорных минералов. Кристаллизация минералов в самой гранитоидной интрузии, в потоке растворов каждой стадии по ходу их движения и в каждом сечении рудных тел идет по единой схеме последовательной смены парагенезисов, что объясняется единой во всех случаях зависимостью активности компонентов, образующих минералы, преимущественно от падения температуры.

Ил. 3, библиогр. 14.

УДК 553.2 + 553.45

**Специфические особенности касситерит-силикатно-сульфидной формации и проблема выбора непротворочивого варианта ее геолого-генетической модели.** Иванов О. П., Ефременко Э. А. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.

Касситерит-силикатно-сульфидная формация (КССФ) рассматривается как устойчивая совокупность трех главных гидротермальных парагенезисов (ГП): турмалинового, касситерит-кварцевого, сульфидного. Для понимания генетической природы КССФ важны такие ее специфические особенности, установленные при металлогенетическом изучении многих оловорудных районов, как: 1) высокая контрастность состава смежных во времени парагенезисов при значительной устойчивости состава каждого из них; 2) разделение во времени ГП рассматриваемой формации внедрениями магматических расплавов разнообразного состава, нередко образующих независимые пояса даек; 3) существенная пространственная разобщенность ГП на территории рудного района. Данные особенности нельзя корректно объяснить с позиции связи формации с единым очагом (ни внутрикоровым, ни мантийным). Наилучшим образом с ними согласуется телескопированная модель полигенного (многоочагового) рудного процесса, единого в масштабе не конкретного месторождения, а всей металлогенетической провинции.

Табл. 2, библиогр. 11.

УДК 553.45

**Геолого-генетическая модель касситерит-силикатно-сульфидных месторождений.** Финаншин В. К., Говоров И. Н. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.

На примере хорошо изученных оловорудных месторождений Кавалеровского рудного района рассмотрены взаимоотношения различных типов месторождений олова с магматическими формациями различного состава и происхождения. Наиболее важные в промышленном отношении месторождения касситерит-силикатно-сульфидной формации связаны с глубинными андезитовыми магмами. Предложена модель образования этих месторождений, учитывающая главнейшие их геологические и генетические особенности. Определены направления эволюционного развития оловорудных и магматических формаций во времени и пространстве.

Ил. 3, табл. 2, библиогр. 16.

**Генетические основы модели редкометалльного рудообразования, связанного с многофазными гранитоидными интрузиями. Косаза Я. А., Колонин Г. Р. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.**

На основе изучения многофазных гранитоидных комплексов (формаций) и связанного многостадийного редкометалльного оруденения выделено три типа кислотно-щелочной эволюции гранитоидного расплава: 1) с возрастающей кислотностью (рост содержания  $\text{SiO}_2$  и накопления фтора) и щелочностью (рост агаптности и  $\text{K/Na}$  отношения); 2) с возрастающей, как в первом типе, кислотностью, но понижающейся щелочностью; 3) со сложной кислотно-щелочной эволюцией. В процессе формирования многофазных гранитоидных комплексов и некоторых плутонов отделение рудообразующих растворов происходит непрерывно-прерывисто, т. е. пульсационно и в тесной связи с термодинамическими условиями кристаллизации и кислотно-щелочной эволюцией магматического расплава. При этом каждый поток растворов имеет свою кислотно-щелочную эволюцию и свой специфический состав РЭ и летучих компонентов в зависимости от тектонической обстановки и состава пород. В физико-химической и геохимической эволюции рудообразующих систем проявлены две тенденции: первая — повышение кислотности растворов, непрерывно-прерывисто отделившихся по мере кристаллизации расплава каждой фазы; вторая — повышение щелочности вследствие кислотно-основного взаимодействия компонентов при гидротермальном метаморфизме пород разного состава.

Ил. 3, табл. 1, библиогр. 38.

**Генетические аспекты формирования редкометалльного оруденения. Наумов В. Б., Иванова Г. Ф., Шапенко В. В. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.**

Рассмотрены специфические особенности формирования редкометалльного оруденения. На основании исследований флюидных включений определены температуры и давления при образовании рудных ассоциаций (470—200°C, в большинстве случаев 400—250°C; 2,3—0,1 кбар, в большинстве случаев 1,5—0,5 кбар). По расплавам включением в минералах кислых эффузивных пород, гранитов и пегматитов определены концентрации и давления воды, растворенной в магматических расплавах (0,1—13,9 вес. %; 0,1—6,1 кбар). Для выяснения генетической связи процессов магматической кристаллизации и формирования редкометалльного оруденения проанализирован ряд индикаторных элементов (тантал, ниобий, скандий, иттрий, иттербий, германий) в гранитах различного геохимического типа и в минералах рудных ассоциаций. Обобщены все данные по особенностям изменения температур и давлений в системе магматического расплава — гидротермальный раствор.

Ил. 5, табл. 3, библиогр. 32.

**Физико-химические условия образования оловянной минерализации двух геохимически различных типов Неграсов И. Я. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.**

На основе экспериментальных данных рассматриваются возможные условия образования потенциально оловоносных магматических расплавов и экстракционной способности в отношении олова флюидов с разными кислотными и окислительно-восстановительными свойствами. Установлено, что максимальная экстракция олова происходит из расплавов гранитоидного типа при воздействии на них восстановленного флюида, т. е. в обстановке, соответствующей большому глубинам. Несмотря на большую потенциальную оловоносность базальтовых расплавов, экстракция из них олова во флюид на порядок ниже. Особо подчеркивается наличие в природе двух генетически различных типов флюидов, фиксирующих различный минеральный состав оловоносных пегматитов, грейзенов и касситерит-кварцевых жил, с одной стороны, и касситерит-силикатно-сульфидных рудных тел — с другой. В то же время наблюдается единство в направлении физико-химической эволюции рудоносных растворов, фиксирующиеся последовательностью отложения минералов в месторождениях разных формаций.

Ил. 2, табл. 3, библиогр. 12.

**Генетические особенности разнотипных колчеданных месторождений. Твалчреидзе Г. А. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.**

Выделены пять типов колчеданных месторождений: кипрский, раммельсбергский, уральский, малокавказский и рудноалтайский (куроко). Приводится характеристика геодинамической обстановки и тектонических структур, в которых размещаются месторождения различных типов. Каждый тип месторождений обладает свойственной ему зональностью. Библиогр. 24.

**Геолого-генетические модели колчеданно-полиметаллических месторождений. Горжевский Д. И., Чекваидзе В. В. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.**

Колчеданно-полиметаллические месторождения подразделены на три группы: первичные, преобразованные и новообразованные. Наиболее четкая геолого-генетическая индивидуализация, необходимая для создания моделей, свойственна объектам первой и третьей групп. Рассмотрены три типа моделей первичных месторождений: субвулканический (объекты складчато-блоковых районов Рудного Алтая), приповерхностный субаквальный (месторождения типа Куроко в Японии), приповерхностный субаэральный (месторождения Малого Кавказа). Модель новообразованного месторождения отражает главные черты строения объектов региональных зон смятия Рудного Алтая, сформированных в процессе разложения первичных вулканогенных залежей с последующей регенерацией рудного вещества.

Ил. 1, библиогр. 13.

**Модель саморазвития структур колчеданосных систем в вулканогенных геосинклиналях. Барышев А. Н.** Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. — Новосибирск: Наука, 1983.

Колчеданосная вулканогенная геосинклиналь включает системы более высоких порядков: структурно-формационные зоны — вулканогенно-рудные узлы — месторождения — рудные тела. Формирование их обусловлено реакцией перикоеанического сектора тектоносферы на близгоризонтальное сжатие. Формируется зона Беньофа, угол падения которой в астеносфере возрастает по сравнению с литосферой. При надвигово-подвиговых движениях под изломом угла падения снижается давление и происходит выплавление базальтовых магм из пиролита. Одновременно развиваются субвертикальные транслитосферные разломы, оперяющиеся висячий бок зоны Беньофа и разграничивающие тыльную, внутреннюю и барьерную структурно-формационные зоны. Разломы обуславливают излияния базальтов непродуктивной однородной формации. От осевой части первичного магматического очага в обстановке плотностной инверсии всплывают базальтовые колонны примерно через 30 км. В земной коре колонны венчаются лакколитообразными промежуточными очагами, в которых происходят коровые выплавки магм, определяющие тип вулканогенных и рудных формаций. Над очагами развиваются вулканогенно-рудные узлы. Под напором магмы над очагом формируются радиальные и концентрические разрывы, по которым при извержениях проседает центральная часть вулкана, расчленяющая кровлю очага на камеры. В периферических камерах скапливаются кремнекислые выплавки и дифференциаты, которые при извержениях образуют экструзивные купола, в том числе рудосные. В приэкструзивных депрессиях локализуются пластообразные тела вулканогенно-осадочных колчеданных руд. Экструзивные купола и колчеданные тела проявляются неоднократно во времени и локализируются на разных стратиграфических уровнях. Их сближенные группы образуют месторождения.

Ил. 3, табл. 1, библиогр. 18.

УДК 550.89 + 553.2; 553.442

**Генетическая модель стратиформного колчеданобразования в вулканогенных и осадочных формациях. Твалчрелидзе А. Г.** Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. — Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматривается генетическая модель, объясняющая общие закономерности сингенетичного колчеданобразования и вскрывающая различия в генезисе колчеданных месторождений различных формаций. В основе модели лежит утверждение, что рудогенез — это следствие резкого нарушения равновесия под воздействием внешних, главным образом структурных причин.

Ил. 6, табл. 2, библиогр. 31.

УДК 553.44(584.4)

**Геолого-генетическая модель полиметаллических месторождений Таловского рудного поля (Рудный Алтай). Чекалин В. М.** Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. — Новосибирск: Наука, 1983.

Полиметаллическое оруждение связано с доорогенным девонским вулканизмом. Гидротермально-осадочное рудообразование (сплошные руды) синхронно с формированием вмещающих пород верхнекарибского подъяруса; гидротермально-метасоматическое (преимущественно вкрапленные руды) связано с внедрением липаритовых порфиров калиевого ряда. Барит-полиметаллическое оруждение наложено на полиметаллическое и относится к посторогенному периоду развития района.

Ил. 3, табл. 4, библиогр. 16.

УДК 553.44.065(574)

**Обобщенная модель стратиформных свинцово-цинковых месторождений Казахстана. Ли В. Г., Митряева П. М., Паталах Г. Б., Париков Ю. С., Сыромятников Н. Г., Замятин Н. И.** Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. — Новосибирск: Наука, 1983.

Стратиформные месторождения свинца и цинка в Казахстане представлены несколькими генетическими типами: комплексные железомарганцево-баритово-свинцово-цинковые в базальтово-кремнисто-карбонатной формации (атасуйский тип), свинцово-цинковые в карбонатных породах (каратауский тип), свинцово-цинковые замещения в известняках (Акжал, Алабуга и др.), колчеданно-свинцово-цинковые в осадочных породах (Текелийская группа). В целом стратиформные свинцово-цинковые месторождения Казахстана по особенностям процесса их формирования разделены на три группы: 1) месторождения, рудоаккумуляция в которых происходила в один этап — гидротермально-осадочный; 2) месторождения, сформированные в один этап — гидротермально-метасоматический; 3) месторождения полигенные и полихронные. На основе изучения флюидных включений сделаны выводы об условиях формирования ведущих минеральных ассоциаций каждого этапа. Приведены результаты изучения изотопного состава свинца и серы. Для месторождений атасуйского типа источником рудного вещества предполагается магматический очаг девонского времени; для каратауского типа — экстракция его из древних толщ; на Акжале эпигенетичность руд подтверждается более молодым по сравнению с вмещающими породами модельным возрастом рудного свинца.

Ил. 7.

УДК 553.435 : 553.21/24

**Модель формирования медноколчеданных месторождений уральского типа. Прокин В. А., Ярош П. Я., Рудницкий В. Ф.** Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. — Новосибирск: Наука, 1983.

Приведены краткая геологическая характеристика месторождений, зональность рудных тел и околорудных изменений боковых пород, физико-химические параметры отложения руд. Представлена трехстадийная модель формирования колчеданных залежей: в первую (гидротермально-осадочную) стадию в депрессиях вулканического рельефа отлагались гелеподобные сульфидные руды, сравнительно однородные по содержанию металлов; во вторую (гидротермально-метасоматическую) стадию в условиях тепловых и кислотно-щелочных градиентных полей формировались зональные рудные тела; в третью (гидротермально-метасоматическую) стадию в условиях более высоких температур происходила частичная регенерация руд с выделением пирротин-сидерит-магнетитовой минеральной ассоциации.

Ил. 3, библиогр. 13.

**«Эндо — экзо»-соотношения в гидротермально-осадочных месторождениях.**  
Скрипченко Н. С. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. — Новосибирск: Наука, 1983.

Выделены три принципиально различные обстановки гидротермально-осадочного сульфидного рудообразования: 1) лаво-туффитовая, 2) глинистая, 3) известково-глинистая флиш-поднятая. Рудоотложение в лаво-туффитовых обстановках протекает при условии полного подавления экзогенной литоседиментации рудоосаждением. В обстановках глинистого и флиш-поднятого типов скорости рудо- и литоседиментации сближаются. На примере рудных осадков донных впадин Красного моря выдвигается идея гравитационной дифференциации в илах как фактора расслоения рудных залежей.

Ил. 1, табл. 1, библиогр. 10.

УДК 550.89 + 553.2 + 553.442

**Модель формирования многоэтажного вулканогенного полиметаллического месторождения Рудного Алтая.** Покровская И. В., Ковриго О. А. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. — Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматриваются условия формирования многоэтажного полиметаллического оруденения на примере Риддер-Сокольного месторождения. К настоящему времени здесь установлено четыре рудоносных уровня, имеющих четкое стратиграфическое положение в вулканогенно-осадочных породах нижнего и среднего девона. Руды двух верхних и двух нижних продуктивных горизонтов наряду с некоторыми сходными особенностями имеют признаки, позволяющие отнести их к разновременным образованиям. В обоих случаях в кровле рудных тел установлен переметный рудный материал, что достаточно определенно говорит о возрасте руд, близком к накоплению вмещающих пород и разрыве во времени формирования оруденения этих двух ярусов. Ранний этап (давший преимущественно полиметаллическое оруденение нижних горизонтов) характеризуется более простым составом продуктов, во втором выделен ряд стадий (серноколчеданная, медно-цинковая, барит-полиметаллическая и др.) и ступеней минерального равновесия процесса со своими минеральными ассоциациями и различными наборами элементов-примесей. Рудообразование происходило преимущественно путем выполнения пустот и трещин, реже — метасоматоза вмещающих пород, перемыва и седиментации рудного материала на дне неглубокого моря в обстановке средних и низких температур и давлений. Свинцово- и сернозольные исследования указывают на глубинный источник рудного вещества, давший и вулканиты девона. Заключительный метаморфогенно-гидротермальный этап обусловил метаморфическое преобразование рудного вещества и его перетолжение в зонах тектонических нарушений и пострудных прожилках кварца, карбоната.

Ил. 1, табл. 2, библиогр. 19.

УДК 553.06.434 + 571.51

**Генетические модели формаций полиметаллических месторождений Енисейского кряжа.** Бровков Г. Н., Мирошников А. Е., Охаккин Н. А. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. — Новосибирск: Наука, 1983.

Свинцово-цинковые месторождения Енисейского кряжа принадлежат двум рудным формациям — колчеданной галенит-сфалеритовой стратиформной в черных углеродистых сланцах (тип Лилейного месторождения) и сфалерит-галенитовой сложной морфологии в карбонатных породах (тип Горевского месторождения).

Лилейное месторождение является дигеногенетическим. В нем на сингенетические гидротермально-осадочные колчеданы наложились собственно продуктивные полиметаллические сравнительно высокотемпературные гидротермы позднекладчатого этапа. Об этом свидетельствуют структурно-текстурные обособления и различия изотопного состава серы сульфидов разных генераций, заметно проявленные процессы окорудного изменения пород и др.

Позднекладчатый эпигенетический характер руд Горевского месторождения доказывается сложной морфологией его оруденения, многостадийностью формирования руд и гидротермалитов, зональностью окорудных изменений, наличием эндогенных ореолов пропаривания и рассеяния элементов, особенностями изотопного состава кислорода и углерода рудовмещающих пород, а также серы и свинца сульфидов.

Ил. 5, библиогр. 8.

УДК 550.89(553.442 + 550.8)

**Влияние генетических представлений на локальный прогноз скрытого оруденения.** Лапухов А. С. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2. — Новосибирск: Наука, 1983.

Рассматривается соотношение генетических, стохастических и детерминированных моделей рудных формаций, используемых для целей локального прогнозирования скрытого оруденения. Создание физической или математической модели рудообразующего процесса и особенно динамики развития его во времени и пространстве связано с серьезными затруднениями, обусловленными неоднозначностью генетических интерпретаций и последующим моделированием геологических явлений. На примере колчеданно-полиметаллических месторождений показано влияние «интрузивной», «эффузивной», «полигенной» и других генетических представлений на постановку региональных и локальных поисково-разведочных работ.

Наряду с совершенствованием генетических методов в практике локального прогнозирования оруденения перспективно развитие логико-математических и стохастических подходов, которые должны разрабатываться на генетической основе и в свою очередь являются информативными для генетических интерпретаций. Показаны возможности тренд-анализа для количественной оценки перспектив рудоносности глубоких горизонтов и флангов рудных полей, что представляет особый практический интерес в районах действующих горнорудных предприятий.

Ил. 2, библиогр. 22.

**Генетическая модель гидротермального рудообразования на примере золоторудных месторождений. Щербаков Ю. Г., Рослякова Н. В.** Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.

Рассмотрен общий принцип генетического моделирования рудных формаций. Приведена систематика элементов, рекомендуемая в качестве исходной позиции при разработке модели. На примере золоторудных формаций показано, что формирование месторождения происходит главным образом в два-четыре этапа, каждый из которых характеризуется фракционированием вещества путем его растворения в той или иной степени и последующим отложением. Приведены краткая характеристика четырех этапов действия термофлюидной системы и место наиболее распространенных золоторудных формаций, направленность изменений содержания золота в породах, минералах, растворах и его связь с другими элементами в ходе рудообразования. Показана необходимость учитывать при моделировании степень фемичности-сиаличности пород, в которых залегают и образуются месторождения, фаціальность рудообразующей системы (корневая, стволочная, апикальная), интенсивность и кратность фракционирования вещества всякий раз в зонах отложения предшествующих этапов и стадий как главного механизма концентрирования металлов в ходе гидротермального метаморфизма пород и руд; использовать в качестве индикаторов уровни и пределы вариаций ОК рудообразующих металлов.

Ил. 1, библиогр. 15.

**Генетическая модель метаморфогенно-гидротермального рудообразования. Бурык В. А.** Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.

Метаморфогенно-гидротермальное оруденение типоморфно для зональных метаморфических поясов и куполов. Рудоконтролирующими в региональном плане выступают опущенные геоблоки — крупные прогибы синклинирного типа, залеженные вдоль разломов на коре сиалического типа. В древних провинциях это «зеленокаменные трюги», «зеленокаменные пояса» и зоны регрессивного метаморфизма с урановым, редкоземельным и золотым оруденением. В байкалидах — многоэпиклиналильные прогибы с зональными глубокоэродированными метаморфическими поясами, содержащие метаморфогенные пегматиты, редкометальное, золотое и полиметаллическое оруденение, в более молодых структурах — геосинклиналильные прогибы с локальными выходами слабоэродированных метаморфических куполов. Типоморфны Au, W, Sn.

Оруденение обусловлено накоплением рудного вещества в период осадконакопления (в том числе за счет подводных глубинных гидротерм и эксгалиций), последующим перераспределением его и дополнительным привнесом, приведшим к образованию локальных промышленных концентраций, в процессе метаморфизма и гранитизации.

Библиогр. 11.

**Генетическая природа сереброносных гидротермальных жил вулканогенных поясов. Сахарова М. С., Батракова Ю. А., Брызгалов И. А., Ряховская С. К.** Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.

На примере гидротермальных сереброносных месторождений Охотско-Чукотского вулканогенного пояса рассмотрены основные вопросы минералогии серебра и сереброносных парагенезисов из месторождений золото-серебряной формации. Показаны важнейшие отличия различных минеральных типов сереброносных образований. Экспериментально исследованы влияние физико-химических параметров и минералов-осадителей на накопление золота и серебра и процесс их дифференциации при рудоотложении. Выяснено, что важнейшими факторами, способствовавшими накоплению серебра и образованию сереброносных месторождений, являются средне-малоглубинные условия рудоотложения, протекавшие на фоне снижения температуры при возрастании окислительно-восстановительного потенциала, и близонейтральный режим раствора, нестабильный режим рудоотложения, типичный при вулканогенных гидротермальных месторождениях. Показано, что сочетание геолого-минералогических и экспериментальных данных является эффективным методом изучения вопросов генезиса рудных формаций.

Ил. 4, табл. 5, библиогр. 6.

**Рудоконтролирующие факторы золото-серебряных месторождений. Константинов М. М.** Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.

Для трех ветвей продуктивного магмообразования — базальтоидной, андезитоидной и липаритоидной — предполагается глубинный источник. Формы миграции золота и серебра меняются от глубин зарождения рудоносных флюидов по мере их миграции до приповерхностной зоны рудоотложения. Концентрация многоэтапных деформаций в пределах рудных полей определяет локализацию рудных тел и столбов с богатым оруденением. Широкое участие метеорных вод в рудоотложении приводит к снижению трения на границах вулканических покровов, развитию межкластовых деформаций и субкластовых золото-серебряных залежей, нередко представляющих собой скрытые рудные тела. Имеются основания предполагать, что для формирования существенно золотых и существенно серебряных месторождений необходимы различные локальные структурные обстановки.

Ил. 2, библиогр. 10.

УДК 550.8.553.2 + 553.41

К геолого-генетической модели вертикальной зональности золоторудных месторождений (на примере некоторых структурно-формационных зон Забайкалья). Григорчук Г. Ю. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.

На основе геологических и физико-химических исследований рассматриваются закономерности пространственно-временного развития минерализации золоторудных полей Забайкалья, которые могут быть использованы при разработке почасковых критериев и прогнозировании скрытого оруденения.

Ил. 2, табл. 1, библиогр. 13.

УДК 553.411 + 553.061.13/17 + 552.441

Эффект прокаливания и проблема формирования золотого оруденения в черносланцевых толщах. Злобин В. А., Цимбалист В. Г. Генетические модели эндогенных рудных формаций. Т. 2.— Новосибирск: Наука, 1983.

Обсуждаются вопросы формирования золотого оруденения в черносланцевых толщах: закономерности распределения золота, формы его нахождения в углеродсодержащих породах, возможности мобилизации при различных процессах. Показано, что при разработке модели формирования золотого оруденения в углеродистых сланцах большое значение может иметь эффект прокаливания, который способствует появлению легко растворимых форм золота, создает условия для его переноса за счет уменьшения сорбционной способности пород и выделения компонентов, благоприятствующих растворению и переносу золота в участки рудоотложения. Приведены данные, свидетельствующие о дифференцированной экстракции рудных элементов за счет термического метаморфизма углеродистых пород.

Ил. 2, табл. 2, библиогр. 14.

18722



РОССИЙСКОЕ ИМПЕРАТОРСКОЕ  
ОБЩЕСТВО СЪБИРАТЕЛЕЙ