

553
С-45



Н.С.СКРИПЧЕНКО

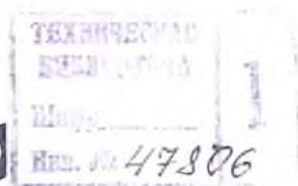
**ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЦВЕТНЫХ
МЕТАЛЛОВ
В ОСАДОЧНЫХ
ПОРОДАХ**

2004

553
С-45

Н.С.СКРИПЧЕНКО

**ПРОГНОЗИРОВАНИЕ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ЦВЕТНЫХ
МЕТАЛЛОВ
В ОСАДОЧНЫХ
ПОРОДАХ**



МОСКВА "НЕДРА" 1989

ББК 26.325.13
С 45,
УДК 553.4.041:552.5

Рецензент д-р геол.-минер. наук *В.В. Попов*

Скрипченко Н.С.

С 45 Прогнозирование месторождений цветных металлов в осадочных породах. — М.: Недра, 1989. — 208 с.: ил.
ISBN 5-247-00881-2

Рассмотрена методика реконструкции и дан анализ формационных систем и моделей формирования промышленно важных месторождений меди, свинца, цинка и сопутствующих металлов в осадочных породах. По генетическим признакам выделены месторождения гидротермально-осадочные в бассейнах флишовой седиментации, диагенетически регенерированные в формациях рифогенного типа и фотогенно-осадочные в красноцветных толщах. Изложена фотогенная модель образования медистых песчаников и сланцев.

Для геологов, занимающихся прогнозированием, поисками и разведкой рудных месторождений.

1804060000 — 278
С 103 — 89
043 (01) — 89

ББК 26.325.13

ISBN 5-247-00881-2

© Издательство "Недра" 1989

ВВЕДЕНИЕ

Книга содержит формационно-генетическую основу прогнозирования главнейших геолого-промышленных типов месторождений цветных металлов в осадочных породах, типизацию и структурный анализ рудных коллекторов литогенетической природы. Размещение месторождений контролируется избирательными седиментологическими обстановками с условиями концентрации оруденения на основных стадиях литогенеза — осадочной, диагенетической и катагенетической. Избирательность заключается в комбинировании обстановок с рудно-магматическими системами, обеспечивающими прямое или экзогенно-трансформированное питание металлами.

Минерально-структурная реорганизация осажженных рудных илов, локальный и региональный мобилизм, постседиментная регенерационная концентрация оруденения происходят под влиянием литогенеза среды в энергетических зонах. Оруденение образуется в широком хронологическом интервале и меняющихся физико-химических условиях, вследствие чего приобретает ряд конвергентных признаков. По этой причине генетическое моделирование в отдельности не играет определяющей роли при прогнозировании. Результаты изучения месторождений цветных металлов в осадочных обстановках показывают, что анализ связи оруденения и среды на литоформационной и генетической основе — эффективное средство построения прогнозных схем.

Основы формационного анализа размещения оруденений в осадочных средах заложены работами А.Н. Заварицкого, В.И. Смирнова, Н.М. Страхова и др. Различные направления разработок результативались в концепции комбинирования экзогенных и эндогенных формаций и процессов как причин образования крупных по размерам месторождений меди, свинца, цинка и других металлов в зоне литогенеза. Конструирование формационно-генетических систем контроля крупнейших месторождений цветных металлов в осадочных породах составляет цель данной книги.

Образование месторождений как результат выделения рудного вещества из источника, переноса его, концентрации и захоронения оруденения осуществляется в зоне литогенеза в обстановке многих помех, поскольку это процесс, протекающий параллельно с обычно быстро происходящей седиментацией и литификацией среды. В итоге рудообразование контролируется множеством факторов: хроностратиграфическим, тектоническим, вулканоматматическим, литологическим, геохимическим и др. Алгоритм реализованного рудообразования представляет ряд последовательных геологических формаций, содержащих данные об источнике, переносе, концентрации и консервации оруденения. Подобное сочетание формаций образует рудоконтролирующую систему, структура кото-

рой не может определяться особенностями лишь отдельного формационного звена.

Основное внимание при изучении месторождений обычно сосредоточено на конечной части контролирующей системы – собственно рудных залежах и близлежащей среде. При этом на первый план выдвигается генетическая реконструкция оруденения. При разработке генетических моделей месторождений основное внимание всегда смещено в конечную часть линии: источник – перенос – концентрация. Это объясняется тем, что наиболее детально изучаемые вещественные и минералого-структурные особенности руд и околорудной среды несут в себе информацию практически только о способе концентрации и пострудных изменениях месторождений. Такая информация обычно и составляет основу генетической модели.

Часть I. ГЕНЕТИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ

Принципы построения моделей концентрации и формационных систем контроля раскрыты в книге на основе промышленно значимых конкретных месторождений с привлечением данных по современным гидротермальным системам. Сюда относятся месторождения углеродистых глинисто-карбонатных толщ – Жайрем (Центральный Казахстан), Маунт-Айза, Мак-Артур-Ривер (Северная Австралия); рифогенных карбонатных толщ – Ушкатын (Центральный Казахстан), Бьюик и другие Свинцового Пояса Ю.В. Миссури (США); красноцветных песчано-сланцевых толщ – Джазказган (Центральный Казахстан), Удокан (Забайкалье), Муфулира (Замбия), Мансфельд (ГДР) и др.

Таксономическое распределение месторождений меди, свинца и цинка зоны литогенеза имеет литоформационную основу, разработанную А. Заварицким и В.И. Смирновым для месторождений колчеданного типа в вулканогенно-осадочных породах, Г. Шнейдерхеном, У. Гарликом, В.М. Поповым, Н.М. Страховым для месторождений меди в песчано-аргиллитовых формациях. Позже были детализированы классификации месторождений в осадочных и вулканогенно-осадочных средах У.А. Асаналиевым, М.Б. Бородаевской, Ю.К. Горещким, П. Джилмором, В.С. Домаревым, А.И. Кривцовым, Э.И. Кутыревым, Л.Ф. Наркелюном, В.В. Поповым, Н.С. Скрипченко, Е.И. Филатовым, Г.А. Твалчрелидзе, Р. Хатчисоном и др. В качестве классификационной субъединицы предлагается литоформационная группа месторождений. Группа объединяет месторождения, локализованные в однотипном разрезе пород. Это требование согласуется с однотипностью тектонических, геохимических и других признаков для месторождений внутри групп. В то же время рудоносный разрез, отвечающий отдельной литоформационной группе, входит как составная часть известных общих рудоносных формаций. Число последних в связи с рассматриваемыми месторождениями можно свести к четырем: 1) вулканогенно-осадочная базальтоидная, 2) углеродистая вулканогенно-аргиллит-карбонатная, 3) карбонатная, 4) красноцветно-терригенная аргиллит-песчаная. Число литоформационных групп месторождений в каждой из четырех общих формаций две или три (рис. 1).

Критерием, определяющим порядок расположения рудоносных формаций и групп месторождений внутри формаций, служат тренды соотношений контрастно различных пород – магматических и осадочных. Требование к корреляции классифицирующих признаков и литоформационных групп месторождений сводится к тому, чтобы изменения отдельного признака при смещении от группы к группе носили только один знак.

Как следует из диаграммы (см. рис. 1), данному требованию соответствует распределение общих рудоносных формаций и литоформационных групп месторождений в зависимости от отношения магматических

пород к осадочным. Линии МП и ОП (магматические и осадочные породы) характеризуют относительную роль магматического и осадочного класса пород в разрезах литоформационных групп. Поведение этих трендов в интервале литоформационных групп 1–6 включительно носит однородно градиентный характер, что отображается примерно постоянным наклоном линий. В интервале 7–10 тренд "магматические породы" ложится на нулевой, "осадочные породы" – на максимальный уровни. Литоформационные группы месторождений 1–6 определяются как статистически связанные с рассматриваемыми трендами. Группы 7–10 не обнаруживают зависимости от магматических составляющих рудоносных формаций. Эти данные свидетельствуют о принципиально различном типе прямых источников оруденения для групп 1–6 и 7–10 соответственно.

Отношение магматических к осадочным породам имеет классификационное значение для групп 1–6. Для межгруппового разделения в ряду 7–10 требуются иные признаки. На рис. 1 для групп 8–10 отмечено варьирующее отношение песчаников к аргиллитам, иногда используемые для классификации [21]. Изолированную литоформационную группу представляет карбонатная рифовая группа 7. Характерно, что по поведению практически всех трендов она выступает как замыкающий член ряда 1–7.

Среди других трендов с количественным соотношением магматических и осадочных пород коррелируются тренды валовой сульфидности руд и отношения металлов к сере в рудах ($Me : S$). Тренд "сульфидность" отображает количественную роль сульфидов по отношению к литогенным минералам в типичных рудах данной литоформационной группы. Максимальное значение он имеет для руд кипрского типа. Особенностью этих руд являются низкие по содержанию цветных металлов пиритные сплошные руды. Если рассматривать примеры хорошо известных месторождений, сульфидность последовательно снижается от группы 1 к группе 6. В группах 7–10 этот тренд занимает примерно один и тот же минимальный уровень. Здесь, в промышленно основных типах руд, присутствуют в качестве примеси или отсутствуют чисто железные формы сульфидов. Внутри литоформационного ряда 1–6 отсутствует четкий раздел по относительной роли сульфидной массы. Все типы месторождений 1–6 по этому признаку принадлежат к колчеданному классу месторождений.

О количественном значении сульфид-тренда имеются следующие данные. В рудах месторождений кипрского типа (группа 1) среднее содержание серы достигает 56%, в колчеданных месторождениях второй группы оно падает до 35% и менее [34]. Примерно горизонтальное и в то же время соответствующее минимуму положение сульфид-тренда в интервале групп 7–10 обосновывается снижением содержания чисто железных рудообразующих сульфидов в главных типах руд этих месторождений до примесного и даже нулевого. Но концентрация цветных металлов – свинца и цинка – в группе 7 и меди в группе 8–10 имеет один и тот же

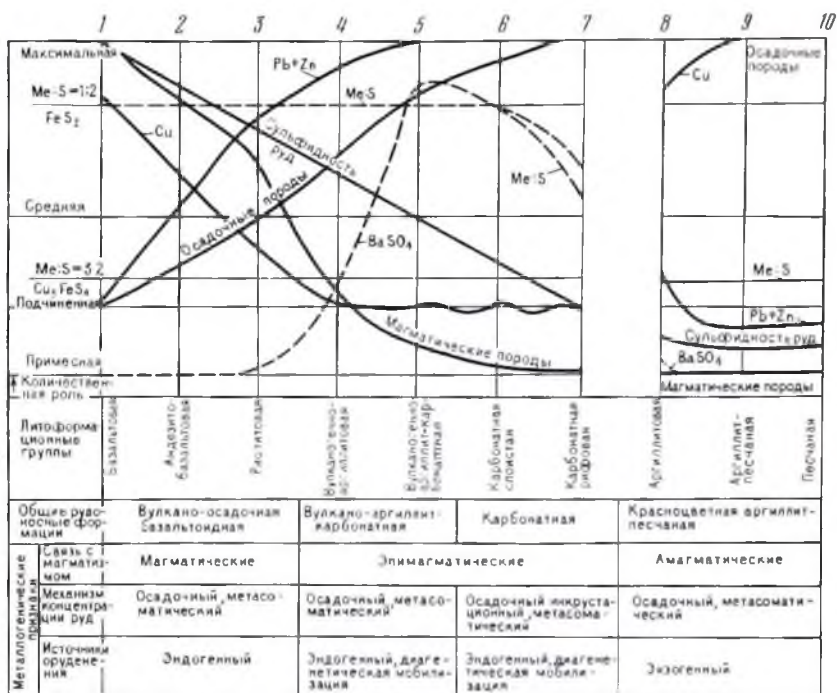


Рис. 1. Таксономическая тренд-диаграмма месторождений цветных металлов в вулканогенно-осадочных и осадочных породах.

Линии "Cu", "Pb + Zn" и "BaSO₄" соответствуют запасам этих компонентов в наиболее крупных месторождениях. "Сульфидность руд" – относительная роль сульфидной массы в рудах, "Me:S" – массовое отношение в количественно главных рудных минералах

порядок, что и в месторождениях других групп. Таким образом, по мере смещения от первых к заключительным группам происходит последовательное, на интервале 1–7, а затем практически полное на интервале 8–10, освобождение руд от чистых сульфидов железа. Это отображает возрастание дефицита серы в том же направлении, вследствие чего типичны парагенезисы сульфидов меди и магнетита в рудах девятой и десятой групп (Удокан, Джезказган и др.).

Промышленная характеристика литоформационных групп месторождений выражена трендами Pb + Zn и Cu, отображающими роль главных компонентов в запасах месторождений. Среди всех групп выделяют только вторую и третью, где отмеченные компоненты имеют примерно равновесное значение. Во всех остальных случаях в поведении трендов проявлена альтернативная тенденция. В интервале групп 1–6 каждый тренд в отдельности имеет одно направление, но в интервале 5–7 они выходят на минимальный и максимальный уровни для меди и суммы свинца и цинка соответственно.

Оценивая классификационные связи месторождений групп 1–7, можно отметить, что по всем видам трендов, за исключением запасов барита, выбранное распределение месторождений представляет ряд с нарастающим или убывающим изменением свойств. Особую группу в этом ряду составляют месторождения в рифогенных карбонатных толщах. Промышленные характеристики их практически такие же, что и месторождений соседних групп 6 и 5. Как показано многими исследователями [2, 9, 10, 25, 26, 40, 46, 49], группа 7 генетически особая и представлена оруденением, наложенным на карбонатные породы.

Ассоциация медных месторождений в аргиллит-песчаных толщах (группы 8, 9, 10) характеризуется на тренд-диаграмме как прерывисто обособленная от групп 1–7. Граница между группами 7–8 рассматривается как инверсионная смена положения трендов Cu и Pb + Zn. Свинец и цинк в месторождениях красноцветной формации имеют примесное значение.

Обстановки концентрации руд в зоне литогенеза варьируют от границы осадок – вода до глубоких частей осадочных и вулканогенно-осадочных толщ с незавершенным литогенезом. По месту проявления в разрезе способы концентрации делятся на комбинированную осадочно-метасоматическую, осадочную и диагенетическую группы.

Модели осадочной группы описывают различные способы накопления оруденения непосредственно на границе осадок – вода. Если не брать во внимание не типичный для образования сульфидных руд кластогенный способ концентрации, то выделяются две принципиально разные модели осадочного типа: биохемогенно-осадочная и абиотическая хемогенно-осадочная. По характеру теплоснабжения обе модели могут проявиться как гидротермально-осадочные. В данной книге при рассмотрении осадочного сульфидообразования большая роль придается фотогенному теплу. Независимо от конкретных источников энергии механизм осаждения сульфидов описывается двумя отмеченными моделями.

Содержание и условия диагенетической концентрации сульфидного оруденения определяются процессами в границах от илового до литифицированного состояния рудоносной толщи. В качестве источника крупномасштабного диагенетического оруденения выступает предварительно концентрированное оруденение осадочной стадии. В книге анализируются крупные рудные районы, в которых генетически разнотипные месторождения находятся именно в такой зависимости друг от друга. Этими районами являются Жайрем-Ушкатынский в Центральном Казахстане, Маунг-Айза и Мак-Артур-Ривер в Северной Австралии.

Модели диагенетически-регенерационного рудообразования включают раннедиагенетическую концентрацию как последовательно развивающуюся литификацию и дифференциацию осадочных рудных иловых залежей и позднедиагенетическую концентрацию как процесс образования новых месторождений в осадочных бассейнах в условиях литогенетически вызванной миграции металлов.

ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ОСАДОЧНАЯ КОНЦЕНТРАЦИЯ КАК ФАКТОР ЗОНАЛЬНОСТИ ОРУДЕНЕНИЯ

К масштабно выраженным гидротермально-осадочным сульфидным накоплениям в земной коре относятся колчеданные месторождения вулканогенно-осадочных формаций, обобщенно определяемые как месторождения типа Куроко и месторождения углеродистых карбонатно-глинистых и глинистых формаций типа Жайрем, Салливан, Мак-Артур, Маунт-Айза и др. Образование высококонцентрированного оруденения в обоих случаях связано с горячими рассольными рудоносителями. Комплексная ассоциированная химическая структура последних требует разработки новых физико-химических моделей гидротермально-осадочного процесса. Особенности гидротермально-осадочного рудогенеза в углеродистых и вулканогенно-осадочных формациях могут быть описаны двумя базовыми моделями — биотермальной и гидролизно-реакционной.

Биотермальная осадочная концентрация сульфидных руд

Этот процесс, включающий осаждение и концентрацию сульфидов, рассматривается на примере месторождения рудных илов впадины Атлантис-II Красного моря. Теоретическая ценность примера в том, что образование высококонцентрированных медно-цинковых сульфидных руд происходит из хлоридного рассола с низкими концентрациями цветных металлов и отсутствием сульфидной серы в самом рассоле. Данный тип рудообразования связан с барьером биохимической и гидролизной активности на границе морской и термальной рассольной систем. Барьер функционирует за счет более высокой плотности рассола и эндогенной тепловой энергии.

Стратиграфия, состав, генезис полиметаллических рудных илов и состав термальных рассолов донных впадин Красного моря описаны в работах [5, 6, 19, 30, 33, 47]. Илы имеют два характерных признака. Первый — залежи илов наиболее крупной впадины Атлантис-II с высокой концентрацией цинка и меди подстилают горячий хлоридный рассол, в котором концентрация хлоридов обоих металлов ниже предела насыщения. Второй — сульфиды цинка и меди проявляют себя в разрезе илов как обособленные слои с очень высоким содержанием этих металлов, в сумме до 10% на массу слоя, включая влагу. В то же время толща или в целом состоит преимущественно из гидроксидов и силикатов железа, обломочного карбонатного и силикатного материала. Скорость накопления этой несульфидной части илов выше скорости осаждения

Таблица 1

Состав рудного ила впадины Атлантик-II [33]

№ сква- жин	Глубина от поверхности осадка, см	Содержание (в %) на общую массу ила			ZnO + CuO S	Fe ₂ O ₃ FeO
		твёрдая фаза	Fe ₂ O ₃ общ	ZnO + CuO		
128	162	4,3	1,72	0,06	3	5,6
	200	5,6	2,13	0,14	2,5	4,1
	226	8,3	2,5	0,4	2	1,8
	280	6,8	2,87	0,2	1,7	4,0
	320	5,9	3,07	0,2	—	1,6
	357	5,0	0,85	0,15	1,7	3,5
	376	11,8	3,19	0,1	0,7	4,4
	420	4,8	2,45	0,02	0,36	6,5
	470	27,4	15,62	0,03	—	28,4
	510*	19,0	4,75	0,23	1,05	37,4
	795	10,8	5,18	0,72	1	3,0
Среднее			4,05	0,20		
127	80	4,3	1,9	0,32	3,73	5,1
	237	2,7	0,75	0,08	—	2,4
	427	7,4	2,0	0,65	0,6	0,85
	514	21,1	7,14	0,18	—	0,6
	610	40,7	6,92	10,05	1,35	1
	710	14,9	3,1	1,76	0,73	0,8
	762	19,6	8,6	0,1	0,72	43,0
Среднее			4,34	1,9		
84	120	8,4	3,6	0,29	0,6	5,1
	190	7,0	2,0	1,22	1,5	0,45
	260	5,7	2,6	0,15	0,4	2,5
	328	32,7	19,6	0,2	0,16	5,0
	350	22,2	18,8	0,12	0,91	20,0
Среднее			9,32	0,4		
85	85	7,1	5	0,09	9,1	0,15
	120	18,7	7,8	1,36	2,43	1,5
	160	25,2	9,83	1,76	1,98	0,6
	270	12,6	8,8	0,02	2	0,46
	320	22,3	12,7	0,15	2,7	0,71
	340	19,1	12,0	0,15	7,2	10,0
	380	41,4	13,2	9,1	1,12	0,6
Среднее			9,9	1,8		
161	200	13	8,2	0,37	5,7	19,0
	221	19,8	1,5	0,43	3,7	0,25
	237**	15,7	4,96	0,3	93,0	100,0
	280	14,2	8,6	0,3	7,0	0,87
	325	11,4	6,0	0,26	4,72	17,0
Среднее			7,8	0,33		

* Mn₃O₄ = 8,55%;** Mn₃O₄ = 3,64%.

сульфидов. Осаждение существенно сульфидных илов в этих условиях мало вероятно. Обе отмеченные особенности имеют проблемный характер как для рудопроявлений Красного моря, так и для гидротермально-осадочного рудообразования.

Интерес представляет природа сульфидных слоев: являются эти слои осадками из современного рассола, или их образование связано с эпизодическим внедрением во впадину Атлантис-II растворов другого типа. В первом случае химические и физические параметры рассола могут браться в расчет при установлении природы рудообразующих растворов и механизма накопления промышленных гидротермально-осадочных тел. Согласно второй модели, термально-рассольная система Красного моря в период, охватывающий время накопления верхнего слоя рудного ила (13 000 лет), резко меняла свойства, и ее современное состояние нехарактерно для сульфидного рудообразования.

Из всех известных рудопроявлений дна Красного моря более детально исследованы илы впадины Атлантис-II. Они и рассматриваются в монографии.

*Латеральная зональность современных
рудно-иловых депрессий*

В разрезе рудного ила Д. Бишофом [33] выделено четыре фации, чередующиеся снизу вверх: 1) обломочная мощностью около 60 см; 2) сульфидная — 200 см; 3) гидроксидно-железная — 100 см; 4) железомонтмориллонитовая — 450 см. Позже Д. Хаккетом и Д. Бишофом отмечено более сложное строение толщи. Показано, что единый сульфидный слой во многих местах расщепляется на два. В. Беккером и Г. Рихтером предложено расчленение разреза, в котором сохраняются элементы схемы Д. Бишофа. Распределение фаций, по В. Беккеру и Г. Рихтеру, следующее (снизу вверх): 1) обломочно-оксидно-пиритная; 2) сульфидная нижняя; 3) окисная; 4) сульфидная верхняя; 5) аморфно-силикатная.

Г.Ю. Бутузовой [5, 6, 19] отмечено общее двучленное разделение толщи илов. Верхняя часть гелевидная с влажностью до 90–95% и содержанием твердой фазы в рентгеноаморфном состоянии, нижняя — осадок с меньшей влажностью и более грубозернистой твердой фазой.

Фактической основой расчленения илов служат химические анализы твердой фазы (табл. 1). Однако из-за больших вариаций массы твердой фазы и интерстициального раствора в корреляционной схеме разреза трудно избежать ошибок. Вероятность ошибок снижается, если корреляцию разреза проводить по содержанию компонентов на общую массу осадка, включая влагу. Эти содержания выражают удельные запасы и таким образом позволяют выявить различные масштабы накопления рудных компонентов в иловой толще.

Запасы железа, меди, цинка, марганца как главных рудных компонентов размещены дифференцированно не только в вертикальном разрезе толщи, что следует из перечисленных схем расчленения толщи, но и по

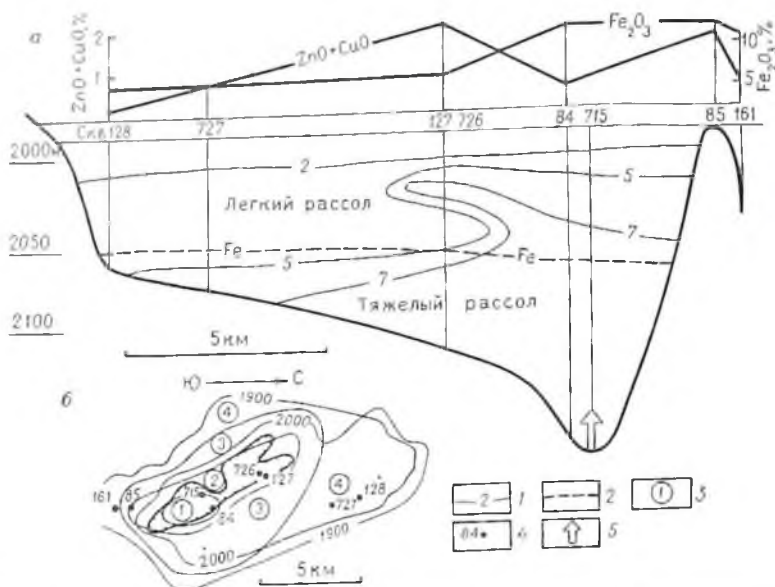


Рис. 2. Рудогенерирующая биотермальная осадочная сульфидно-оксидная полиметаллическая система Атлантис-II [33]:

а – разрез; *б* – карта изобат; 1 – содержание цинка, мг на 1 кг рассола (млн^{-1}); 2 – фронт осаждения гидроксидов железа (ниже линии – тяжелый рассол с содержанием растворенного железа 90 мг/кг, выше – легкий рассол с содержанием от долей до 4 мг/кг (см. табл. 3)); 3 – зоны латеральной зональности (1 – железо-медно-цинковая, 2 – богатая медно-цинковая, 3 – бедная медно-цинковая, 4 – железо-марганцевая); 4 – гидрографические (715, 726, 727) и донные (84, 85, 127, 128, 161) скважины; 5 – выход горячего рассола на морское дно. Содержание Fe_2O_3 и $\text{ZnO} + \text{CuO}$ в донном иле приведено в процентах на общую массу, включая влагу

площади распространения илов. В разрезе Атлантис-II по скв. 128, 120, 127, 84, 85 (рис. 2) наблюдается зависимость между рельефом дна и распределением компонентов. На общей поверхности впадины, находящейся на изобате примерно 2070 м, выделяется депрессия с относительной глубиной 100 м, определенная Д. Хаккетом и Д. Бишофом как продольный трог, параллельный оси Красного моря. Скважины, выявившие самые высокие накопления железа, цинка и меди, находятся на склонах и дне трога (скв. 127, 84, 85).

Разрезы рудно-иловой залежи в троговой зоне имеют следующие особенности. Основные запасы металлов сосредоточены в нижней части разреза. При этом по запасам железа колонки трех скважин, вскрывающих залежь, сходны, но в центре трога накопления железа максимальны. Медь и цинк распределены иначе. Максимумы их запасов смещены на борта трога. Поскольку скв. 84 в центре трога имеет в два раза меньшую глубину, чем соседняя скв. 127, где запасы цинка, меди и железа сосре-

доточены на глубине 6 м, возникает вопрос, возможно ли ниже по оси скв. 84 появление медно-цинковых илов. На этот вопрос трудно ответить положительно. Высокие содержания цинка и меди в соседних скв. 127 и 85 совпадают с местом высокого содержания железа и твердой фазы. В скв. 84 максимумы железа и твердой фазы отчетливо проявлены на глубине 3,3 м, но значительной концентрации цинка и меди ни здесь, ни выше по разрезу практически нет.

В околотроговой части рудно-иловой залежи проявлена симметричная горизонтальная зональность вида $(Zn + Cu + Fe) - (Fe) - (Fe + Cu + Zn)$. Если рассматривать такой тип распределения металлов безотносительно к их минеральной форме, то он аналогичен распределению во многих гидротермально-осадочных колчеданных рудных залежах, где медь и цинк концентрируются в основном на флангах, железо в форме пирита слагает центральную часть.

Рудные илы на площадях Атлантис-II, более удаленных от продольного трога, отличаются в общем невысокими запасами металлов. Но для них характерно проявление марганцевой минерализации. В скважинах с марганцевыми рудами роль медно-цинковой минерализации незначительна (скв. 128, 161). Периферийное положение высококонцентрированной марганцевой минерализации позволяет дополнить отмеченную схему зональности еще одной самой внешней зоной железо-марганцевых накоплений.

Схема зональности в разрезе отображена на графике средних содержаний рудных компонентов (см. рис. 2). Градиент изменчивости содержания цинка и меди больший, чем железа. В троге внутри впадины Атлантис-II количество Fe_2O_3 около 10%, по обе стороны от трога на широкой площади оно около 5%. Среднее содержание суммы оксидов цинка и меди на весь вскрытый разрез ила в центре трога равно 0,4%, в бортах оно повышается до 1,9%, в отдельных пробах оно достигает 10% (см. табл. 1).

Предполагаемая латеральная зональность в распределении типов рудных накоплений на площади впадины Атлантис-II представлена на рис. 2. Внутренняя зона вокруг скв. 84 в осевой части трога характеризуется максимумом накопления железа и относительно низким содержанием меди и цинка. Вторая, более широкая зона вокруг оси трога является зоной максимальной концентрации цинка и меди. Крайняя внешняя зона характеризуется накоплением илов железо-марганцевого типа, но содержания железа и марганца здесь сравнительно невысокие (см. табл. 1, скв. 161, 128).

Наиболее простая трактовка концентрической зональности предполагает, что образование зон разного состава зависит от расстояния до выходов гидротерм в осевой части трога. Такое объяснение соответствует предположению В. Сэнкса и Д. Бишофа [47] о том, что высокие концентрации сульфидов в рудных илах должны располагаться около выходов горячего рассола.

К одному из видов дифференциации илового осадка относится гравитационное разделение. Главным признаком гравитационной дифференциации — это двучленное строение рудно-иловой толщи и различие нижней и верхней частей по физико-механическим свойствам. Г. Бутузова [19] верхнюю часть определила как гелевидную, нижнюю — как менее увлажненную и более грубозернистую. Различие между верхней и нижней частями разреза иллюстрируется данными табл. 1. Рассмотрим колонку скв. 127. Здесь до глубины 440 см содержание твердой фазы колеблется в пределах 5%. Если учесть, что плотность твердой фазы не менее чем в 2,5 раза выше, чем рассола, то верхняя часть колонки (4,5 м) — это гель с менее чем 3% объема твердой фазы, присутствующей в рентгеноаморфном состоянии. На глубине 5,2 м содержание твердой фазы в осадке составляет 21,1%, а на глубине 6,1 м возрастает до 40%. В промежутке между 4,4 и 5,2 м находится граница между частями толщи с разными физико-механическими свойствами.

Постоянство состава ила и количественных соотношений твердой и жидкой фаз в верхней части на протяжении 4,5 м по разрезу, а также относительная резкость перехода между нею и нижней более плотной частью позволяют рассматривать последнюю как отстой более грубозернистого материала. Но в таком случае верхняя и нижняя части рудно-иловой толщи являются сопряженной осадочной системой. Граница между обеими частями отбивается по смене количества твердой и жидкой фаз в интервале глубин 4,4 — 5,2 м. Если бы рассматриваемый разрез состоял из последовательно накопленных тонких слоев с постепенно уменьшающимся возрастом вверх по разрезу, соотношение твердой и жидкой фаз смещалось бы постепенно или постепенно-ступенчато вниз по разрезу в пользу твердой фазы. Это соответствовало бы нормальному ходу обезвоживания при диагенезе разновозрастных горизонтов осадка. Наблюдаемое разделение колонки рудных илов на две части соответствует модели гравитационно-дифференцирующегося рудно-илового слоя, как сопряженной осадочной системы. Верхняя рентгеноаморфная часть вследствие своей более низкой плотности способна пропускать через себя крупные обломочные частицы. В эту верхнюю часть ила происходит выделение минералов железа, а также, возможно, меди и цинка из горячего рассола. Дифференцированное оседание рудно-минеральных соединений в нижний слой осуществляется по мере роста зерен или образования коллоидных сгустков большей плотности, чем вмещающий гель.

Модель гравитационного разделения подтверждается случаями аномального распределения результатов геохронологических определений по углеродному методу, выполненных В.Сэнксом и Д.Бишофом [47]. Стратоуровни, из которых экстрагирован валовый углерод, распределены в сводной колонке (табл. 2) рудоносных осадков впадины Атлантик-П. Колонка состоит из древнего, возрастом 13–24 тыс. лет, и молодого ритмично построенных рудоносных комплексов. Последователь-

Литогеохимическая характеристика рудных илов Атлантис-II [8, 47]

Мощность (среднее или пре- дельные значения), м	Литостратиграфические комплексы и фации		Средние значения абсолютного воз- раста по радиоугле- родным замерам в детрите, тыс. лет	Содержание органи- ческого углерода и сульфидной серы в твёрдой фазе, %		Изотопный состав серы сульфидной фракции $\delta^{34}\text{S}$, ‰
	комплексы	фации		углерод	серы	
3-4	Современный Аморфо-силикатный оксидный		-	-	-	+5
4	Верхний сульфидный		-	2	6	+4
1-11	Древний	Центральный оксидный	13	-	-	0; -30
2,5-4	Нижний сульфидный		17,7	3	8	+2
1,3-6	Детритовый	Верхний отдел	13,6	3,2	11	+10
		Нижний отдел	22,2	3	3,5	-30
Сульфат морской воды						
Сульфиды эвкениских условий						
Сульфиды стратиформных месторождений						
+5						
-30						
+20						

ность фаций в обоих комплексах сверху вниз: 1) оксидная железо-силикатная; 2) сульфидная; 3) обломочная. Однако в нижнем комплексе обломочная зона проявлена более отчетливо, в верхнем она хорошо выражена в юго-западной части впадины Атлантис-II. Определения возраста выполнены только для нижнего уплотненного ритма и главным образом для его обломочно-детритовой части. В разрезе последней мощностью от 1 до 6 м возраст варьирует от 20–25 в основании, до 11–14 тыс. лет в кровле.

По мнению В. Сэнкса и Д. Бишофа, прямая зависимость между возрастом и глубиной в обломочно-детритовой секции разреза может быть экстраполирована и в верхнюю часть разреза. Но такому простому закону противоречит существование в сульфидной фации нижнего ритма с возрастом моложе 13 тыс. лет вкрапленности карбонатов с возрастом 18 тыс. лет. Включения древнего углерода возрастом 18 тыс. лет можно объяснить механизмом одновременного накопления и гравитационного разделения двух сопряженных контактирующих слоев. В этом случае вследствие несовершенства процесса дифференциации и разной измельченности раковинного детрита возможно зависание его тончайшей относительно древней фракции в верхнем более аморфном дифференциате.

В разрезе скв. 127 максимум накопления цинка и меди смещен к низу по разрезу относительно максимума железа. Зона концентрации цинка и меди соответствует сульфидной фации Д. Бишофа [33], нижней сульфидной зоне В. Беккера и Г. Рихтера. Предпочтительную концентрацию сульфидов цинка и меди ниже зоны оксидов железа можно объяснить гипотезой гравитационной дифференциации.

Выделенная В. Беккером и Г. Рихтером верхняя сульфидная зона проявляет себя различно в разных участках впадины Атлантис-II. Она фиксируется в колонках скв. 128 и 127 и приходится на интервалы с очень низким содержанием твердой фазы — от 2,7 до 6%. Поэтому, несмотря на значительное содержание цинка и меди в твердой фазе (5% в скв. 128 и 7,55% в скв. 127), содержание суммы цинка и меди на общую массу осадка не превосходит 0,4 и 0,32% соответственно.

Иной тип концентрации цинка и меди выражен в колонке скв. 85 на глубине 1,2–1,6 м (см. табл. 1). Пик содержания этих металлов — 1,76% — совпадает с пиками массы твердой фазы, около 25,2%, и оксидов железа, около 10%. По своей структуре максимум в скв. 85 сходен с максимумом в скв. 127 на глубине 5,2–6,2 м. Весь разрез по скв. 85 следует рассматривать состоящим из двух примерно одинаково построенных ритмов. Пачка ила, разделяющая ритмы, в интервале глубин 1,8–3 м характеризуется вдвое и более меньшим содержанием твердой фазы (см. табл. 1). Строение разреза по скв. 85 показывает, что для рудных илов типично наличие двушленных ритмов. Верхняя часть ритмов аморфно-гелевая с содержанием интерстициального рассола около 90%, нижняя часть — осадок с содержанием твердой фазы около 20%.

В участках впадины Атлантис-II с наиболее концентрированными

накоплениями рудных илов имеются примеры одноритмового (скв. 127). Двуритмовый разрез следует объяснять эпизодическим локальным ростом интенсивности литогенной седиментации, закупорившей нижний ритм и создавшей консистированную систему для образования нового ритма.

Сернистые и кислородные минеральные формы в рудных илах

Признаки разреза рудных илов, описанные в предыдущем разделе, позволяют считать ныне существующую систему: горячий рассол + рудный ил – рудогенерирующей. Однако такое решение плохо согласуется с очень низкой концентрацией металлов в рассоле и в особенности с отсутствием свободного кислорода и сероводорода. Низкие концентрации компонентов ставят под сомнение возможность образования из рассола рудных осадков с содержанием цинка и меди до 10%. По мнению Д. Хаккета и Д. Бишофа, эти осадки относятся к ранней стадии эпизодического накопления рудных илов. Гипотеза гравитационной дифференциации снимает эти ограничения, поскольку она содержит объяснение высококонцентрированным накоплениям при условии медленного осаждения медь- и цинксодержащих минералов, происходящего одновременно с осаждением оксидов железа и литогенного материала. Подтверждением гипотезы могут быть рассматриваемые признаки современного осаждения соединений цветных металлов.

Во всех рудных скважинах впадины Атлантис-II прослеживается закономерность: содержание меди и цинка в сумме имеет тот же порядок, что и содержание суммы всех форм серы (см. табл. 1). Показатель вариации этих содержаний можно выразить как расхождение между отношениями $ZnO + CuO/S$ по анализам проб в колонках илов и нормативным оксидно-сульфидным отношением этого же вида, соответствующим теоретическим формулам ZnS и CuS . Нормативное отношение равно 2,5. Во всех скважинах в контурах впадины Атлантис-II, кроме скв. 84, прослеживается зависимость отношения $ZnO + CuO/S$ от глубины. Отношение $ZnO + CuO/S$ в верхней части колонок до глубины 1,2 – 2 м немного выше нормативного, в нижней – ниже нормативного (см. табл. 1). Это означает, что в верхней части колонок в твердой фазе существуют сульфиды и другие, возможно, карбонатные минеральные формы меди и цинка. В нижней части вероятность нахождения несulfидных форм этих металлов снижается до нуля. Направленность отклонения $ZnO + CuO/S$ от нормативного свидетельствует о необязательности первичного выделения цинка и меди из рассола только в виде сульфидов. Данный вывод подтверждается наличием во внешних частях впадины Атлантис-II (скв. 161) илов с очень низким содержанием серы, но относительно высоким содержанием одновременно железа, марганца, цинка и меди (см. табл. 1).

Особый тип соотношения серы и цветных металлов проявлены в скв. 84, находящейся в осевой части продольного трога впадины Атлан-

тис-II. Здесь на всем интервале отношение $ZnO + CuO/S$ гораздо ниже нормативного. Значительный избыток серы не обусловил накопление высоких концентраций цинка и меди, что характерно для соседних скважин на террасах трога.

Вариация $ZnO + CuO/S$ в основных рудных скважинах свидетельствует о повышении серосодержания с глубиной, но в пределах, контролируемых содержанием цинка и меди. В то же время практически вся масса накоплений железа представлена кислородными соединениями. Дисульфидные соединения железа носят примесный характер. Об особенностях сульфидного режима в илах Атлантис-II свидетельствует еще один факт. В твердой фазе проб илов всех скважин наблюдается неоднородная вариация отношения Fe_2O_3/FeO (см. табл. 1). При этом самые высокие значения приходится на участки максимальных запасов железа. Объяснение колебаний отношения Fe^{3+}/Fe^{2+} вызывает трудности. Но факт преимущественного накопления железа в илах в виде гетита свидетельствует об отсутствии или незначительной роли в нижней части илов сульфат-редукционного процесса и, следовательно, возможности перевода оксидов железа в сульфиды. Подтверждением этого служат данные Г.Ю. Бутузовой [5] о незначительной роли в рудных илах органического вещества (0,5%).

На вопрос о том, что служит источником сульфидной серы, необходимой для образования цинковых и медных сульфидов в илах, можно высказать следующее предположение. Как в настоящее время, так и раньше сероводород присутствовал в количествах едва ли достаточных для образования сульфидов меди и цинка как металлов, имеющих большее сродство с серой, чем железо. Присутствие в верхней зоне рудного ила цинка и меди в виде кислородных соединений является свидетельством дефицита сульфидной серы. Вероятно, сероводород практически сразу же, как только он поступал в рассол, расходовался на образование сульфидов. Это делает нереальным присутствие свободного сероводорода в илах. Источником сероводорода могла быть редукция сульфата рассола под влиянием $S_{орг}$, поступающего из наддонной водной среды, хотя и в малых количествах, в составе отмерших планктонных организмов. Таким образом, "дождь" мертвого планктона был причиной сульфат-редукции. Это количество $S_{орг}$ обеспечивало конвертирование в сульфидные соединения цинка и меди в центральной области Атлантис-II. За ее пределами тот же "дождь" должен побуждать конвертирование и железа из-за снижения цинка и меди в рассоле. Об этом свидетельствуют гранулометрические определения И. Каплана [33]. В илах за пределами впадины Атлантис-II среди сульфидов доминирует пирит. Данный тип относительного распределения сульфидов цветных металлов и пирита, и именно накопления преимущественно пирита по периферии вокруг центральных полиметаллических зон рудных залежей, имеет более четкие аналоги в ископаемых месторождениях, например в рудных залежах Жайремского рудного поля и в медистых песчаниках.

В илах осевой части трога впадины Атлантис-II в скв. 84, отноше-

ние $ZnO + CuO/S$ во всех пробах по скважине значительно ниже нормативного. Причина избыточного количества серы, превышающего норму для $ZnS + CuS$, связана, вероятно, с обогащенностью рудных илов ангидритом. По гранулометрическим анализам Д. Бишофа [33], в соседних скважинах (85 и 127) на террасах трога (см. рис. 2) ангидрита практически нет. В скв. 84 он зафиксирован в четырех пробах из шести. Таким образом, скв. 84 вскрывает участок повышенного накопления сульфатной серы в виде ангидрита.

В колонке скв. 84 отложения ангидрита находятся в осадках так называемой поздней фазы развития Красного моря [33] и, следовательно, формируются при тех геохимических соотношениях, которые характерны для настоящего времени. Но именно эти условия вряд ли благоприятны для простого осаждения сульфата кальция из пересыщенного рассола. По данным П. Брюера, Д. Спенсера [33] содержание иона SO_4^{2-} в термальных рассолах (2,26 г/кг в слое 44°C и 0,84 г/кг в слое 56°C) ниже, чем в морской воде (2,7 г/кг).

Более чем трехкратное снижение концентрации иона SO_4^{2-} в рассоле с температурой 56°C по сравнению с концентрацией в морской воде не может быть объяснено осаждением сульфата кальция, так как в интервале от 0 до 60°C растворимость $CaSO_4$ по Р. Холланду и С.Д. Малинину примерно одна и та же [8]. Содержание сульфат-иона в иловых интерстициальных растворах непостоянное. В скважинах, находящихся на рудоносной площади, оно колеблется около величины, характерной для слоя рассола с температурой 56°C. В скважинах вне термально-рассольных впадин или на возвышенностях внутри впадин, выше уровня горячих рассолов, концентрация сульфат-иона в иловых водах согласуется с содержанием в морской воде около 3,5 г/л. Эти зависимости свидетельствуют, что сульфат-ион поступает в рудный ил путем диффузии сверху, как в условиях обычного диагенеза морских илов.

Накопление серы в илах происходит в основном двумя способами. Одна часть сульфата серы редуцируется под влиянием $S_{орг}$ и отлагается в виде сульфидов, главным образом, меди и цинка. Другая часть может расходоваться на образование ангидрита. Согласно приведенным данным по растворимости сульфата кальция и в соответствии с работами Ю.М.Столярова и Л.Н.Овчинникова, осаждение ангидрита может произойти из слабokonцентрированных растворов при их подогревании выше 60°C. Возможно, участок скв. 84 в центре продольного трога является одним из мест поступления эндогенного тепла, что и послужило причиной избирательного накопления здесь ангидрита. К исходному заключению пришли ранее В.Сэнкс и Д.Бишоф [47], а затем Ю.В.Богданов и др. [19].

Описанные соотношения кислородных и сульфидных рудно-минеральных форм в илах впадины Атлантик-II свидетельствуют, что в течение всего периода накопления илов в рассольную систему не было поступления избыточных масс сероводорода. Такое поступление могло бы вызвать массовое конвертирование оксидов железа в пирит и образование руд колчеданного типа.

К числу признаков, детализирующих условия сульфидного рудообразования во впадине Атлантис-II, относится изотопный состав серы сульфидов. В. Сэнксом и Д. Бишофом [47] установлено бимодальное распределение $\delta^{34}\text{S}$, характеризующееся средними значениями: $+5\text{‰}$ и -30‰ (см. табл. 2). Эти значения соответствуют фациям разреза: -30‰ только в подстиляющем древнем детритовом слое (ДОР), $+5\text{‰}$ в сульфидных слоях (SU_1 и SU_2), а также и в детритовом. В детритовой фации сульфиды с $\delta^{34}\text{S} = -30\text{‰}$ находятся в пробах ила с наиболее низкой сульфидностью и повышенным содержанием $C_{\text{орг}}$ (см. табл. 2). Пробы из этой же фации с сульфидами с $\delta^{34}\text{S} = +5\text{‰}$ имеют то же соотношение сульфидности и $C_{\text{орг}}$, что и основные сульфидные слои. Для обоих этих слоев характерно колебание $C_{\text{орг}}$ около 2% от обессоленного твердого остатка с содержанием сульфидов около 9%.

Трактовка бимодальности $\delta^{34}\text{S}$ сульфидной серы при условии контрастного разделения мод должна исходить из двух механизмов сульфидоотложения (см. табл. 2). Оба механизма могут быть связаны с биогенным процессом редукции сульфата морской воды. Для моды $\delta^{34}\text{S} = -30\text{‰}$ необходимы эксинские условия. Здесь при сульфат-редукции без доступа кислорода и с избытком $C_{\text{орг}}$ более полно достигается константа биогенного фракционирования изотопов серы, соответствующая значению 1,065 по данным Х.Омото и Р. Роя [8]. Такой обстановке вполне отвечают некоторые горизонты детритовой фации с изотопным составом сульфидной серы $\delta^{34}\text{S} = -30\text{‰}$, содержанием $C_{\text{орг}}$ от 2 до 8% и низкой сульфидностью (3%). Основная масса сульфидов в рудных илах с модой $\delta^{34}\text{S} = +5\text{‰}$, высоким содержанием сульфидов и низким $C_{\text{орг}}$ (см. табл. 2) отложилась в условиях, не способствовавших глубокому фракционированию изотопов серы при редукции сульфата морской воды. Отклонение $\delta^{34}\text{S}$ в сульфидах от морского сульфата составляет в данном случае в среднем только 15‰ , тогда как для моды -30‰ это отклонение равно 50‰ . Согласно Х. Омото и Р. Рою [8] условия неглубокого фракционирования при температурах около 50°C контролируются высокой скоростью бактериальной сульфатредукции. При этом константа фракционирования снижается до 1,015.

Оптимальные условия для образования сульфидов с составом серы $\delta^{34}\text{S} = +5\text{‰}$ создаются в зоне перехода горячий рассол — морская среда, где температура изменяется от 60° до 24°C (снизу вверх). Содержание SO_4^{2-} в зоне перехода около 2,3 г/кг, тогда как в горячем рассоле оно падает до 0,84 г/кг. Концентрация солей также резко падает снизу вверх от 260 до 36 г/кг. Таким образом, по условиям солёности, температуры и снабжения сульфатом данный барьер наиболее оптимален для биогенной редукции сульфата.

По изотопному составу серы сульфидные рудные илы впадины Атлантис-II принадлежат к тому же ряду, что и руды крупнейших месторождений меди, свинца и цинка в осадочных отложениях (см. табл. 2).

Значение $\delta^{34}\text{S}$ в этом ряду варьирует от среднего значения (для морской воды) $+20\text{‰}$ до -10‰ . В соответствии с моделью Х. Омото и Р.Роя [8] такой изотопный состав серы может быть получен биогенным и неорганическим восстановлением морского сульфата. Почти во всех частных случаях, кроме эвксинских условий, в процессе редукции морского сульфата $\delta^{34}\text{S}$ смещается в интервал $+10\text{‰} - -10\text{‰}$. В этом интервале находится также сера мантийного источника. Конвергентность изотопных отношений серы не позволяет использовать $\delta^{34}\text{S}$ в отдельности от геологических данных как маркер генетических обстановок.

*Модель биотермального осаждения сульфидных руд
в рассольных впадинах морского дна*

Полиметаллические илы Красного моря следует рассматривать как один из представителей известково-глинистого генетического класса полиметаллических гидротермально-осадочных месторождений, более детально изученных на примере ископаемых аналогов. Эти месторождения имеют следующие генетические особенности.

1. Относительно малая скорость накопления рудного материала. Она имеет примерно тот же порядок, что и скорость осаждения литогенного материала. Время накопления верхнего рудно-илового слоя во впадине Атлантис-II равно минимум 7000 лет, максимум 13 000 лет. На Жайремском месторождении этого же генетического класса насчитывается около 90 рудно-породных ритмов мощностью в среднем 80 см каждый. При удалении влаги из рудных илов впадины Атлантис-II мощность их во многих местах окажется близкой к этой величине. Время накопления отдельного ритма на Жайреме равно примерно 7000 лет [29].

2. Накопление сульфидной серы в условиях дефицита объясняется ассоциированностью полиметаллического сульфидного и оксидного железо-марганцевого оруденения. Причина дефицита сульфидной серы — это, прежде всего, низкая концентрация $\text{C}_{\text{орг}}$ на контакте рудоносного рассола и морской среды и отсутствие эндогенного сероводорода.

3. Дифференциация ила при осаждении как фактор образования концентрированных рудных слоев и зональное распределение рудных компонентов по латерали. Форма и порядок распределения зон внутри рудных залежей контролируются выходами гидротермальных растворов и элементами рельефа дна моря.

Как показано в предыдущих разделах, хлоридный донный рассол впадины Атлантис-II следует рассматривать как рудогенерирующий. Коэффициент концентрации меди и цинка в нем по отношению к кларкам в морской воде равен соответственно 70 и 1400, повышение общей солености характеризуется коэффициентом 7,2. Рассолы с подобной соленостью и концентрацией металлов имеют распространение в экзогенной оболочке, в том числе и в открытых бассейнах. К последним относится и Мертвое море, где, как и во впадине Атлантис-II, соленость в 7,5 раза превышает соленость океана, но коэффициенты концентрации

меди и цинка здесь выше, чем в рассоле впадины Атлантис-II, и равны соответственно 400 и 4000. Эти данные свидетельствуют, что концентрация металлов в горячем рассоле впадины Атлантис-II не достигает насыщения. При близкой общей солёности концентрация меди в Мертвом море в 6 раз, а цинка в 2,5 раза выше, хотя осаждение полиметаллических руд здесь не установлено.

Рудогенерирующая система впадины Атлантис-II сформировалась таким образом, что в ней преодолевается два ограничения для осадочного накопления цинково-медных сульфидных руд. Первое — разубоживание сульфидных осадков вследствие одновременного осаждения гидроксидов железа, глинистого материала, карбонатного детрита, кремнезема. Второе — невысокая, ниже предела насыщения, концентрация хлоридов металлов и очень малое, почти не обнаруживаемое анализами содержание сероводорода и свободного кислорода в рассолах.

Первое ограничение снимается в соответствии с гравитационной дифференциацией иловой толщи. Механизм выделения сульфидов цинка и меди из хлоридного рассола может быть разработан на основе анализов гидрографических проб, опубликованных Р. Бруксом и др. [33]. Анализы (табл. 3) характеризуют распределение цинка, меди, железа, марганца и других компонентов в разрезе горячего рассола впадины Атлантис-II по линиям, примерно совпадающим с линиями скважин, пересекающих рудные илы. На рис. 2 показано распределение цинка, железа и марганца в рассоле.

Как отмечалось, между легкими и тяжелыми рассолами на глубине примерно 2040 м есть четкая граница. Железо и марганец удивительно одинаково ведут себя в слое тяжелого рассола ($t = 50^{\circ}\text{C}$). Их количество здесь примерно равно (около 90 млн^{-1}) и постоянно по вертикали (см. табл. 3). В продольном направлении от скв. 715 к скв. 727 (рис. 2, а) устанавливается слабое уменьшение концентрации Fe и Mn. В вышележащих слоях легкого рассола поведение железа и марганца резко различается. На границе между тяжелым и легким рассолом содержание железа ступенчато падает от 90 млн^{-1} до $1-1,5 \text{ млн}^{-1}$. Это совпадает с границей, ниже которой исчезает кислород [30]. Выше, до границы с морской водой, количество железа последовательно снижается до $0,01 \text{ млн}^{-1}$. Содержание марганца на той же границе существенно не меняется (табл. 1). Его количество снижается только в переходной зоне около границы термального рассола с морской водой. Величина интервала между верхними границами высоких содержаний марганца и железа равна примерно 40 м.

Совпадение концентраций железа и марганца в тяжелом рассоле требует объяснения, так как в рудном осадке отношение Fe/Mn обычно не ниже 15–20, и, следовательно, из этих двух элементов осаждается практически только железо. Вопрос состоит в том, каким образом в системе рассол — рудный ил обеспечивается динамическое равновесие, характеризующееся равными значениями концентраций железа и марганца в тяжелом рассоле, при условии достаточно интенсивного осаждения

Состав термального рассола впадины Атлантик-II [33]

Сква- жины	Глубина от поверхности моря, м	Темпера- тура, °С	Соленость, ‰	Содержание, г/т		
				Zn	Fe	Mn
1	2	3	4	5	6	7
727	1990	23,02	41,72	0,06	0,01	1
	2010	—	66,72	2,02	0,02	78
	2020	—	130,36	2,33	0,76	78
	2030	—	150,06	2,02	0,85	77
	2040	44,26	150,54	2,83	1,18	80
	2050	—	318,56	5,10	88,0	87
	2065	—	318,56	5,90	97,0	90
	2075	56,49	318,56	5,94	90,0	86
722	2001	27,93	48,0	0,82	0,44	6
	2016	—	150,36	4,66	0,75	80
	2035	—	150,72	2,33	0,8	80
	2055	—	318,45	4,66	87,0	83
	2075	—	319,77	6,55	90,0	84
	2081	—	—	4,80	93,0	84
726	1990	22,98	41,68	0,15	0,04	1
	2010	33,48	61,92	1,70	0,02	14
	2020	—	149,88	11,03	2,75	77
	2025	—	150,90	8,06	2,47	78
	2030	—	151,26	4,98	2,83	78
	2035	—	150,18	3,46	2,17	78
	2040	—	150,36	4,41	2,94	78
	2045	—	150,72	3,15	3,73	80
	2050	56,43	317,13	9,14	87,0	87
	726	2055	—	319,69	8,38	88,0
2060		—	319,44	9,53	88,0	87
2065		—	317,12	7,82	85,0	84
2075		—	316,47	10,40	83,0	83
2085		—	318,78	9,95	90,0	84
715	1993	23,56	—	0,90	0,08	1
	2008	30,8	—	3,60	0,12	19
	2023	30,8	—	6,12	1,05	84
	2038	44,61	—	4,68	1,50	81
	2053	—	—	8,82	92,0	90
	2068	56,52	315,92	7,92	97,0	90
	2083	—	318,78	7,92	97,0	93
	2098	56,55	320,38	7,65	93,0	93
	2113	—	318,78	8,82	95,0	90
	2128	—	319,55	7,92	93,0	90
	2143	—	318,78	6,66	95,0	90
	2158	—	317,79	7,20	93,0	90
	2173	—	319,11	7,65	107,0	100

оксидов железа на дне рассольного озера. Доказательствами разгрузки железа именно таким путем являются данные по состоянию и составу илов, изложенные в предыдущих разделах, а также факт смещения нормальных для тяжелых рассолов содержания марганца вверх в зону лег-

кого рассола (см. рис. 2, табл. 3). Как упоминалось, интервал смещения равен примерно 40 м. Резкое падение концентрации железа в этом интервале почти до кларкового содержания в морской воде можно объяснить осаждением железа. Альтернативой осаждения может быть диффузия в морскую воду, но она захватывала бы оба металла одновременно. Причина избирательного осаждения железа заключается в окислении иона Fe^{2+} и образовании практически нерастворимых гидроксидов на границе тяжелого и легкого рассолов. Окисление происходило в условиях дефицита кислорода и почти не затрагивало хлорид марганца. Последний окислялся выше, начиная примерно с изобаты 2020 м. Но вследствие того, что растворимость оксидов марганца на четыре порядка выше, чем оксидов железа, ионы марганца в основном диффундировали в морскую среду. Снижение концентрации марганца кверху в переходном слое рассола носит постепенный характер, что подтверждает в основном диффузионный способ выноса марганца из рассола в морскую среду.

Одна и та же величина концентраций железа и марганца в тяжелом рассоле при одновременном осаждении железа в иле и расщеплении марганца в морской среде объясняется тем, что содержание обоих металлов задается внешним источником, питающим рассол. Расположение фронтальной зоны окисления хлорида железа примерно на 40 м ниже зоны окисления хлорида марганца следует рассматривать как проявление дифференциальной миграции ионов различных металлов. Отсюда следует, что ореолы высоких концентраций некоторых металлов могут выходить за пределы тяжелого рассола, что и доказывается на примере марганца. Тем самым создается предпосылка для образования отдельных рудных минералов в зоне выше границы тяжелого рассола как непосредственно от источника рудных компонентов.

Цинк подобно марганцу также активно диффундирует за пределы тяжелого рассола (см. рис. 2). В тяжелом рассоле концентрация цинка равна $5-9 \text{ млн}^{-1}$ (см. табл. 3). Выше в легком рассоле содержание цинка, неравномерно изменяясь, снижается до кларка морской воды. По латерали наблюдается тенденция постепенного снижения концентрации от троговой зоны к периферийным выложенным областям впадины Атлантис-II в среднем от 8 до 5 млн^{-1} . Вариации содержания цинка показаны на графике изолиний (см. рис. 2). Самые высокие концентрации ($7-10 \text{ млн}^{-1}$) проявлены только в троге и на его террасах. Граница 5 млн^{-1} прослеживается на всей площади Атлантис-II, но в периферийных пологих областях она на 10-15 м ниже границы тяжелый - легкий рассол, в троговой зоне на 25-15 м выше, и таким образом пересекает различные уровни рассольного озера.

Проникновение ореолов высокой концентрации цинка в область легкого рассола позволяет предположить, что образование нерастворимых сульфидных соединений этого металла происходит не в зоне тяжелого рассола, как считается в отдельных работах, а в более верхней зоне, граничащей с морской водой. Д. Бишоф [33] указывает, что среда непо-

средственно выше рассола с температурой 44°C содержит сульфат-редуцирующие бактерии, перерабатывающие $C_{орг}$ отмершего планктона. Распределение солености и температуры по гидрографическим пробам свидетельствует о постепенном переходе от термального рассола к морской среде (см. табл. 1). Так, по скв. 715 температура между изобатами 1990–2040 м сохраняется около 30°C. В скв. 718 в этом интервале соленость также низка (43–55‰). Таким образом, граница между морской и термальной рассольной системами не резкая. Зону смещения хлоридных бескислородных термальных рассолов и кислороднасыщенной морской воды следует рассматривать как зону сульфат-редукции и генерации сульфидов цинка и меди. Одним из продуктов биогенной сульфат-редукции является также углекислота. Не исключено, что в этой зоне некоторая часть цинка и меди переходит в твердую фазу в виде карбоната. Такое заключение было сделано в данной книге при анализе соотношений сернистых и кислородных рудных минералов в илах. Общие особенности рудогенерирующей системы Атлантис-II состоят в следующем.

1. Рудно-иловая залежь впадины Атлантис-II характеризуется зональным концентрическим распределением накоплений рудных компонентов (от центральной к внешней зоне): железомедно-цинковая, богатая медно-цинковая, бедная медно-цинковая, железомарганцевая. Размещение зон контролируется продольным трогом, к которому приурочены основные запасы железокислотных и сульфидных полиметаллических руд. В осевой части трогом распространены ангидрит, фиксирующий термально активные точки впадины. Генетически зональность определяется как фациальная.

2. По физико-механическим свойствам разрез иловой залежи делится на две части: верхнюю – рентгеноаморфную гелевую с влажностью 90–95% и нижнюю – зернистую с влажностью 80% и менее. Данный тип разделения соответствует модели гравитационной дифференцирующей рудно-иловой толщи. Гравитационная дифференциация обуславливает предпочтительную концентрацию гетита, сульфидов меди и цинка в нижней части разреза.

3. Прямая зависимость между содержанием серы и суммы цинк + медь при некотором снижении отношения $ZnO + CuO/S$ сверху вниз по разрезу рудного ила позволяет выделить систему морская вода – горячий рассол – рудный ил сульфидгенерирующий. Один из ее признаков – очень низкая сернистость. В условиях дефицита сульфидной серы из трех главных рудных компонентов – железа, меди и цинка – только два последних осаждались в сульфидной форме. Низкая сернистость на осадочной стадии в сочетании с гравитационным разделением осадка, вероятно, играет решающую роль в образовании существенно сульфидных слоев с высокой концентрацией цветных металлов.

4. Горячий рассол впадины Атлантис-II по общей солености и концентрации меди, цинка и других металлов является аналогом многих подземных и открытых рассольных скоплений, в том числе рассолов

Мертвого моря. Содержание меди и цинка в рассоле Атлантис-II на порядок ниже, чем в Мертвом море. Следовательно, рассол впадины Атлантис-II вполне стабилен как хлоридный раствор с его высокой ионной силой. Хемогенное в своей основе осаждение сульфидов осуществляется вследствие дифференциальной диффузии ионов меди и цинка в переходную зону выше границы тяжелого рассола с температурой 56°C. В этой зоне отмечены сульфат-редуцирующие бактерии, что и обуславливает осаждение сульфидов.

5. Предложенная модель осаждения и дифференциации рудных илов объясняет накопление высококонцентрированных медно-цинковых сульфидных руд из химически стабильного хлоридного рассола. Сульфиды образуются в барьерной зоне между рудоносным рассолом и морской средой. Дифференциация осадочного материала и обособление при этом сульфидных слоев осуществляется путем отстоя ила.

Механизм гравитационной дифференциации рудных илов может быть распространен на ископаемые стратиформные рудные залежи в глинистых и известково-глинистых толщах, в особенности на залежи с высоким содержанием и неравномерным распределением меди, цинка и свинца. Пример рудных илов впадин Атлантис-II показывает, что латеральная зональность рудных залежей и неоднородность распределения металлов в вертикальном разрезе формируется еще в осадочную стадию.

*Гидролизно-реакционная осадочно-метасоматическая
концентрация сульфидных руд*

Обоснованием осадочно-метасоматической модели сульфидного рудообразования являются известные по работам В.И. Смирнова, Т.Я. Гончаровой, Н.И. Еремича, М.Б. Бородаевской, Г.А. Твалчрелидзе, А.И. Кривцова, Т. Сато, Т. Ватанабе, Р. Ларджа, В.В. Попова, А.Г. Твалчрелидзе, Д. Сангстера и других геолого-геохимические параметры колчеданных месторождений, ассоциированных с вулканогенно-осадочными базальтоидными толщами. Рудные залежи состоят из универсальной двучленной последовательности: сульфидсодержащих метасоматитов внизу и согласно осадочного, по преимущественному типу концентрации, сульфидного тела вверху (рис. 3). В составе метасоматитов главную роль играет кварц-серицитовая фация. Эпизодически отмечаются ангидритовая и гипсовая минерализация. Залежь слошных руд вверх по разрезу дифференцирована на серные, медистые и свинцово-цинковые руды. Общая мощность комбинированных залежей меняется от первых десятков до первых сотен метров, при этом мощность зон внутри залежей прогрессивно снижается от нижних к верхним. Определяющее значение при разработке модели концентрации колчеданных залежей вулканогенно-осадочных толщ имеют следующие генетические посылки: 1) образование руд на фронте встречи гидротермальных рудоносных растворов и морской среды; 2) зональность рудных тел, контролируемая этим фронтом; 3) комплексный ассоциированный характер рудоносного раствора.

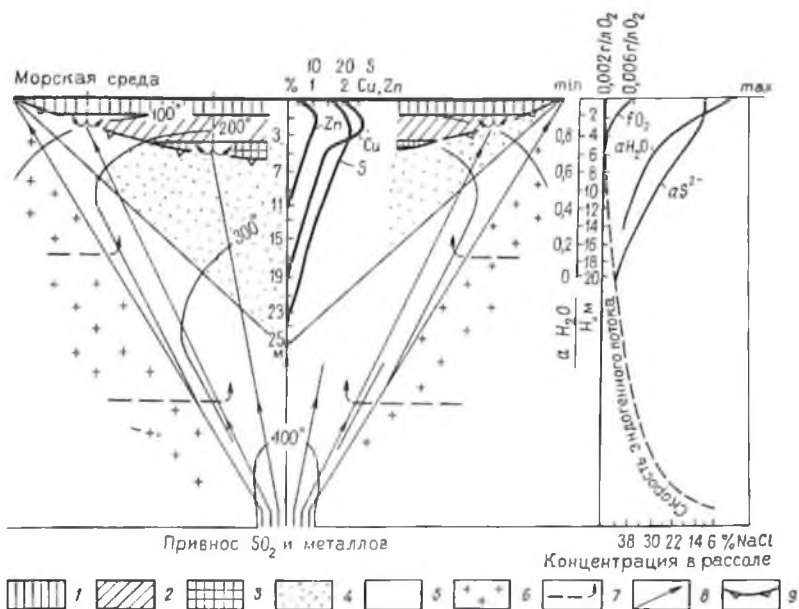


Рис. 3. Термохимические параметры рудогенерирующей гидролизно-реакционной осадочно-метасоматической колчеданно-полиметаллической системы в вулканических породах.

Распределение серы, меди и цинка приведено для разреза полигенной колчеданной залежи урупского типа (Северный Кавказ). 1-3 - руды (1 - сплошные медно-цинковые, 2 - сплошные медные, 3 - сплошные серно-колчеданые); 4 - пиритизированные метасоматиты; 5 - хлоритизированные породы с реликтовой ангидритовой минерализацией в палеозойских месторождениях и гипс-ангидритовой - в миоценовых; 6 - риолиты и другие породы вулканического комплекса; 7 - направление потоков морской воды, подпитывающих систему; 8 - схема развертки эндогенного рудоносного потока в зоне приповерхностного разуплотнения; 9 - нисходящее реакционное смещение фронта сплошных руд. Справа на схеме показаны тренды активности кислорода (fO_2), сульфидной серы (αS^{2-}) и воды (αH_2O) в реакционной колонке

Геологические данные, опубликованные к настоящему времени, однозначно определяют обстановку накопления месторождений типа Куроко на фронте разгрузки колонны гидротермального рудоносного потока в морскую среду. Температура сульфидообразования в разрезе рудных залежей изменяется от 350° в нижней до 40° С в верхней зоне [4, 11, 35, 37]. Разрез рудных залежей определяется как генетически сопряженное сочетание руд, осаденных в открытом пространстве на границе толща - морская среда, и руд, отложенных при метасоматической переработке пород почвы. В динамической модели все составные части разреза залежи представляют собой изохронно функционирующую систему, сульфидная масса которой возрастает, по крайней мере, тремя способа-

ми: метасоматическим в породах почвы, осадочным и метасоматической переработкой осадка на границе осадок — море. Последний благодаря максимальному накоплению сульфидов на границе с морской средой выделяется как один из факторов, определяющих сульфидообразование.

Гидродинамическая структура модели следующая (см. рис. 3). Эндогенный поток, питающий модель, рассматривается как поток сфокусированного типа. Около нижнего окончания метасоматической колонки он раскрывается во фронтальный поток в виде расширяющейся вверх воронки. Морфологическая трансформация потока наследуется также в воронкообразной форме тел метасоматитов. Трансформация происходит при выходе потока в околоповерхностную разуплотненную зону с повышенной проницаемостью пород. Горизонтально-слоистая структура верхней части разреза колчеданных залежей объясняется медленно фильтрующимся характером разгрузки гидротермального потока на широкой площади морского дна. Проникновение кислородсодержащего морского рассола в почву рудной залежи возможно вследствие захвата эндогенным потоком поровых вод из прилегающих осадков, а также прямого проникновения сверху. Конвекционная система создается вовлечением морского рассола в гидротермальную систему с площадей вне области разгрузки (см. рис. 3). Вовлечение будет тем более эффективно, чем выше энергия восходящего потока. Это, в свою очередь, определяется структурой зоны истечения. Наилучшие условия конвекции будут в основании рудной колонки при выходе "кинжального" эндогенного потока в зону разрыхления. Падение интенсивности конвекции вниз и вверх определяется структурными факторами среды. Книзу среда будет более уплотненной и менее водоносной. Кверху нарастающее разрыхление вызовет прогрессивный рост сечения потока и вследствие этого ослабление потока вод из боковых осадков.

Полная рудная зональность колчеданных залежей вулканогенных толщ, кроме основных зон (снизу вверх): силикатно-пиритной, медно-колчеданной и колчеданно-полиметаллической, включает также тела гипсовых и гипс-ангидритовых бессульфидных метасоматитов. Ю. Столярковым гинотенные проявления ангидрита установлены в колчеданных месторождениях от раннего палеозоя до миоцена включительно. В рудных залежах сульфат-кальциевая зона занимает самое нижнее, а также внешнее фланговое положения. На миоценовых месторождениях Японии [11] сульфатные метасоматиты локализируются на тех же гипсометрических уровнях, что и прожилково-вкрапленные силикатно-сульфидные метасоматиты лежачего бока, но распределены в виде кольцевого обрамления вокруг корневого столба метасоматитов. Таким образом, в общей комбинированной схеме месторождений типа Куроко кальцит-сульфатные тела формируют чашеобразную зону, служащую одновременно фланговым и нижним ограничением рудного комплекса.

Термобарические характеристики рассматриваемого типа рудообразования не имеют каких-либо единичных критических значений [4, 35, 37]. Отложение главной массы сульфидов на разделе осадок — вода до-

казывает, что литостатическая составляющая давления не влияет на модель отложения. Колебания гидростатического давления от первых десятков до сотен гектопаскалей доказываются образованием современных и миоценовых месторождений на глубинах моря от 200 м до 4 км. Температура рудоотложения, как отмечалось, варьирует от 50° до 350°. Сочетание в узком (в первые десятки метров) разрезе месторождений одних и тех же сульфидов с широким диапазоном температуры образования свидетельствует о высоком температурном градиенте в зоне рудообразования, вероятно, до нескольких градусов на 1 м. Общая причина высокого градиента — отдача тепла в морскую среду, конкретная — состоит в ослаблении восходящего гидротермального потока в близповерхностной зоне разрыхления вследствие трансформации его сечения. Структура термического поля (см. рис. 3) в зоне рудообразования характеризуется резким перегибом высокотемпературных изотерм в корневой части потока и пологокупольной конфигурацией низкотемпературных изотерм в самой верхней части. Такая структура связана с изменением формы эндогенного потока растворов, играющего роль теплоносителя.

В предлагаемой модели концентрации оруденения снижение скорости рудоносного потока в зоне выхода на морское дно используется для объяснения поэтажного распределения реакционных систем в разрезе (см. рис. 3). Эти системы делятся на две группы — активационную — нижнюю и сульфидообразующую — верхнюю. Вследствие снижения скорости потока активационная и сульфидообразующая системы в разрезе могут быть смещены относительно друг друга снизу вверх. Нижняя, активационная, система проявляется как зона преобразования эндогенного ассоциированного, комплексного по В.И. Смирнову [32], рудоносного раствора вследствие разбавления при смешении с водами среды, снижения температуры и скорости потока. Верхняя, сульфидообразующая, система выражена зонами метасоматического и осадочного сульфидного отложения. Нижние зоны характеризуются слабым взаимодействием растворов и среды, выражающимся выщелачиванием слабых оснований (CaO, MgO, FeO). Новообразованием в этих зонах является ангидрит, который вследствие последующего снижения температуры может почти полностью выщелачиваться. Верхние зоны метасоматической и осадочной концентрации сульфидов локализованы в контактной области потока и морской среды, характеризующейся резким падением температуры и возрастанием реакционной способности раствора вследствие разбавления и гидролиза.

К числу главных геохимических факторов колчеданного рудообразования следует отнести механизм обеспечения процесса сульфидной серой. Среди продуктов вулканических эксгалляций присутствуют различные формы серы, в том числе сероводород. Однако последний не может считаться сколь-либо значимой формой для рудоносных эндогенных растворов по двум причинам. Сероводород является осадителем халькофильных металлов из растворов, прежде всего из хлоридных солей.

Поэтому присутствие сероводорода в рудоносной системе до поступления гидротерм в зону сульфидного отложения следует исключить. Г. Холландом, Ю.М. Столяровым, Л.Н. Овчинниковым, С.Д. Малининым и другими в качестве главной формы серы в эндогенных гидротермальных системах предполагается SO_2 . При анализе колчеданного рудообразования эта форма и должна браться в расчет как исходная форма серы, приносимой из источника.

Как уже отмечалось, колонка колчеданных залежей вулканогенных толщ образована двумя генетическими типами оруденения — сульфидно-силикатным гидротермально-метасоматическим и сплошным сульфидным осадочно-метасоматическим. Гидротермально-метасоматический тип служит подушкой для осадочных руд. Объем подушки варьирует и может в несколько раз превышать или, наоборот, быть меньше объема залежей сплошных руд. Независимо от этого, основная масса сульфидов многих месторождений концентрируется в головной контактной части рудоносной колонки растворов. Рассматриваемые две зоны разреза залежи, взаимосопряженные хронологически и геохимически, функционально определяются как реакционная нижняя и аккумулятивная верхняя зоны. Это позволяет считать, что до вступления гидротермального рудоносного потока в реакционную зону он оставался в общем инертной системой равновесной со средой.

Двучленная структура реакционной зоны маркируется по двум формам серной минерализации — сульфатной и сульфидной. В нижней — осевой и фланговых частях в реакционной зоне отмечаются прерывистые выделения малоустойчивой ангидритовой и гипсовой минерализации, без или с рассеянными сульфидами. Верхняя часть реакционной зоны содержит прожилково-вкрапленную сульфидную минерализацию, интенсивность которой лавинно возрастает кверху и достигает максимума у подошвы залежей сплошных сульфидных руд (см. рис. 3). Присутствие на нижних этажах колчеданных месторождений прерывистой ангидритовой минерализации связано с ранней стадией преобразования рудоносного потока и повышения в нем концентрации SO_4^{2-} . Выделение последнего возможно, согласно Г. Холланду [8], при охлаждении эндогенных SO_2 -содержащих гидротермальных растворов и происходит по реакции: $4\text{SO}_2 + 4\text{H}_2\text{O} = 3\text{H}_2\text{S} + \text{H}_2\text{SO}_4$. Два других аналога этой реакции были исследованы и описаны в 1964 году А. Эллисом и У. Мэзном:



Обе реакции протекают при температурах 200–300°C, что соответствует температурам колчеданного рудообразования. Все отмеченные реакции относятся к реакциям гидролиза. Их проявлению в зоне разгрузки рудоносного потока способствует диссоциация солей, прежде всего связанная с разбавлением эндогенного раствора. В процессе реакции сульфид-

ион образуется по схемам: $4S^{4+} \rightarrow S^{2-} + 3S^{6+}$; $4S^0 \rightarrow 3S^{2-} + S^{6+}$. Особенность реакций гидролиза — образование пары соединений типа сильной и слабой кислоты или комбинации кислоты и щелочи. В рассмотренных случаях результатом гидролиза являются слабая сероводородная и сильная серная кислоты.

Механизм снабжения колчеданообразующего процесса сульфидной серой, основанный на гидролизном преобразовании эндогенного диоксида серы, позволяет объяснить главную особенность строения рассматриваемой группы месторождений и именно двучленную структуру разреза комбинированных колчеданных залежей, состоящих из сплошных сульфидных руд вверху и сульфидно-силикатных внизу. Соотношение обоих типов оруденения детально исследовалось на Урупском месторождении. Его простым выражением служит график распределения серы в поперечном разрезе (см. рис. 3), полученный обобщением около 500 частных графиков сквозных пересечений рудной залежи выработками и скважинами. Статистически обоснованный верхний раздел разреза имеет мощность 6 м, нижний — 20 м. Еще ниже сульфидная минерализация практически отсутствует. Переход между сплошными и вкрапленными рудами является постепенным. Минералы, формирующие рудную массу в сплошных рудах, представлены пиритом (50%), халькопиритом (6%) сфалеритом (6%) и кварцем (38%). Минеральный состав сульфидно-силикатной части варьирует от кварц (50%)-пиритового (50%) в верхней до кварц-серицит-пиритового (пирит 10%) в средней и слабо пиритизированного альбит-кварц-серицитового риолита в нижней частях разреза.

Постепенный переход между сплошной и вкрапленно-прожилковой зонами рудной залежи и кварц-сульфидный состав той и другой в контактной зоне, позволяют выдвинуть предположение о приращении мощности зоны сплошных руд вследствие реакционного опускания ее нижней границы. Опускание выступает как процесс, связанный с нарастающей кверху гидротермально-метасоматической переработкой риолитов почвы и достижении на самых верхних горизонтах колонны полной переработки этих пород. При этом зона полной переработки смещается книзу. Постепенность затухания сульфидной минерализации и интенсивности выщелачивания литогенных компонентов на глубину служит достаточным обоснованием данной модели.

Падение количества сульфидной минерализации и степени переработки риолитов почти до нуля на интервале разреза всего лишь в 25 м является показателем резкого нарастания реакционной способности растворов кверху на этом же интервале. Это однозначно свидетельствует, во-первых, о привязке реакционной сульфидообразующей зоны к разделу морская среда — вулканы дна и, во-вторых, о реализации реакций интенсивного сульфидоотложения в этом сравнительно небольшом интервале разреза. Последняя особенность обеспечивалась также замедленным характером восходящего движения растворов.

Противоречивость геохимической обстановки рудообразования сос-

тоит в том, что при сульфидном метасоматозе риолита в зоне контакта его с морской средой, одновременно происходит отложение сульфидов и выщелачивание труднорастворимых литокомпонентов, в частности глинозема. Для отложения сульфидов необходимо присутствие сульфидной серы как продукта диссоциации слабой сероводородной кислоты. Выщелачивание труднорастворимых литокомпонентов можно связывать с воздействием серной кислоты. Одновременное присутствие в растворе обеих форм серы может быть объяснено на основе приведенных реакций гидролиза двуоксида серы, а также ее элементарной и тиосульфатной форм. Именно реакции этого типа обуславливают одновременное образование слабой сульфидообразующей сероводородной и сильной активно выщелачивающей серной кислот.

Изложенная гидролизно-реакционная модель концентрации руд в комбинированных колчеданных залежах объясняет минералого-геохимические особенности сложных многоярусных колчеданных месторождений. В этих месторождениях (Касаргинское – Южный Урал, Озерное – Бурятия и др.) рудные залежи локализованы на нескольких стратопорывах, по типу этажерки, над единой зоной силикатно-пиритных метасоматитов. Расстояние между рудными горизонтами достигает 200 м. М.Б.Бородаевской и А.И. Кривцовым [13, 40] показано, что каждая согласная залежь в "этажерке" может иметь одну и ту же рудную зональность с тенденцией обогащения всякого бока медью и цинком. Образование многоярусных месторождений связано с повторными циклами гидротермально-осадочного рудоотложения над единым рудоподводящим каналом. Однотипность зональности и структурно-минералогических признаков у залежей разных возрастных циклов, но латерально совмещенных, соответствует представлению о химически инертном ассоциированном состоянии рудоносного раствора. Активация раствора и рудообразование привязаны к границе толща – морская среда. В соответствии с этой моделью переработка ранее образованных рудных залежей в многоярусных месторождениях будет осуществляться при условии их неглубокого залегания в разрезе. Если залежи предшествующего цикла отделены от раздела породы – море мощной, в сотни метров, толщей, то рудоносные растворы нового гидротермально-осадочного цикла проявят себя в них вполне инертно.

Глава 2

ЛОКАЛЬНЫЙ СТРУКТУРНЫЙ КОНТРОЛЬ ГИДРОТЕРМАЛЬНО-ДИАГЕНЕТИЧЕСКОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Все факторы диагенетической концентрации оруденения объединяются в две группы: 1) реакционно-химическую и 2) структурного преобразования. Максимумы проявления каждой группы факторов разобщены

по времени. Реакционно-химические смещены в начальную область диагенеза, так как существенно связаны с взаимодействием иловых и морских вод в зоне влияния границы осадок — вода. Структурные преобразования обусловлены уплотнением осадков в связи с погружением бассейна и ростом литостатического давления и температуры. Уплотнение развивается позже стадии повышенной реакционно-химической активности. Соответственно максимумам обоих механизмов проявляются два генетических типа оруденения: реакционно-химическое и структурного уплотнения.

Причиной стадийности и разнотипности продуктов диагенетической концентрации и мобилизма оруденения является эволюция гидродинамической структуры потоков разгружающихся интерстициальных вод бассейновых осадков по мере погружения последних. Ранняя стадия проявляется в свежесожденных илах в связи с фронтальной вертикально направленной разгрузкой иловых вод по площади бассейна. Определяющую роль при концентрации оруденения на этой стадии играют как химические, в том числе биологические, процессы в илах, так и процессы дифференцированного уплотнения. В дальнейшем из-за неравномерности литификации и связанного с этим горизонтально-слоистого экранирования, направление разгрузки иловых вод переориентируется на комбинированное горизонтально-восходящее, и разгрузка смещается к периферии бассейнов. При этом вначале структура потоков преимущественно двумерная, в плоскости проводящих слоев, так как открыты многочисленные направления истечения. Позже, в условиях больших глубин происходит фокусирование потоков и циркуляция их по растворопроводящим канальным системам с ограниченным сечением. Принципиально новые дистальные относительно оруденения-источника диагенетические месторождения формируются в связи с самым поздним периодом направленной разгрузки, тогда как в раннюю стадию диагенеза осуществляется перераспределение металлов и образование более концентрированного оруденения внутри рудных залежей осадочной стадии рудогенеза.

Раннедиагенетическая концентрация и структурно-прогнозные схемы месторождений типа Жайрем и Маунт-Айза

Раннедиагенетическое преобразование осажженных рудных илов проявляется как раскристаллизация рудо- и литокомпонентов без их перемещения или с перемещением различной интенсивности. Во втором случае возможна повторная концентрация оруденения в новых центрах локализации, что и определяется как раннедиагенетическое регенерационное рудообразование. Этот тип рудообразования, играющий важную промышленную роль, выделен и описывается на примере Жайремского полиметаллического месторождения.

Здесь типичная рудная залежь представляет собой структурно-ком-

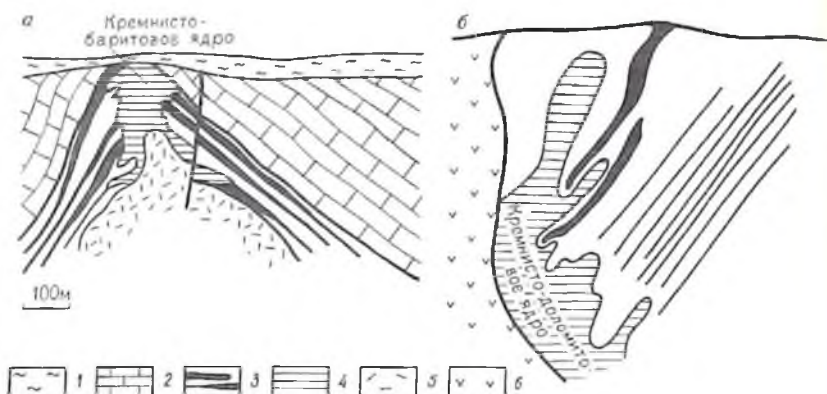


Рис. 4. Комбинированный слоисто-блоковый тип полиметаллических месторождений в углеродистых карбонатно-глинистых толщах (а – Жайрем, б – Маунт-Айза). По данным А.А. Рожнова, В.А. Лыткина, Т. Финлюу-Батса и др.

1 – наносы; 2 – надрудная карбонатная толща; 3 – слоистые свинцово-цинковые рудные тела в углеродистых карбонатных породах; 4 – области развития барит-свинцовых и медных массивных и жильно-брекчиевых руд; 5 – трахитовые порфиры и брекчи; 6 – подрудная кристаллическая толща

бинированную согласную линзу, состоящую из кремнисто-баритового ядра со свинцовой и примесной медной минерализацией и окружающего ореола слоистых барит-свинцово-цинковых руд в углеродистом кремнисто-глинисто-известковом флишоиде (рис. 4). К числу месторождений сходного типа принадлежат такие крупные месторождения, как Маунт-Айза, Мак-Артур-Ривер и др. Их рудные залежи образованы либо комбинацией пластовых тел слоистых свинцово-цинковых руд и крупных меденосных кремнистых доломитовых блоков массивного и жильно-брекчиевого сложения (Маунт-Айза, см. рис. 4), либо только слоистым типом свинцово-цинковых руд в глинисто-доломитовом флишоиде (Мак-Артур-Ривер). Структурные, хроностратиграфические и генетические соотношения кремнистых блоков, несущих гидротермально-метасоматическое оруденение, и ритмично-слоистых руд на месторождениях Жайрем и Маунт-Айза можно интерпретировать на основе полигенной концепции, включающей гидротермально-осадочную и раннедиагенетическую концентрацию в условиях эндогенного термального поля.

Геологические признаки полигенных стратиформных месторождений в углеродистом флишоиде (Жайремский тип)

Месторождение Жайрем приурочено к Жайльминской ячеистой грабен-синклинальной структуре, локализовавшейся в раннем девоне в краевой зоне вратонизированного каледонского Казахстано-Тяньшань-

ского массива по А.А. Богданову, Г.Н. Щербе, А.А. Абдулину, Е.И. Паталахе [1]. Отложения, выполняющие рифт, представлены в основании базальтоидной эффузивно-туфовой толщей мощностью до 3 км (поздний, средний девон). Выше залегает толща кислых вулканитов и песчаников мощностью до 3 км в осевых зонах погружения и до первых сотен метров на плечах трога. Заканчивает разрез девона фаменская рудоносная толща сероцветных углеродистых известково-глинистых флишоидов, черных и красноцветных известняков в трого, и толща терригенных красноцветов в бортах структуры. Подчиненную роль в разрезе играют спилиты, горизонты туфов и трахитовых калиевополевошпатовых порфиров. Мощность толщи непостоянна, от десятков до 700 м, редко более. Рудоносные отложения перекрываются сероцветными глинистыми известняками турнейского яруса.

Три рудные залежи Жайрема (Западная, Дальнезападная и Восточная) находятся в кремнисто-глинисто-карбонатной верхнефаменской толще, разделенной на три пачки: нижнюю флишоидную рудную, промежуточную – флишоидную кремнисто-известковую в верхнюю – красноцветную известковую. Мощность пачек равна соответственно 180 м, 70 м и 80 м.

Рудоносная пачка представлена чередованием трехчленных ритмов. В ритме чередуются (снизу вверх): известковый песчаник (мощностью от 1 до 70 см), известковый алевропелит (5–60 см) и высоко углеродистый известково-глинистый пелит (1–20 см). От почвы к кровле ритма снижается содержание карбоната и возрастает кремнезема и глинозема (табл. 4). Толща дислоцирована и собрана в прерывистые складки мильдового, флексурного и купол-антиклинального типов.

Морфологически каждая рудная залежь месторождения Жайрем представляет собой ассоциацию прилегающих друг к другу линзовидных рудных тел, сложенных слоистыми цинковыми, свинцово-цинковыми, барит-свинцово-цинковыми и массивными кремнисто-барит-свинцовыми рудами. Разномерные рудные тела одной и той же рудной залежи на плане и в разрезе объединяются в крупную линзу. Внутри линзы структурно-вещественные типы руд формируют кольцевые зоны (рис. 5). Последние соосно сочленены друг с другом и образуют в общем единое концентрически-зональное тело, которое и рассматривается как условная рудная залежь. На горизонтальной проекции залежей от центра к периферии чередуются зоны: 1) кремнисто-баритовая; 2) галенит-баритовая; 3) богатая барит-свинцово-цинковая; 4) свинцово-цинковая; 5) бедная цинковая.

Центральная кремнисто-баритовая зона характеризуется средним отношением $\text{SiO}_2 : \text{BaSO}_4$ около 2:5. Морфологически зона образуется залегающими одна над другой выпуклыми короткими линзами. Общая мощность зоны примерно вдвое больше мощности вплотную прилегающего ее стратиграфического аналога – слоистого рудоносного флишоида.

Галенит-баритовая зона находится на границе двух типов руд – мас-

Химический состав рудоносного флишоидного ритма месторождения Жайрем (%). По данным В.А. Лыткина

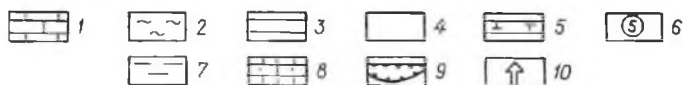
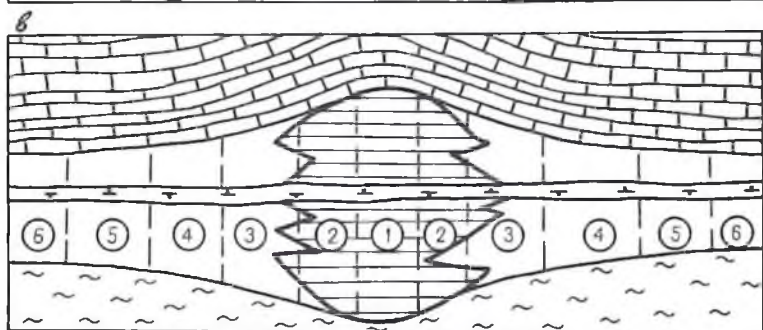
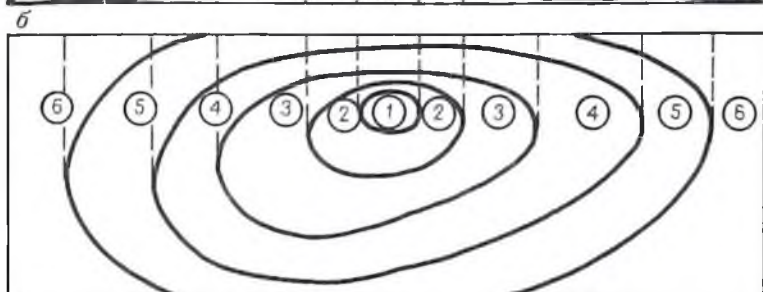
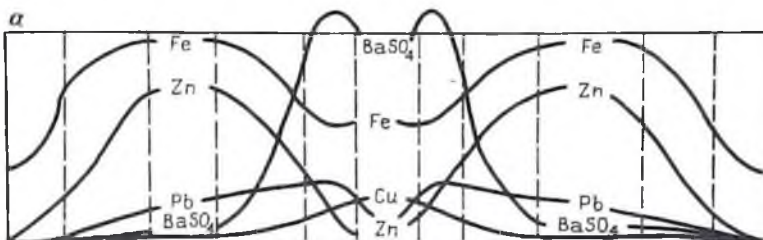
Компоненты	Черный пелит (кровля ритма)	Конкреции в черном пелите	Алевропелит (средняя часть ритма)	Известковый песчаник (основание ритма)
SiO ₂	54,25	21,80	45,46	41,13
TiO ₂	0,40	0,25	0,30	0,20
Al ₂ O ₃	9,69	6,14	0,82	5,00
Fe ₂ O ₃	2,89	2,94	3,69	1,90
FeO	0,34	0,62	0,89	0,67
MnO	0,24	0,61	0,35	0,46
MgO	0,36	—	0,44	0,66
CaO	11,68	36,08	19,20	25,50
Na ₂ O	0,40	—	0,70	0,40
K ₂ O	5,80	—	3,50	2,80
P ₂ O ₅	0,52	0,35	0,42	0,49
BaSO ₄	0,22	—	0,19	0,11
S _{тип}	1,57	0,36	2,23	0,86
П.п.п.	12,68	30,12	15,85	19,48
Сумма	101,04	99,27	94,04	99,66
CO ₂	9,34	28,86	15,81	20,31

сивных кремнисто-баритовых ядра залежи и ритмично-слоистых свинцово-цинковых и наследует черты строения тех и других. Высокие концентрации свинца сосредоточены в телах массивного барита. Агрегаты галенита имеют гнездово-вкрапленную и жильную форму.

Зона барит-свинцово-цинковых руд характеризуется преобладанием слоистых сфалерит-галенитовых руд над слоистыми существенно баритовыми. Разрез представляет собой ассоциацию согласных шпаловых тел галенит-сфалеритовых руд и линз массивного барита. Те и другие залегают внутри известково-глинисто-кремнистых флишоид-ритмов. Хорошо выражено тесное генетическое родство свинцово-цинковой минерализации и вмещающих сланцев, заключающееся в строго постоянной позиции рудных слоев в разрезе флишоид-ритмов. Рудные слои перекрывают-

Рис. 5. Концентрическая рудная зональность в схематическом плане (б) и разрезе (а, в) слоисто-блоковой залежи Жайремского месторождения и генетические обстановки в рудогенерирующей впадине (г). Показаны тренды содержания рудных компонентов (вверху).

1, 2 – надрудная и подрудная толщи; 3 – кремнисто-баритовое ядро; 4 – рудный флишоид; 5 – туфовый маркер, 6 – номера рудных зон (1 – массивная и брекчиево-жильная кремнисто-баритовая, 2 – массивная и прожилковая барит-галенитовая, 3–6 – зоны ритмично-слоистых барит-галенит-сфалеритовых, галенит-сфалеритовых, сфалерит-пиритовых и пиритовых руд соответственно); 7 – морской рассол; 8 – донные осадки; 9 – тяжелый рассол; 10 – зона выхода тяжелого рассола на морское дно



ся градационным известковым песчаником вышележащего ритма, но не встречаются в этом песчанике.

Свинцово-цинковая зона представляет собой ритмично-слоистую ассоциацию углеродистых известково-глинистых пелитов и слоистых свинцово-цинковых руд. Баритовое оруденение здесь обычно отсутствует или встречается эпизодически в виде тонких пластовых тел. Зона отличается от внутренних зон в среднем трехкратным преобладанием содержания цинка над содержанием свинца.

Внешняя цинковая зона представлена флишондными ритмами, в которых наблюдаются более редкие, чем в четвертой зоне, слоистые пачки сфалеритовых руд. Число последних последовательно убывает одновременно с выклиниванием рудных залежей. Но в этой зоне заметно возрастает роль слоистых серноколчеданных глобулярных руд, содержащих небольшую примесь сфалерита и галенита. ореол распространения серноколчеданных руд выдвинут за пределы промышленных контуров рудных залежей, но по вертикали ограничен рудной пачкой. Это позволяет считать серно-колчеданную минерализацию составной частью рудных залежей.

Принадлежность рудных залежей месторождения Жайрем к классу гидротермально-осадочных отстаивается многими исследователями. В качестве основного доказательства приводятся линзово-пластовая форма рудных тел, ритмично-слоистая текстура руд, отсутствие изменений вмещающего углеродистого известково-глинисто-кремнистого флишоида. Вдоль внешних границ кремнисто-баритовых ядер рудных залежей широко проявилась метасоматическая баритизация по ритмично-слоистым рудам и вмещающим породам. Эти факты послужили основанием для отнесения значительной массы сплошных баритовых и барит-свинцовых руд месторождения к гидротермально-метасоматическому типу [20].

Более точно вопрос о соотношении рудопроявлений обоих генетических типов решается на основе анализа концентрической зональности рудных залежей. По геометрическим соотношениям отдельных зон рудных залежей зональность, как отмечалось, относится к латеральному типу. На плановой проекции зоны замыкаются концентрически. Универсальная последовательность размещения зон внутри рудных залежей соответствует фациальной модели зональности В.И. Смирнова [32] и свидетельствует о тесном генетическом родстве всех типов рудных зон.

Классификация руд месторождения Жайрем (табл. 5) базируется на следующих признаках: 1) фациальный тип рудной зональности; 2) полигенность соотношений руд и флишондной среды; 3) развитие в рудах различных фациальных зон только одного или двух или трех количественно доминирующих минералов — барита, сфалерита и пирита. По этим признакам выделены четыре рудные фации: баритовая, барит-сфалеритовая, сфалеритовая и пиритовая. Баритовая фация объединяет массивные руды двух центральных зон, три другие — слоистые руды внешних зон.

Характеристика фаций	Рудные фации и формы агрегирования рудных минералов						
	Баритовая (зона 1, 2), жильно-брекчневая вкрапленная	Барит-сфалеритовая (зона 3), слоистая	Сфалеритовая (зона 4, 5), слоистая	Пиритовая (зоны 5, 6), слоистая			
Ассоциирующий тип литотип	Кремнистые образцовый	Кремнисто-глинистые	Известково-пелиты	Известково-глинистые	Известково-пелиты	Известково-пелиты	
Текстуры	Массивный, жильно-брекчневый, вкрапленный, слоистый	Слоистый, жильно-брекчневый, вкрапленный, слоистый	Массивный, дифференцированный	Массивный, дифференцированный	Массивный, дифференцированный	Массивный, дифференцированный	
Минеральный состав	Ба-100, Кв-50, Пирит, Хл, Сф	Ба-90, Сф-40, Пирит, Хл, Кв, Гс	Ба-80, Сф-20, Гт-20, Кр-20, Пирит, Гт, Гс	Сф-90, Кв-50, Пирит, Гт, Пирит, Гт, Кр, Фл	Сф-80, Кв-70, Гс-10, Пирит, Пирит, Гт, Кр, Фл	Сф-95, Кр-70, Кв-20, Гс-5, Пирит, Гт, Кр	Пирит-40, Гт-100, Пирит, Сф, Гт

Примечание: Ба — барит, Сф — сфалерит, Гт — галенит, Пирит — пирит, Кв — кварц, Гс — гидрослюда, Кр — карбонат, Хл — халькоширит, Фл — флюорит, Гл — глинистый матрикс породы, Пир — примеси.

Площади развития рудных фаций отображены на схематических проекциях месторождений (см. рис. 5). Переходы между фациями-зонами представляют собой картину взаимного пальцевания рудных апофиз. Поскольку литотипы среды в тонкослоистых пакетах одни и те же, а именно известково-пелитовые, пестрое сочетание разнофациальных рудных слоев было предопределено еще в осадочный этап формирования руд.

Руды различных фаций отличаются по структурно-текстурным особенностям. К структурно наиболее простым относятся руды баритовой и пиритовой фаций. Для баритовой фации характерны баритовые и барит-галенитовые минеральные типы руд. Те и другие имеют в общем массивное, реже ламинарно- и плоччато-полосчатое, брекчиевидное и сетчато-прожилковое сложение. Срастания минералов аллотриоморфнозернистые для кварц-баритовых и баритовых агрегатов и гипидиоморфнозернистые для галенит-баритовых; в последних галенит идиоморфно подчинен бариту.

Руды пиритовой фации концентрируются во внешних зонах рудных тел, где сфалерит и галенит присутствуют в примесных количествах. В зонах полиметаллических слоистых руд (см. рис. 5, зоны 3, 4 и 5). Пирит формирует самостоятельные слои и одновременно распространен в слоях сфалеритовых, сфалерит-галенитовых и барит-сфалерит-галенитовых руд. Господствующей формой пирита является фрамбоидальная, что не зависит от вариаций глинистости — известковистости пелитовой и рудно-минеральной основы рудных слоев. В любых типах срастаний с другими рудными минералами фрамбоидальный пирит всегда выступает как самая ранняя форма. Соответственно, она первая кристаллизуется при диагенетической литификации первичных рудных осадков.

Руды сфалеритовой фации в кремнисто-глинистых пелитах дифференцированы при условии высокого содержания в них одновременно сфалерита и фрамбоидального пирита. Структурный тип дифференцированных слоев в данном случае конкреционный. В виде конкреций обособливаются либо чистый сфалерит, либо агрегатные выделения сфалерита и кварца с примесью или без галенита, флюорита и крупнозернистого пирита. Вмещающий агрегат состоит из сфалерита, вкрапленности фрамбоидов пирита, кварца и гидрослюды. Массивный тип рудных слоев сфалеритовой фации наиболее распространен. Особенностью этих слоев является высокое содержание нерудных минералов — кварца и гидрослюды. В известковой среде рудные слои сфалеритовой фации никогда не дифференцированы.

Модель осадочной стадии накопления Жайремских рудных залежей предполагает два типа осаждения. Первый — это рудоотложение в области кремнисто-баритового ядра, второй — в ореоле слоистых руд (см. рис. 5). Полное синседиментное замещение флишонидных илов и концентрация барита и кремнезема характеризуют центральную часть как палеодепрессию кислого рассола, способного растворять и отторгать практически все литогенные и рудогенные компоненты, за исключением барита и кремния. Обстановка рудоотложения в периферийной части иная. Здесь

сохраняются все типы литогенных и рудогенных компонентов. При этом в границах рудных слоев происходит предлитификационная гомогенизация тех и других. Но межслоевое взаимодействие отсутствует, и любые минеральные разновидности рудных слоев находятся обычно в контрастном переслаивании с известково-глинистыми осадками.

Центральная рассольная депрессия служила промежуточным резервуаром термальных растворов, содержащих все рудные компоненты. Ее питание могло происходить по типу питания гидротермальных рассольных впадин дна Красного моря. В центральной области рассольных депрессий растворялись и возвратно мигрировали в морскую среду известково-глинистый и органический материал, а также соединения цинка, свинца и железа. Но среда здесь не препятствовала отложению почти всей массы барита и кремнезема. Внешние слоистые типы руд осаждались на пологих террасах вокруг центральной депрессии выше относительно стабильного уровня кислого гидротермального рассола. Этот уровень был также границей, ниже которой прекращалась биологическая деятельность. В донных осадках на террасах биогеоз был очень активен, с чем связано относительно высокое содержание органического вещества в пелитах.

Существованием микробиологически активного кольцевого барьера вокруг впадин гидротермальных рассолов объясняется необычный для экзогенных стратиформных месторождений обратный порядок зональности, наблюдаемый в полиметаллических рудных залежах жайремского типа. В этом случае от центра к периферии залежей сульфатная кремнисто-баритовая зона сменяется зонами руд с нарастающей сульфидностью — барит-галенит-сфалеритовой, сфалерит-галенитовой, сфалеритовой и пиритной. Нарастание сернистости руд соответствует нарастанию углеродистости в пелитовой части флишоидных ритмов.

Схема дифференциации в общем представляет собой повторяющиеся циклы вида: осаждение — избирательное растворение компонентов в иловом растворе или в рассоле донной впадины — возврат в морскую среду — осаждение и т.д. Ореолы осаждения всех последующих циклов центрально смещаются относительно предыдущих. Различие свойств рудогенных компонентов обуславливает различные причины периодичности и размеры ореолов осаждения.

Главная масса барита формирует фацию сплошных руд. Для краевой части этой фации характерна примесь галенита. Некоторая часть барита может отложиться в форме слоя на площади, близко тяготеющей к зоне сплошных руд. Обе формы отложения барита синхронны. В зоне слоистого барита рудные слои чередуются с пелитами. В зоне сплошных баритов флишоидный седиментогенез был полностью подавлен, за исключением кремнистой седиментации. Таким образом, баритовые отложения проявляют себя как стабильные в первичных средах любых типов. Сравнительно малая площадь зоны баритовых руд объясняется почти полным осаждением барита на первой же стадии смешения морских и эндогенных рудоносных растворов.

Осаждение железа происходило, скорее всего, в гидроксидной форме на всей площади рудных залежей. В отдельных случаях оксидные минералы железа могли переходить в ископаемое состояние. Осадочные красные оксиды железа отмечаются в ассоциации с существенно баритовыми осадками. При раннем диагенном преобразовании рудно-флищоидных ритмов осажденное трехвалентное железо, как правило, восстанавливалось в подвижное двухвалентное. Его дальнейшая миграция носила восходящий возвратный в морскую среду характер. Вместе с тем часть двухвалентного железа преобразовывалась в дисульфид фрамбоидального типа внутри пелитовых слоев с высоким содержанием органического вещества. Рядовые известковистые пелиты имели в этот период такое количество и такие формы органического вещества, которые были достаточны для редукции Fe^{3+} в Fe^{2+} , но недостаточными для перевода Fe^{2+} в фрамбоидальный пирит.

*Диагнетическое уплотнение, будинаж и отслаивание
как причина мобилизма и концентрации оруденения*

Уплотнение тонкослойных иловых рудоносных отложений носит дифференциальный характер, и достижение одной и той же плотности различными слоями происходит одновременно. В итоге на ранней стадии диагенеза в иловом осадке возникают литифицированные очаги слоистого, сферондального, листового и блокового типов. В стадию позднего диагенеза в литифицированной толще, наоборот, обособливаются реликтовые очаги с высокой насыщенностью влагой. Они также представлены прослоями или их фрагментами, сферондальными обособлениями и другими формами. Образования первого типа, названные протолитами, выступают как ядра биклиальных складок уплотнения. Формы второго типа — эпилиты — обуславливают образование теневых полостей усадки. Оба вида, протолиты и эпилиты, выражены как центры разуплотнения. Поскольку разуплотнение данного вида сопряжено с диагенезисом осадков, раскрытие полостей происходит очень медленно. По этой причине структуры литогенетического разуплотнения выступают как коллекторы диагенетически мобилизованного оруденения.

Прототипом складок уплотнения являются биклиальные изгибы слоистости вокруг карбонатных концентраций в флищоиде. Такие конкреции достигают 10 см в диаметре и могут иметь эллипсоидальную, сферическую и блоковую формы (рис. 6). Образование конкреций вследствие избирательной ранней литификации доказывается двумя структурными признаками. Первый — нанизанность на слоистость отдельных конкреций любой формы, чем отрицается модель аллохтонной природы конкреций. Второй — каскадное возрастание мощности одного и того же слоя при входе из среды в конкрецию. Мощность слоя внутри конкреции в 2–3 раза больше мощности в среде.

Избирательное отверждение таких конкреций вследствие очаговой карбонатной цементации произошло на стадии, когда мощность диаге-

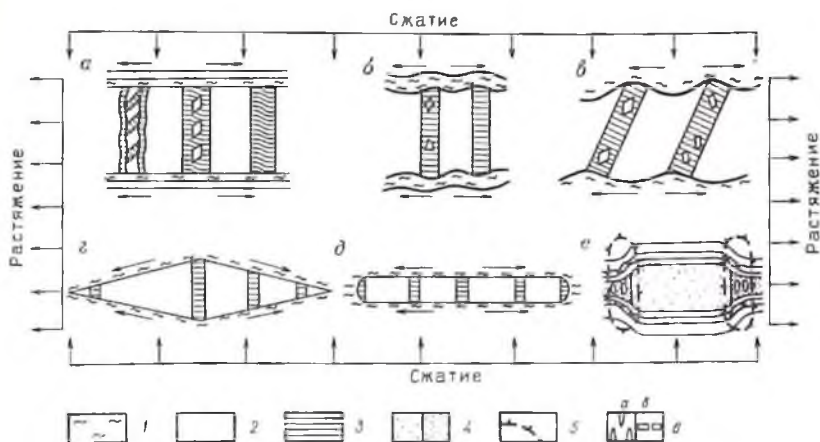


Рис. 6. Типы разуплотнения при литогенезе механически неоднородных осадков: 1, 2 — пластичные и хрупкие осадки; 3 — шестовато-волокнистые агрегаты; 4 — ядро блоковой конкреции и его аналог в среде; 5 — зоны разуплотнения; 6, 7 — трещинные (а) и будижные (б) разрывы в торцах блоковой конкреции

незирующего флишонда была в 2–3 раза больше современной. Структурная модель складок уплотнения была описана ранее [29]. При достаточно большом размере ядра складки изгиб слоев происходит вначале как пластическое течение, затем как разрыв со скольжением среды вдоль контактов блока. Деформационное разуплотнение вдоль боковых "теневых" границ ядра складки, как более плотное тела, зависит в общем от амплитуды складки. В то же время изменение интенсивности деформации должно отвечать центробежному закону, поскольку интенсивность связана с амплитудой скольжения слоистости в данной точке поверхности блока.

Структуры будижного типа (см. рис. 6, а–д), как и складки уплотнения (см. рис. 6, е), развиваются в системе протолит-иловая нелитифицированная среда. Но протолитовое ядро при типичном будижаже представлено слоем или линзой. Деформирующие напряжения как следствие продольного течения нелитифицированной среды обуславливают поперечные разрывы в твердом слое. Скорость приоткрывания поперечных трещин настолько мала, что обеспечивается синхронное приоткрыванию заполнение их шестовато-волокнистыми агрегатами кварца, карбоната и других минералов [29]. Образования данного типа широко распространены в стратиформных месторождениях и выступают как коллекторы оруденения. Природа комбинированной жильно-брекчиевой структуры, возникающей при литогенетическом будижаже, интерпретируется предложенной ранее Н.С. Скрипченко и Г.В. Рябовым структурно-динамической моделью будижных трещин отрыва. Внешним признаком диагенетических будижных полостей является заполнение их шестова-

то-волокнистыми агрегатами второго рода по Д.П. Григорьеву, растущими в условиях, когда стенки полости приоткрываются со скоростью, не превышающей скорость роста зерен с любой ориентировкой решетки. Направление роста определяется направлением приоткрывания, и зерна независимо от сингонии минералов удлинены в одном направлении и имеют волокнистую и шестоватую форму. Условием образования этих агрегатов было приоткрывание трещин с меньшей скоростью, чем потенциальная скорость роста зерен с любой ориентировкой кристаллической решетки.

В характерном случае трещины будинажа в тонкослонистом известково-глинистом флишонде представлены внутрислоевыми, поперечными к слоистости жилами. Жилы заполнены прямолинейными или сигмоидальными параллельно-волокнистыми агрегатами карбоната с примесью волокон кварца. Форма и соотношения со слоистостью любой жилы типичны для трещин отрыва литогенетического типа, что доказывается отсутствием продольного смещения границ слоев или крупных седиментокластов, пересекаемых жилами, резким "тупым" выклиниванием на границе слоев — носитель жил. Непрерывно-стадийное раскрытие структур будинажа, разная ориентировка зародышных и конечных жил выступают как основная причина гетерогенной брекчиево-жилной структуры минерализованных будинных разрывов (см. рис. 6, а-в).

К рудоаккумулирующим формам разуплотнения, возникающим в системе литифицированной среде — эпипиты, относятся структуры отслаивания (рис. 7, а-д). В флишонде Жайрема развиты два их типа: "тени" уплотнения вокруг сульфидных конкреций и стратиформные полости на границе рудоносных флишондных ритмов. Околконкреционные полости выражены как обрамления сферондальных сульфидных конкреций. Ореольные камеры выполнены шестовато-волокнистым агрегатом, что свидетельствует об образовании камер вследствие усадки сульфидного ядра внутри механически устойчивой среды [29].

Стратиформные структуры отслаивания как рудоносные структуры типичны для рудных месторождений осадочных формаций вообще (Жайрем, Раммельсберг, Маунт-Айза, Горевское и др.). Эти структуры, известные в литературе как послонные срывы, характеризуются следующими признаками: 1) относительно большой мощностью (10–20 см); 2) частым чередованием пережимов и раздувов и широким развитием площадчатых пластических дислокационных текстур, проявившихся без разрыва сплошности границ срывов; 3) многократным преобладанием объема волокнисто-шестоватого агрегата кварца и карбоната над объемом рудных минералов; 4) размещением только вдоль границ флишондных ритмов, между существенно известковыми градационными песчанками (кровля) и пелитовыми (почва) осадками (см. рис. 7, г, е), высоким содержанием галенита и сфалерита (до 40% объема в сумме).

По внутреннему строению на месторождении Жайрем выделяются две группы срывов — полосчато-слоистый и комковато-конкреционный

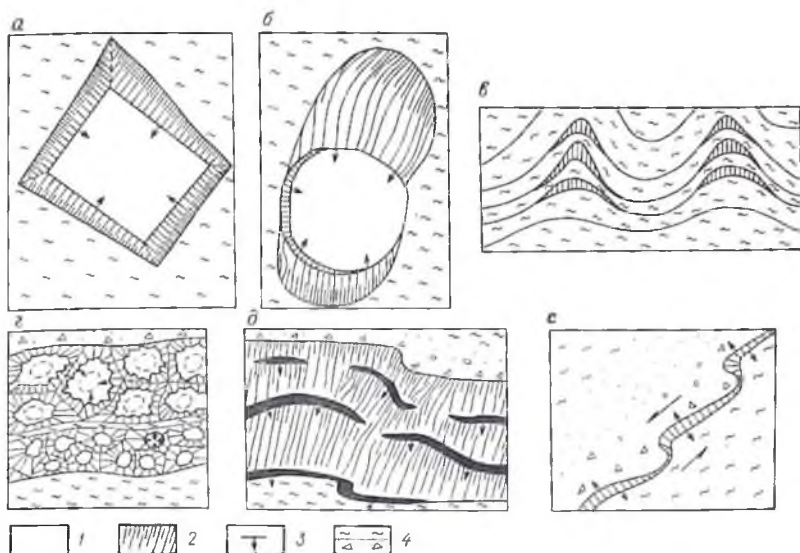


Рис. 7. Типы литогенетических полостей отслаивания в углеродистом флишоиде:

а – полости при регрессивном уплотнении метакристалла пирита, *б* – теневые полости при уплотнении сульфидной конкреции, *в* – седловидные полости в конических складках, *г* – полостеобразование при окомковании сульфидных илов, *д* – отслаивание на границе флишоидных ритмов при различной степени уплотнения глинистой и песчаной частей ритма (черное – сульфидные обособления), *е* – то же, но в условиях складчатых деформаций 1 – сульфидные выделения; 2 – шестовато-волокнистые агрегаты; 3 – направление движения стенок полостей; 4 – углеродисто-глинистый (вверху) и грубообломочный (внизу) элементы флишоидного ритма

(см. рис. 7, *г*, *д*). В слоистых срывах отношение объемов нерудных и рудных минералов более высокое, чем в конкреционных. Это различие коррелируется с соотношением мощностей флишоид-ритмов и срывов. Срывы с полосчатой текстурой и высоким отношением нерудных и рудных минералов обнаруживаются на границах мощных (0,3 м и более) ритмов. Конкреционные срывы характерны для очень тонких ритмов (5–10 см). Вместе с тем отсутствует зависимость мощностей срывов от мощностей флишоид-ритмов. Мощность срывов обычно не более 10 см и не менее 1–0,5 см. Отношение мощности флишоид-ритма к мощности срыва варьирует от 10–20 до 4–5. Но важно отметить, что очень высокие отношения типичны для срывов с полосчатой, а низкие – с конкреционной текстурой.

В сложенности полосчато-слоистых срывов участвуют три группы обособлений: рудные сфалерит-галенитовые, волокнисто-шестоватые кварц-карбонатные агрегаты и слойки углеродистых пиритонесных пелитов. Текстуриный рисунок срывов образуется субпараллельным чередованием

поперечно-шестоватых полос карбоната, кварца, галенита и сфалерита. Полосы разделены значительно более тонкими полосками сплюснутых сульфидных агрегатов и углеродистого пелита. Полосчатость внутри срывов дислоцирована. При этом микроскладки могут развиваться в одной из полосок и отсутствовать в соседних. Миграция рудных полосок и пелитовых слойков от почвы в кровле срывов, как и эпизодические пережимы или раздувы мощности, определяют колебания отношения объемов кварц + карбонат и сфалерит + галенит. Геометрически сложные деформационные текстурные комбинации в теле срывов не продолжают за их границы во вмещающие нормально-слоистые породы. Это доказывает изолированное камерное развитие внутренней текстуры срывов. Границами камер были слоистые поверхности пелитов внизу и известковых песчаников сверху. В определенный этап диагенеза эти границы разделили более быстро твердеющий известковый песчаник в кровле и медленно литифицировавшийся прочно удерживающий влагу пелит в почве. В такой дифференциально уплотняющейся среде создавались условия для приоткрывания полостей в контактной зоне, где и развивались срывы.

Размерность сульфидных агрегатов даже в небольших участках срывов разнообразна. Независимо от этого, они универсальны по форме и ориентировке, наследуя реликтовую слоистость. Соотношения сульфидного агрегата с шестоватым агрегатом кварца и карбоната подобны соотношениям слойков пелита и шестоватых агрегатов. Агрегаты и слойки расчленяют срыв на разноразмерные блоки шестоватого кварца и карбоната. Шестоватые зерна кварца и карбоната одного блока никогда не пересекают границу другого, независимо от того, чем она представлена — пелитом или сульфидным агрегатом. Сульфидные полосы, разделяющие блоки, утоняются иногда до 0,1 мм. Отмеченные структурно-текстурные особенности однозначно характеризуют срывы как моногенные комбинации рудо- и литоминералов. В текстуре этих построек отсутствуют признаки стадийного образования агрегатов, а также какие-либо признаки дислокаций после роста агрегатов.

Текстурная и структурная организация срывов как в целом, так и в деталях подобна структурно-текстурной организации диагенетических полостей усадки других типов, описанных ранее. Главный критерий подобия — идентичность шестовато-волокнистых агрегатов кварца и карбоната. В обоих случаях они одинаково построены внутренне и одинаково соотносятся с вмещающей средой. В индивидуальных полосах внутри срывов отчетливо выражена асимметрия агрегатов, заключающаяся в нарастании снизу вверх удельного числа зерен на единицу длины полосы. В срывах четко проявлена вариация ориентировки шестов: в соседних камерных фрагментах срыва ориентировка шестов может коренным образом различаться. Отмеченные детали строения типичны для полостей усадки диагенетического типа.

В рамках литогенетической интерпретации срывов рассмотрим две динамические модели. Одна из моделей срывов соответствует условию: среда литифицирована и статична, рудное вещество — гидратированный

флюид. В этом случае шестовато-волокнистые полосы — камеры сформировались только при "чистой" усадке рудного флюида. Направление роста шестов определялось как гравитационным перемещением фронта сгущающегося рудного флюида, так и восходящим или боковым перемещением фронтальной поверхности в связи с высокой энергией связи между частицами флюида. Согласно этой модели соотношение объемов шестовато-стебельчатого кварц-карбонатного агрегата и сульфидных агрегатов должно определяться степенью диагенетического уплотнения сульфидфлюида. Вторая модель срывов основывается на условии образования полостей вследствие запаздывания литификации пелита, подстилающего срыв, по отношению к литификации известняковых песчаников в кровле. В этом случае сульфогидрофлюид литифицировался либо одновременно с пелитом, либо позже. В этой модели величина приоткрывания срыва возрастает на величину относительной усадки пелита.

Как отмечалось, полосчато-слоистые срывы отличаются очень низким отношением объемов сульфидов к нерудному агрегату (до 0,05—0,1). Такие низкие отношения не характерны для срывов других типов и тем более для слоев нормальных слоистых руд. Данную особенность хорошо объясняет вторая модель. Она объясняет нерегулярные колебания мощности и широкое развитие пластических изгибов полосчатости в срывах. Такие текстурные осложнения обусловлены неоднородностью величины приоткрывания полости на контакте двух флюид-ритмов.

Для описания конкретного механизма раскрытия полосчатых срывов представляет интерес строение шестовато-волокнистых агрегатов. Рудно-пелитовые полосы в срывах разделены полосами кварц-карбонатного шестоватого агрегата. В этих полосах шестоватый агрегат имеет одинаково ориентированную асимметричную структуру, выраженную как конкурентное поглощение тонких шестов крупными от кровли к почве. Данная структурная асимметрия указывает, что направление роста агрегатов в полосах было сверху вниз. Таким образом, верхние граничные поверхности рудно-пелитовых полос были поверхностями, смещавшимися книзу от кровли. Однонаправленное движение стенок, ограничивающих шестовато-волокнистые агрегаты, доказывает, в свою очередь, что избирательная усадка в пелитовой части флюид-ритмов была одной из главных причин формирования срывов. В то же самое время строение менее распространенных срывов конкреционного типа хорошо объясняется первой моделью.

Ранний диагенез рудных илов

Слоистые седиментные руды представляют собой продукт консолидации гидротермально-осадочных рудных илов. Структурные и минеральные черты руд, относимых к осадочному типу, формируются преимущественно в постседиментную раннедиагенетическую стадию. На этой стадии перемещение оруденения пространственно ограничивается рамками внутрипластовой или внутриритмовой миграции компонентов, но

масса перемещенного оруденения может быть значительной. Отдельные типы образований, например пиритные, концентрируются благодаря раннедиагенетическому мобилизму (см. табл. 3).

Наиболее ранним диагенетическим сульфидом является фрамбоидальный пирит. Его количество достигает 90% объема сульфидной массы в отдельных сортах руд. Изучение соотношений фрамбоидальных пиритных слоев, известковых конкреций и вмещающих их углеродистых пелитов позволяет рассматривать фрамбоидальные пиритные агрегаты как раннедиагенетические метасомы по илам, аномально обогащенным органическим веществом. Особенность замещения в том, что ни железо, ни сера не содержались в исходном осадке в количествах, достаточных для заметной минерализации. Равномерное распределение глобулей пирита внутри слоев связано с высоким уровнем гомогенизации осадка. Общий генетический смысл фрамбоид-пиритного замещения заключается в том, что гомогенизированное органическое вещество, формировавшее непрерывную ткань в слое, было ловушкой для восходящих мигрировавших растворимых соединений железа и серы.

Барит-свинцово-цинковые руды месторождения Жайрем имеют слоистую форму выделения и сконцентрированы в зоне, примыкающей к кремнисто-баритовому ядру (см. рис. 4, 5). В слоистых ритмах наблюдаются все основные минеральные разновидности рудных слоев (мощность 1–10 см): фрамбоид-пиритные, галенит-сфалеритовые и барит-галенит-сфалеритовые, но количественно господствуют рудные слои барит-галенит-сфалеритового состава. Вмещающая среда представлена углеродистыми кремнисто-глинистыми алевропелитами с невысокой известковистостью. В минеральном составе любых типов барит-галенит-сфалеритовых слоев от 90 до 100% объема приходится на барит, сфалерит и фрамбоидальный пирит. Из других минералов наиболее представительны галенит и кварц (обычно около 10%), карбонат и гидрослюда — примеси. Содержание сфалерита колеблется от 20 до 60% во всех типах слоев. Количество барита и фрамбоид-пирита коррелируется с текстурно-структурным типом слоев. Для массивного типа характерно значительное количество фрамбоид-пирита и в то же время предельно высокое барита для слоистых руд (до 80%). В конкреционных слоях содержание барита снижается до 25%, а содержание фрамбоид-пирита растет до 20%. Массивный и полосчатый типы рудных слоев сходны по содержанию барита и сфалерита, однако в полосчатых слоях количество фрамбоид-пирита достигает 5%, в массивных всегда менее 1%. Рассматриваемые зависимости позволяют сделать заключение, что текстура слоев коррелируется с содержанием фрамбоидального пирита.

При объяснении условий образования массивных рудных слоев следует принять во внимание высокое содержание в них барита (до 75%). Галенит в рудах проявлен либо в виде рассеянных мелких зерен — включений в сфалерите и барите, либо в виде крупнозернистых межагрегатных выделений. Последняя форма служит основной для галенита. Местом локализации крупнозернистого галенита служат также границы

между сфалеритовыми и баритовыми дифференциатами. При этом галенит чаще локализуется в виде гнезд в различных "теневых" микронеровностях границ. Гнезда галенита отличаются совершенной минеральной однородностью, тогда как вмещающие сфалеритовый и баритовый агрегаты полиминеральны. Структура галенитовых гнезд также иная по сравнению со структурой сфалеритового агрегата. Первые — крупнозернисты, сфалеритовый агрегат имеет более мелкозернистую структуру.

Граничное размещение гнезд галенита однозначно доказывает, что их выделение произошло после основной стадии консолидации рудных слоев. Различного рода неровности границ протоагрегатов послужили ловушками для галенита. Такой тип размещения галенита можно объяснить отторжением его в контактные области при окончательной раскристаллизации количественно основных минералов. Выделение гнезд галенита в этой трактовке не выходит за рамки заключительных диагенетических преобразований рудных слоев. Гнезда галенита структурно совмещены с окружающими агрегатами. Это выражено, во-первых, в гнездово-границном, а не трещинном размещении агрегатов галенита, во-вторых, в образовании субграфических комбинаций сфалерита и галенита.

Концентрация галенита вдоль границ ранее оформившихся агрегатов с баритовой и сфалеритовой основой объясняется тем, что здесь, особенно, в неровностях скапливались наиболее подвижные остаточные продукты диагенезирующегося осадка. Главной составной частью этих продуктов, возможно, были сульфосоли свинца.

Свинцово-цинковые руды размещены во внешней кольцевой зоне рудных залежей месторождения Жайрем (см. рис. 5) и представляют собой тонкослойные рудно-породные ритмы. Мощность слоев колеблется от долей миллиметра до 5—10 см. В ритмах каждый конкретный рудный слой представляет собой изолированную контактно-контрастную рудно-минеральную систему среди углеродистого алевропелита. Главные минералы рудных слоев: сфалерит, пирит, галенит, нерудные — кварц, карбонат, гидрослюда. Для отдельно взятого рудного слоя характерна однотипная структурно-текстурная организация. В то же время любой рудный слой можно отнести к одной из трех текстурных группировок — конкреционной, массивной и дифференцированной (см. табл. 4). Конкреционные слои отличаются очень низким отношением содержания рудных минералов к нерудным (не выше 0,2), в массивных и дифференцированных это отношение может превышать единицу, но не менее 0,2. Группы слоев, относимых к массивному и дифференцированному типам, характеризуются близкими количественными отношениями рудных и нерудных минералов. Различие их в том, что пирит менее развит в массивных и более широко в дифференцированных слоях.

В обособленную текстурно-структурную группу выделяются слои галенит-сфалеритовых руд, приуроченные к литогенетическим полостям отслаивания на границах флишоид-ритмов. На месторождении Жайрем их называют "срывами", так как их текстуры несут признаки интенсивного пластического смятия.

В конкреционных слоях сфалерит и более редкий галенит обособлены в виде мелких (около 2 мм) эллипсоидальных и сфероидальных конкреций в темно-сером пелите. Максимальная степень насыщения пелита конкрециями не выше 10–20% объема, обычно 1–2%. Граница конкреций с пелитовой или алевронелитовой средой резкая. По внутреннему строению конкреции представляют собой бидифференцированные системы. Сфалерит и галенит обособливаются в виде неправильного, реже сферического ядра в центральной части. Вокруг ядра выделяется внешняя зона, выполненная шестоватым агрегатом кварца и карбоната. Данные формы агрегатов свидетельствуют, что бидифференцированные конкреции в стадии зарождения представляли собой гомогенные сульфидные конкреционные обособления в литифицированной пелитовой среде. Полости, возникавшие при позднем уплотнении сульфидного ядра, не открываясь, заполнялись существенно кварцевым шестоватым агрегатом [29]. Изолированность конкреций в плотной пелитовой среде доказывает, что образование их как тел происходило в диагенетическую стадию формирования среды до ее консолидации. Строго слоистое распределение при условии высокой однородности среды позволяет сделать заключение о латеральном послонном типе миграции рудного вещества при стяжении его в конкреции.

Галенит-сфалеритовые конкреционные слои нередко ассоциируют с серно-колчеданными фрамбоид-пиритами. Характерны случаи асимметричного стратиграфического смещения, при котором галенит-сфалеритовые слои размещены таким образом, что их нижняя половина перекрывает фрамбоид-пиритные слои, а верхняя расположена в однородном пелите. В той и другой половинах рудные слои однородны по количеству, размеру и составу конкреций. Фрамбоиды пирита здесь распределены равномерно и иногда присутствуют в виде включений в конкрециях. Данное смещение объясняется тем, что фрамбоидальный пирит и галенит-сфалеритовые конкреции генетически разнотипные образования. Ранее был сделан вывод о диагенетическом диффузионно-метасоматическом происхождении фрамбоидального пирита по слоям, обогащенным органическим веществом. Если последнее оказывало решающее влияние на размещение фрамбоидального пирита, то на размещении свинцово-цинковых конкреций это не сказывалось.

Генетически индифферентный характер отношения галенит-сфалеритовых конкреций к органическому веществу и литификация конкреций позже выделения фрамбоидального пирита — все это в совокупности позволяет рассматривать конкреционные слои как поздний привносной тип свинцово-цинкового оруденения. Но с этих позиций строгий слоевой контроль в размещении конкреций не находит объяснения. Соотношение конкреционных свинцово-цинковых руд с вмещающей средой допускает следующую трехстадийную модель образования руд: 1) осаждение; исходно осадочное накопление солей свинца и цинка объясняет строго слоистое размещение конкреций; 2) ранний диагенез; с ним связано конвертирование осадочных форм свинца и цинка в гидра-

тированные сульфосоли; 3) латеральная миграция сульфосолей и стяжение конкреций. Устойчивое гидратированное состояние было причиной усадки рудных конкреций вдвое и более после литификации пелита.

Рудные слои, относимые к группе массивных, представляют собой структурно однородные равномернозернистые агрегаты. Структурная композиция рудных слоев подобна композиции кристаллических изверженных пород. Это проявляется в строгом распределении по степени идиоморфизма и в постоянстве размеров зерен различных минералов в одном и том же слое. Содержание главного рудного минерала — сфалерита — колеблется от 20 до 80%. Галенит имеет подчиненное значение (2–5%). Количество пирита колеблется от долей процента до 5%. При широких вариациях содержания сфалерита компенсационную роль выполняют литогенные минералы — кварц и гидрослюда. Эти минералы, в более тонкодисперсном виде составляющие основу вмещающих пелитов, в рудных слоях являются долей осадочного литогенного материала.

Контактные соотношения рудных слоев и вмещающих пелитов характеризуются тем, что в рудных слоях нет реликтовых признаков пелитовых структур, и между рудными слоями и вмещающими породами не наблюдаются постепенные переходы. Даже в тех случаях, когда содержание кварца и гидрослюда достигает 80%, а мощность слоев составляет всего лишь 200–500 мкм, рудные слои представляют собой равномернозернистые контрастно обособленные агрегаты в плотном скрытозернистом пелите.

Минерально-структурная конструкция рудных слоев совмещает две независимые минеральные группы. В основную группу, формирующую гипидиоморфнозернистый базис, входят сфалерит и кварц, как главные минералы, и гидрослюда и галенит, как второстепенные. В сфалерит-кварцевом базисе, независимо от его структуры, распределены включения фрамбисидального пирита, составляющего вторую примесную группу. Состав и структура базисного агрегата определяются соотношением сфалерита и кварца. Кварц более идиоморфен по отношению к сфалериту. Гидрослюда в виде правильных игольчатых призм всегда идиоморфна относительно их. Из-за широкой вариации отношения объемов кварца и сфалерита выделяются три разновидности гипидиоморфнозернистой структуры — сплюснутая, сетчатая и интерстициальная вкрапленная, которым соответствуют следующие содержания сфалерита: 95–70%, 70–40% и 40–20%.

Свинцово-цинковое оруденение в литогенных структурах отслаивания относится к высоко обогащенным свинцам. Обстановка образования структур отслаивания детально рассмотрена в предыдущем разделе. Рудоносные полости отслаивания характеризуются двумя признаками: 1) состав руд в полостях соответствует свинцово-цинковому типу, и полости наиболее распространены в зоне слоистых свинцово-цинковых руд (см. рис. 5); 2) расположение полостей отслаивания на границах флишoidных ритмов. В зонах барит-свинцово-цинковых и серно-колчеданных руд полости редки и маловыразительны. Природа рудоносных

полостей отслаивания трактуется на основе механической модели отслаивания при дифференциальной литогенной усадке. С позиций этой модели факт отсутствия полостей в рудах с высоким содержанием барита соответствует идее несжимаемости ядерной кремнисто-баритовой зоны рудных залежей при литогенезе. Эта зона уже на седиментной стадии имела иные механические свойства, чем окружающий флишоид. В дальнейшем при диагенном уплотнении несжимаемые кремнисто-баритовые ядра служили центрами складок уплотнения.

Общие особенности диагенетической дифференциации полиметаллических руд состоят в следующем. Основные рудообразующие минералы — галенит и сфалерит — активно участвуют в регенерационном процессе. Признаками мобилизма являются конкреционные формы их консолидации и распространенность в литогенетических полостях отслаивания. Рудные конкреции образуются как продукт отторжения сульфидов из пелитов. Отторжению подвергаются количественно подчиненные минералы рудных слоев, независимо от их состава. Вследствие этого регенерированные стяжения могут быть образованы баритом, галенитом, сфалеритом, в отдельности, а также в смеси. Причинность вариации внутренней структуры рудных слоев от однородно зернистой до конкреционной связывается в основном с механическим типом преобразования рудоносных слоев — уплотнением. Интенсивность мобилизма тем активнее, чем выше отношение нерудных минералов: рудным в флишоиде. Так, образование конкреций не затрагивает слои с содержанием барита около 70% объема и содержанием сфалерита свыше 20%.

Пиритные руды в Жайремских рудных залежах в целом пространственно совмещены с полиметаллическими. По времени консолидации это самая ранняя устойчивая сульфидная форма, по месту локализации это как независимые, так и совмещенные с полиметаллическим оруденением слои. Природа этих соотношений трактуется по следующей схеме. Фрамбоидальный пирит является продуктом диагенетического преобразования оксидных форм осадочного железа в сульфидные. Так как этот процесс контролируется органическим веществом, стратоевровни диагенетического пиритонакопления вертикально смещались относительно уровней осаждения комплексного железо-оксидного и сульфидно-сульфатного барит-полиметаллического оруденения. Дифференциация комплексного оруденения на диагенетической стадии подтверждается двумя фактами — ассоциированностью полиметаллического и железооксидного оруденения в рудной залежи Восточного Жайрема и существованием над залежами Западного и Дальнезападного Жайрема горизонтов однородного железооксидного оруденения.

*Литогенетический структурный контроль
оруденения в кремнисто-баритовых ядрах*

Крупномасштабное диагенетическое перераспределение оруденения проявлено в рудных залежах с кремнисто-баритовыми ядрами (см. рис. 4; 5). В двух залежах месторождения Жайрем эти ядра выделяются как

центральные зоны, в которых концентрируется до 50% запасов свинца. Основными минералами ядер являются барит (до 70%) и кварц (до 30%). Несмотря на резкое минеральное отличие ядер от окружающих зон слоистых флишоидных руд, их соотношение внутри слоисто-блоковых залежей имеет фациальный характер. Это доказывается совпадением стратиграфических границ ядра и окружающих зон, а также тем, что ядра являются центрами, вокруг которых по концентрическому закону локализируются другие зоны.

Высокое содержание барита в рудных слоях, размещенных в тесной близости к кремнисто-баритовому ядру, определяет тонкие слои барита как апофизы центрального ядра. При изучении слоистого барита устанавливаются петрографические признаки его последовательного диагенетического преобразования, свойственные слоистым сульфидным рудам вообще. Сюда относятся конкреционные формы, связанные с дифференциацией первично гомогенного осадка. Слоистый барит генетически определяется как осадочный, отложившийся вблизи ядерной части рудных залежей. Этот барит ассоциирует, с одной стороны, с флишоидными углеродистыми известково-кремнисто-глинистыми осадками, а с другой — с сульфидами свинца, цинка, железа. Барит выступает здесь как составная часть гетерогенного переслаивания.

Локализация слоистого барита в тесной пространственной связи с отложениями сплошного барита центральной зоны рудных залежей служит веским доказательством тесного генетического родства той и другой форм выделения этого минерала. Обе формы локализации барита представляют собой изохронные выделения. Однако обстановка отложения массивного барита ядерной части рудных тел определяется как неблагоприятная для сульфидов и карбоната. Во внешних зонах со слоистой формой, наоборот, проявлена совместимость этого минерала со всеми осадочными литогенными компонентами и сульфидами. Таким образом, различия форм концентрации сплошного и слоистого барита определялись различиями среды в момент осадкообразования. С другой стороны, барит в отличие от сульфидов отлагался независимо от свойств среды. По сравнению с ореолами осаждения сульфидов площадь отложения барита наименьшая (см. рис. 4). Сравнительно малая площадь осаждения барита объясняется почти полным осаждением его в области смещения морских и эндогенных рассолов на начальной стадии этого смещения.

Контакт массивного ядра и слоистых руд характеризуется как контрастная извилистая поверхность поперечная к слоистости. Вдоль границы широко развиты вкрапленные, гнездовые и мелкожилвные неправильные по форме выделения массивного мелкозернистого галенита. Эти новообразования галенита и приконтактная баритизация флишоида определяют границу между зонами сплошных и слоистых руд как зону метасоматического интенсивного развития вкрапленного и жильного галенита. Слоистость рудного флишоида сохраняется в метасоматически преобразованных участках. Однако в замещенной части слоистость прерывисто-реликтовая, выраженная как темные оттенки разновидностей

баритового агрегата. Отсюда следует, что метасоматические преобразования происходили в среде со слоистым стратифицированием. Барит-галенитовый метасоматоз относится к стадии диагенеза осадков в условиях относительно активной латеральной миграции компонентов. Данное решение подтверждается широким развитием структур пластического смятия флишона, которые наследовались метасоматическими агрегатами барита.

В кремнисто-баритовых метасоматически преобразованных переслоях обычно удается диагностировать реликты фрамбонд-пиритных рудных слоев. Вытеснение пирита из этих слоев осуществляется путем последовательного замещения фрамбонд-пиритных скоплений разреженной вкрапленностью более крупных метакристаллов пирита, а затем выщелачиванием этих метакристаллов. Реликты галенит-сфалеритовых слоистых руд в зоне сплошного оруденения обычно отсутствуют. Таким образом, наиболее стойким сульфидом при барит-кремнистом метасоматозе оказывается пирит. Возможно, иногда развитые в ядрах рудных залежей кварц-пиритные метасоматиты и представляют собой незавершенные переработанные пачки первичных фрамбонд-пиритных руд. Поведение сфалерита и галенита различно. Сфалерит практически полностью мигрирует из зон массивных руд. Галенит в большом количестве концентрировался самостоятельно или в смеси с баритом в виде гнездовых, вкрапленных и мелкожилковых выделений во второй барит-галенитовой зоне рудных тел, переходной от массивных к слоистым рудам.

Как отмечалось, фронт баритизации может распространяться по всему разрезу отдельной рудной залежи. Это постседиментное по природе явление рассматривается автором как диагенетический баритовый метасоматоз, развивавшийся в тех участках рудных залежей, где баритовые первоначально осадочные отложения резко доминировали над флишонными и сульфидными ритмично-слоистыми осадками. Такие оптимальные для метасоматоза соотношения мощностей существовали в зоне перехода от тонкоритмичных барит-свинцово-цинковых руд к зоне сплошных существенно баритовых руд. В зоне тонкослоистых руд барит, как отмечалось, находится в слоевой и конкреционной формах. Выделения того и другого вида второстепенны по количеству, и изолированы друг от друга известково-пелитовыми и сульфидными слоями. Относительное количество барита невелико, и здесь заканчивался фронт метасоматоза. Однако внутри рудных существенно баритовых слоев локальный метасоматоз иногда проявляется вполне отчетливо. При таком метасоматозе наблюдается замещение, в частности, сфалеритовых агрегатов.

При определении общих причин образования контактового свинцового оруденения в баритовых ядрах рассмотрим предпосылки мобилизма рудных компонентов, возникающие на седиментной и диагенетической стадиях. Господствующий характер баритовой седиментации в центре залежей подтверждается "пересечением" кремнистобаритовых ядер слоями кварц-полевошпатовых туфопесчаников (см. рис. 5). Пересечение ядра связывается с высокой скоростью накопления туфов и

подавлением тем самым седиментации других видов. Роль кремнисто-глинисто-известковой, фоновой для бассейна, седиментации выражена в ядре накоплением кремнезема (до 30%) и глинозема (до 2,5%). Одной из характеристик горизонтальной зональности служит постепенность роста содержания барита по направлению к ядрам. Содержание $BaSO_4$ увеличивается от 0,1% в цинковой, до 2,9% в свинцово-цинковой и до 10–15% в барит-свинцово-цинковой зонах. В ядре залежей роль барита возрастает до 70%. Рост градиента содержания барита от внешнего контура к центру залежей в интервале слоистых руд свидетельствует о преимущественно гидротермально-осадочном способе накопления этого минерала как в слоистой фации руд, так и в центральных кремнисто-баритовых зонах залежей.

К отличительным особенностям ядра относится высокое содержание в его внешней зоне галенита. Краевая галенитизация ядра объясняется диагенетической регенерацией и перемещением галенита из слоистых руд в контактные области баритового ядра. Регенерация вызывалась рядом причин: нахождением рудных тел в области разгрузки эндогенного теплового потока; дифференциальным диагенетическим уплотнением рудоносных осадков и руд, высокой способностью галенита к переотложению при диагенезе. Возможность поступления тепла к рудным телам предполагается, исходя из их гидротермально-осадочной природы. Роль двух других факторов – уплотнения среды и избирательности переотложения галенита выявляется более конкретно.

Дифференциальный характер диагенетического уплотнения в рудоносном флишоне устанавливается по складкам уплотнения вокруг карбонатных конкреций и по трансформации мощностей слоев при переходе из среды в конкреции (см. рис. 6, е). Мощность одних и тех же слоев внутри конкреций в среднем в три раза больше, чем в среде. Это доказывает более раннюю раскристаллизацию конкреций, чем кремнисто-глинисто-известковой среды. В рудоносной части флишона известковые конкреции – протолиты играли роль рудных коллекторов. Вкрапленность сульфидов концентрируется обычно во внешней части конкреций, где дислокации при уплотнении проявлялись более интенсивно.

Признаки дифференциального уплотнения в рудных залежах проявлены как закономерная вариация мощностей различных зон. Кремнисто-баритовые ядерные зоны имеют примерно в два раза большую мощность, чем прилегающие зоны слоистых руд (см. рис. 5). Приложимость модели уплотнения вокруг конкреций к рудным телам доказывается двумя фактами. Около баритовых ядер, ниже и выше рудного горизонта имеются согласные обтекающие изгибы слоистости пород. Другим признаком служат сквозные слои туфопесчаника. Их мощность одинакова в среде и в массивных баритовых зонах. Этот факт указывает, что при седиментации на площади отложения существенно баритовых руд не было условий для накопления осадков особо большой мощности. По аналогии с известковыми конкрециями оба признака позволяют предположить протолитовый характер кремнисто-баритового ядра рудных

залежей. Более раннее отверждение ядра по сравнению с ореолом слоистых руд связано с более высокой плотностью первичного баритового осадка.

Слоистые руды, окружающие кремнисто-баритовые ядра, состоят из галенита, сфалерита, барита и фрамбоидального пирита. Сфалерит и пирит имеют более высокую сопротивляемость переотложению, чем галенит и барит. Сфалерит образует гипидиоморфнозернистые сростания с литогенными минералами. Способность к переотложению у галенита выражается в скоплении его в "теневых" структурных узлах. Последними служат трещины будинажа, шарниры микроскладок, трещины в существенно сфалеритовом агрегате и др. Барит в отличие от галенита более распространенный минерал рудных залежей. В тех слоях, где он доминирует, образуются массивные зернистые агрегаты с примесью других минералов. Если количество барита в слое не превышает 10–20%, он обособливается в виде сферических конкреций, что также является признаком миграции при диагенезе.

В целом структурно-механическая неоднородность рудных залежей в период общего диагенетического уплотнения характеризовалась наличием консолидированных кремнисто-баритовых ядер и окружающего илового переслоя. Деформационные преобразования ядер вызывались облегающим течением илового переслоя при его уплотнении и способствовали образованию трещиноватой пористости во внешней оболочке ядер. Оболочка играла роль проводника диагенных растворов и коллекторов сульфидов, в основном, галенита, вытеснявшегося при уплотнении рудоносного флишоида. Отложением диагенетически мобилизованного оруденения именно во внешней оболочке ядер можно объяснить отсутствие галенита и одновременно некоторое повышение содержания литогенных компонентов в центре существенно баритовых ядер. Химический состав центральной части, по-видимому, отражает соотношение компонентов на гидротермально-осадочной стадии их образования. Состав свинцовоносной внешней зоны ядра был изменен при диагенетической регенерации.

*Литогенетическая прогнозно-структурная модель
месторождений типа Маунт-Айза*

Месторождение Маунт-Айза (Квинсленд, Австралия), одно из гигантских стратиформных месторождений в мире, находится в западном борту субмеридиональной троговой разломной системы Личард-Ривер. Трог шириной от 10 до 100 км выполнен вулканогенно-осадочной толщей (мощность около 10 км) среднего протерозоя, объединяемой в группу Маунт-Айза. Медно-свинцово-цинковая, в целом, согласная рудная залежь, состоящая из многочисленных частных рудных тел, локализована в разрезе темно-серых кремнисто-глинисто-доломитовых микро-тонкослоистых сланцев. Разрез разделен на ряд стратоуровней слоя-

ми-маркерами кислых туфопесчаников. Вниз по падению залежь ограничена региональным разломом — западным бортом трога. Вверх по восстановлению она выклинивается или эродируется (см. рис. 4). Д. Лардж [44] описывает месторождение как единую залежь, в которой медное жильно-вкрапленное оруденение приурочено к центральному кремнисто-доломитовому ядру, а свинцово-цинковое, в виде ритмично-слоистого оруденения, к внешней ореольной зоне.

Кремнисто-доломитовое ядро состоит из крупнозернистого доломита, перекристаллизованных доломитовых сланцев и яшм с сульфидными прожилками, вкрапленностью, гнездами. Ядро в целом брекчиевидно. Свинцово-цинковое оруденение выражено как чередование сульфидных и доломит-сланцевых прослоев в верхней половине разреза толщи Уркварт. Рудные тела сосредоточены на нескольких стратиграфических горизонтах и оконтуриваются по данным опробования. Геологически эти тела представляют пластово-линзовые участки толщи с высокой концентрацией сульфидных слоев. Мощность последних колеблется от 0,5 до 10 см. Для мощных галенитовых слоев характерна зальбандовая зональность с последовательностью (от центра к контактам): галенит — сфалерит — пирит. Галенит проявляет регенерационное перемещение из слоев в сплошные агрегаты в ядрах мелкой складчатости.

Соотношение медных руд кремнисто-доломитового ядра и свинцово-цинковых внешней зоны рассматривается на основе двух генетических моделей; сингенетичной для обоих типов руд, комбинированной сингенетичной для свинцово-цинковых и эпигенетической для медных. Согласно первой все типы руд первично седиментные, но медная фация руд претерпела постседиментную регенерацию. Во второй модели все медные руды относятся к продуктам наложенного метасоматоза с незначительным [41] или значительным [45] отрывом от седиментной свинцово-цинковой стадии оруденения.

Структурно-морфологические черты и генетические типы руд месторождения Маунт-Айза имеют сходство со структурой и рудами месторождений жайремского типа. Пластовые тела свинцово-цинковых руд и тело кремнисто-доломитовых меденосных метасоматитов локализованы в одной и той же стратиграфической единице — толще сланцев Уркварт. В стратограницах толщи Уркварт общее тело метасоматитов ядра, особенно в области перехода к слоистым рудам, разделяется на морфологически двоякие стратиформные и апофизно-жильные субтела. Последние не пересекают рудоконтролирующие стратиграфические уровни, и в целом медистые метасоматиты являются стратиграфическими аналогами слоистых свинцово-цинковых руд.

Отдельные рудные тела обоих типов в границах месторождения объединяются в общую рудную залежь, имеющую форму срезанной линзы (см. рис. 4). Наиболее мощная зона линзы занята кремнисто-доломитовыми медными рудами, тонкая выклинивающаяся периферия — слоистыми свинцово-цинковыми. "Тупой", нижний в разрезе, фланг залежи может быть как тектонический, так и фациальный. В по-

следнем варианте предполагается наследование рудной залежи еще на конседиментной стадии асимметричной депрессии дна моря.

Если определять наиболее мощную часть общей залежи как осевую область, то от нее в направлении выклинивания рудоносные фации имеют следующий порядок чередования: кремнисто-доломитовая сплошная, кремнисто-доломитовое пальцевание среди глинисто-доломитовых сланцев, неизменный серый глинисто-доломитовый тонкослоистый микрит. Согласно Д. Ларджу [44] в этой латерально-зональной последовательности кремнистые и кремнисто-доломитовые образования являются ядром, хотя и асимметрично смещенным, внутри поля тонкослоистых микритовых доломитов (см. рис. 4).

Распределение оруденения в связи с перечисленными выше литофациями следующее: кремнистая и кремнисто-доломитовая фации ядра несут вкрапленное и мелкопрожилковое халькопиритовое оруденение. В микритовых доломитах внешней зоны сконцентрированы слоистые галенит-сфалеритовые руды. Схема рудной зональности месторождения Маунт-Айза определяется как латеральная векторная с рудно-минеральной последовательностью: халькопирит — галенит — сфалерит — пирит [41]. Однако вследствие приуроченности халькопиритовых руд к наиболее окремненным участкам кремнисто-доломитового ядра переход между ними и галенит-сфалеритовыми рудами представлен широким безрудным интервалом.

Зональность в области слоистых свинцово-цинковых руд проанализирована Т. Финлоу-Батсом [41] на основе метода цепей А. Маркова. В итоговой вероятностной диаграмме отчетливо выражена концентрация галенита в зоне перехода от кремнисто-доломитового ядра к слоистым рудам и в примыкании последних к ядру. При этом проявлена тенденция к концентрированию в виде мономинеральных агрегатов. Максимум концентрации сфалерита смещен к области внешнего выклинивания слоистых руд. По мере приближения к выклиниванию в слоистых рудах нарастает роль пирита, представленного почти исключительно фрамбондальной формой. Самая внешняя рудная фация месторождений Маунт-Айза пиритная.

Схема рудно-минеральной зональности месторождения Маунт-Айза сопоставима с зональностью рудных залежей Жайремского типа. Она хорошо соответствует реальному разрезу концентрически зональных залежей. Различие состоит в гораздо большей размерности окремнения и медной минерализации ядра месторождения Маунт-Айза. Кроме того, ядро Жайремских залежей имеет кремнисто-баритовый, а не кремнисто-доломитовый состав.

Интерпретация зональности на месторождениях Жайрем и Маунт-Айза [29, 41, 44] основывается на гипотезе центробежного, от ядра к выклиниванию, поступления металлоносных растворов. Тем самым предполагается сингенетичное зарождение протофаций ядра и окружающей слоистой рудной фации.

Противоречивый характер данной интерпретации для месторождения Жайрем рассматривался в предыдущих разделах. Противоречия на месторождении Жайрем те же, что и в Маунт-Айза, и состоят в существенно более поздней постседиментной структуре руд ядра и синседиментном типе слоистых руд внешнего ореола. Для месторождения Жайрем разработана диагенетическая регенерационная модель руд ядра. Имеется ряд признаков такой же природы для руд месторождения Маунт-Айза. К главным из этих признаков, как и на месторождении Жайрем, относятся разномасштабные литогенетические складчатые структуры, связанные с дифференциальным диагенетическим уплотнением микритовых рудосносных осадков вокруг кварц-доломитовых новообразований с халькопиритовым оруденением. Дальше эти признаки рассматриваются как результат анализа и интерпретации фактических данных, опубликованных У. Перкинсом. Перечень признаков следующий: слоистость и порфиробласты доломита; слоистость и брекчиевожилые доломитовые агрегаты в будинажных разрывах; соотношение слоистости и контуров кремнисто-доломитового ядра.

Взаимоотношения слоистости и крупнозернистого метабластического доломита, изохронного халькопиритовому оруденению, проявлены около конкреционных агрегатов доломита. Эти соотношения можно объяснить следующим образом. Слои доломитового микрита, избежая, облекают и в то же время частично замещаются конкрещеневидным обособлением крупнозернистого доломита. При изучении подобных соотношений в слоистых кальцитовых конкрециях месторождения Жайрем отгибание слоями и частичное поглощение слоев конкрецией объясняется одновременностью диагенетического уплотнения осадков и образования в них затвердевших тел — протолитов.

К структурам диагенетического уплотнения более крупных размеров, чем порфиробласты доломита, могут быть отнесены поперечно удлиненные блоковые жилы и брекчиевые тела с крупнозернистой доломитовой основой в рудоносных сланцах (рис. 8, а, б), описанные У. Перкинсом [45]. На рисунке представлен брекчиевый блок со схемой корреляции тонкой слоистости по обе стороны разреза блока с его запечатанным положением внутри сланцевого переслаивания и брекчиевой, а в контактной зоне жильной, структурой является заполнением литогенетического межбудинного разрыва в компетентном слое. Схема развития таких образований соответствует модели образования поперечных жил в рудоносном флишоне месторождения Жайрем (см. рис. 6, а—в).

Раннедиагенетическая природа брекчиевого блока восстанавливается по схеме корреляции У. Перкинса [45]. Мощность одной и той же тонкослойной пачки в среде около 40 мм. Расстояние между продолжениями маркирующих линий внутри блока в два раза больше — около 80 мм. Эти соотношения доломитового блока и слоистости интерпретируются в соответствии с моделью дифференциального диагенетического уплотнения. Доломитовый блок играет роль твердого ядра. Его образование закончилось в тот период, когда мощность диагенезирующей

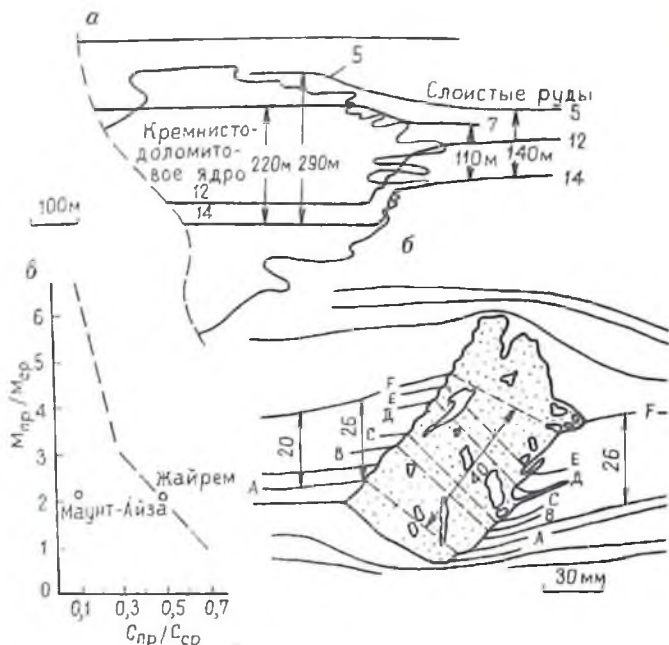


Рис. 8. Двукратное относительное уплотнение пачки слоистых свинцово-цинковых руд в торце кремнисто-доломитового ядра (а) и будинного брекчиево-жильного разрыва (б) из месторождения Маунт-Айза. Построено по туфовым маркерам № 5, 7, 12, 14 и маркировке слоистости А, В, С, Д, Е, F (по У. Перкинсу [45]). а – зависимость нормативных отношений мощностей ($M_{пр}/M_{ср}$) и содержания инертного осадочного компонента ($C_{пр}/C_{ср}$) в протолитах (пр) и среде (ср). Точки иллюстрируют распределение глинозема во вмещающих породах и в простом (Жайрем) и жильно-брекчиевом будинном (Маунт-Айза) протолитовых блоках

карбонатной толщи вдвое превышала современную. На это указывает отношение мощностей слоя в среде и в его стратиграфическом эквиваленте внутри блока, равное 1/2. Вариации мощностей слоев сланца в окологорцовых зонах определяются ограничениями последнего как относительно жесткого тела. Асимметрии в распределении мощностей интерпретируется по схеме на рис. 6. б, в, как следствие поворота блока при одновременно протекающих диагенетическом уплотнении и относительном скольжении материала по слоистости.

Структурные соотношения слоистости фации свинцово-цинковых слоистых руд и меденосного кремнисто-доломитового ядра в типичном вертикальном разрезе общей рудной залежи месторождения Маунт-Айза так же, как и в описанных структурах мелкого порядка, соответствуют схеме складок диагенетического уплотнения. В данном случае протолитовым ядром складки выступает кремнисто-доломитовая зона в целом. Этот вывод следует из корреляции слоистой структуры разреза (см. рис. 8, а).

Принципиальное отличие кремнисто-доломитовой фации ядра и фации слоистых свинцово-цинковых руд внешней зоны состоит в широком замещении протоосадков ядра метабластическим доломитом и в микритовом строении литобазиса слоистых руд. Доломитовое замещение отмечено также широким жило- и брекчиеобразованием. Данных о том, являются ли доломитизация и окварцевание ядра веществом сбалаansirованной перекристаллизацией протоосадков нет. Но в отношении доломитизации как главного типа замещения этот вопрос отпадает, поскольку рудоносные микритовые сланцы имеют доломитовый состав.

Расшифровка слоистой структуры рудной залежи месторождения Маунт-Айза выполнена корреляцией туффитовых маркирующих слоев. Точность корреляции достигнута многолетним опытом изучения и, как отмечает У. Перкинс, сомнений не вызывает. На рис. 8, а представлена схема корреляции из работы У. Перкинса, показывающая изменение расстояния между одними и теми же сквозными туффитовыми маркерами в кремнисто-доломитовом ядре и в ореольной слоистой фации руд.

Принятые при построении схемы на рис 8, а допущения сводятся к спрямлению контакта толщ Уркварт и Кеннеди, чем и учитывалась амплитуда нарушений. Расстояние между горизонтами 5 и 14 в ядре (290 м) вдвое больше, чем во внешней зоне (145 м). При этом облекающий изгиб слоистости резкий и приходится на сложно извилистую, вероятно, пloyчато дислоцированную, но в общем поперечную к слоистости, границу кремнисто-доломитового ядра и руд слоистой фации.

Выявляемый при корреляции одной и той же стратиграфической секции 50%-ый дефицит мощности во внешней зоне относительно ядра, при длине перехода между зонами всего лишь около 100 м, объясняется в соответствии с моделью диагенетических складок уплотнения. В этом случае кремнисто-доломитовое ядро оформилось как жесткий блок значительно ранее окончания диагенетического уплотнения вмещающих сланцев. Поскольку в кремнисто-доломитовом ядре крупнозернистой доломитизации не предшествовала другая наложенная на микриты минерализация, этот процесс и следует считать главным фактором механической стабилизации ядра. Таким образом образование ядра с его халькопиритовым оруденением определяется как диагенетическая регенерационная перекристаллизация кремнисто-карбонатных осадков. Независимо от источника медного оруденения в ядре, время его структурного оформления не отрывается от крупнозернистой метасоматической и жильно-брекчиевой доломитизации. Подтверждения связи доломитизации и халькопиритового оруденения приведены У. Перкинсом на основе анализов химического состава пиритного сланца и брекчиево-жильного доломитового блока (табл. 6), описанного ранее (см. рис. 8, б).

Десятикратное, по сравнению с содержанием в сланце, накопление меди произошло в данном случае в перекрытом слоистостью доломито-

вом блоке диагенетического будинажного происхождения. Из множества компонентов, формирующих среду, исследователями выявлена высокая подвижность при диагенетической регенерации на месторождении Маунт-Айза только для меди, кальция, магния и углекислоты.

Согласно изложенным данным медное оруденение месторождения Маунт-Айза следует связывать с диагенетическим регенерационным рудогенезом. Этому рудогенезу предшествовала стадия гидротермально-осадочного медного и полиметаллического рудоотложения.

Изложенная модель не противоречит данным, приведенным в дискуссии по генезису кремнисто-доломитового меденосного ядра Маунт-Айза [41, 45]. П. Мак-Голдрик по идентичности изотопного состава свинца в галенитах кремнисто-доломитового ядра, слоистых руд и свинца в сланцах рудоносной формации настаивает на сингенетичной первично-гидротермально-осадочной природе медного и серебро-свинцово-цинкового оруденения. Однако У. Перкинс не придает этим данным решающего значения, так как галениты кремнисто-доломитового ядра могут быть наследованными от первично-слоистых руд. Спорной является трактовка литохимического отличия ядра и вмещающих сланцев. Литологической матрице кремнисто-доломитового медистого ядра более чем в пять раз меньше содержит K_2O , Al_2O_3 и других компонентов, типичных для сланцев — носителей слоистых серебро-свинцово-цинковых руд. Если формировать ядро, как предлагает У. Перкинс, гидротермально-метасоматическим путем в рамках ранее литифицированной толщи сланцев в открытой системе, то невозможно строго объяснить литологическую изолированность блока. Этот аргумент отмечен Т. Финлю-Бэтсом. Последний предложил рассматривать различия на основе гидротермально-осадочной модели того же типа, которая ранее была разработана для Жайрема [29]. При этом фашии ядра и слоистого ореола исходно имели различный состав. Однако такую трактовку нельзя признать как единственное объяснение. В том, что соотношения типов руд на месторождении Маунт-Айза более сложны, убеждает анализ мощностных и вещественных соотношений в будинно-протолитовом мелком блоке и вмещающем сланце, описанном ранее (см. рис. 8, б, табл. 6).

Блок как тело представляет собой запечатанную в сланце систему, механически стабильную к моменту литификации среды. Корреляция слоев в блоке и вне его, как отмечалось, определяет его как протолит с отношением мощности маркирующих слоев в протолите и среде около двух. Дальнейший анализ был выполнен на основе модели последовательного диагенетического уплотнения илювого осадка без привноса и выноса из него седиментогенного инертного компонента. Сущность модели отображена графиком (см. рис. 8, в). По мере диагенетического уплотнения илювого слоя, например, от 10 до 1,5 мощностных единиц, роль инертного компонента в нем возрастает от 10 до 75% соответственно. Схема образования протолитов была рассмотрена ранее. В соответствии с ней соотношения мощностей сквозных слоев в протолите и среде отвечают относительному возрасту литификации протолитов. В принятой

Химический состав (в %) будинного доломитового блока и вмещающего пиритного сланца. Месторождение Маунт-Айза [45]

Компоненты	Пиритный сланец	Доломитовый блок
Co	0,06	0,01
Cu	0,4	5,1
Mn	1,04	1,98
Ag	0,005	0,004
Pb	0,27	0,28
Zn	0,1	0,14
Fe	9,8	5,7
S	8,21	2,45
Na ₂ O	0,04	0,03
K ₂ O	2,22	0,47
SiO ₂	40,0	9,3
Al ₂ O ₃	9,2	1,3
CaO	8,0	25,7
MgO	7,0	15,1
CO ₂	10,5	37,9

модели мощность протолита равна 10 единицам. Ряд отношений мощностей и содержаний инертного компонента в протолите и среде получен при уплотнении среды относительно протолита до 1,5 единиц. Кривая, связывающая эти отношения (см. рис. 8, в), определяется как универсальный график нормативных отношений инертных седиментогенных компонентов и мощностей в дифференциально уплотненном слое. Поле между осями координат и кривой соответствует аномальным типам протолитов, объем которых возрос после их литификации, но в условиях продолжающегося уплотнения среды. Эта обстановка типична для диагенетического будинажного растяжения.

Приложение рассматриваемой литогенетической модели для месторождения Маунт-Айза иллюстрируется на примере рудоносного протолит-будинного блока (см. рис. 8, б). При этом принимается, что Al₂O₃ является инертным компонентом. Его валовое количество в блоке и среде сохранялось постоянным. При отношении мощностей слоев-аналогов протолит/среда, равном двум, отношение Al₂O₃ протолита / Al₂O₃ сланца резко смещено влево от нормативной кривой. Это свидетельствует о том, что баланс литогенных инертных компонентов соответствует увеличению объема протолита при будинаже. В процессе последнего происходил разрыв блока и минерализация разрывов в ходе диагенетически-регенерационного перемещения компонентов.

Предложенная модель объясняет соотношения литогенных компонентов в кремнисто-доломитовом меденосном ядре и слоистых рудах месторождения Маунт-Айза. Ядро представляет собой диагенетически разуплотненный протолитовый блок, имеющий мощность вдвое большую, чем мощность его аналогов в среде. Прерывисто-жильная и брек-

чиевая постседиментная минерализация в ядре не противоречит его положению, поскольку минерализация и структурные преобразования блока относятся к этапу диагенетически-регенерационных предлитификационных преобразований.

Общие закономерности раннедиагенетического мобилизма и концентрации сульфидных руд

Раннедиагенетическое регенерационное рудообразование сменяет седиментную стадию оруденения. Мобилизм рудных компонентов при этом индуцируется уплотнением и минерально-химической реконструкцией илов в условиях преимущественно фронтальной восходящей разгрузки интерстициальных рассолов. Условия миграции оруденения определяются небольшой мощностью разреза рудоносных илов, возможно, от первых сантиметров до десятков метров, прерывистой проницаемостью и малыми размерами горизонтальных внутрислойных растворопроводящих систем.

Вторичная концентрация оруденения пространственно локализована в границах залежей осадочной стадии рудонакопления. Результатом раннедиагенетического процесса является образование пластов, зон и блоковых ядер с высокой концентрацией оруденения, чем значительно повышается промышленная ценность месторождений.

Миграция и минерально-химическое преобразование рудных компонентов в обстановке раннего диагенеза определяются степенью концентрации осадочного оруденения и химическими свойствами компонента. Влияние концентрации сказывается в том, что осадочные рудные тела с высоким содержанием металлов независимо от первичного минерально-химического состава проявляют сопряженное мобилизму и консолидируются без существенного химического изменения и пространственного перемещения. На месторождении Жайрем такие образования представлены высококонцентрированными слоями галенит-сфалеритовых руд, пластами гетитовых и гетит-браунит-гаусманитовых руд.

Другим примером, иллюстрирующим это положение, могут служить слонстые руды месторождения Мак-Артур-Ривер. Особенность этого гигантского месторождения серебра, свинца и цинка в том, что основная масса оруденения сосредоточена в слоистой фации руд в глинисто-кремнисто-доломитовом флишоиде. В стратиграфической колонке рудной залежи максимумы концентрации цветных металлов контролируются пластами углеродистых глинисто-кремнистых осадков. Пласты с низким содержанием сульфидов представлены туфами, гравелит-брекчиевыми доломитами и др. Несмотря на высокую седиментную пористость доломитовых брекчий и туфов, как грубообломочных составляющих рудоносной колонки, они не стали центрами концентрации свинцово-цинковых руд, хотя и находятся в непосредственном контакте с рудными слоями, содержащими галенит и сфалерит. Строгая корреляция оруденения и глинисто-кремнисто-доломитовых осадков в условиях тонкого

переслаивания рудных и пустых пород свидетельствует об отсутствии вертикального перераспределения высококонцентрированного полиметаллического оруденения в постседиментную геологическую историю рудной залежи.

Химические свойства рудных компонентов определяют стадийно-дифференцированный механизм диагенетической консолидации и регенерационного переотложения оруденения. Миграция железа активизируется разновалентностью его форм в минералах и растворах. Реакционные формы железа либо возвратно мигрируют в морскую среду, либо консолидируются в пиритной фрамбоидальной форме на самой ранней стадии диагенеза. Особенность регенерационного процесса для руд цветных металлов в том, что их седиментная и консолидированная форма одна и та же — сульфидная. Доказательством этого положения являются сульфидная форма осаждения меди и цинка в рудных илах Атлантис-II и иерархически соподчиненный тип соотношений выделившихся стадийно-сульфидных форм в консолидированных без перемещения и регенерированных рудах.

Конкреционные обособления сульфидов цинка и свинца несут в себе признаки первично флюидного состояния. По-видимому, регенерационный изохимический мобилизм сульфидов цветных металлов обеспечивается существованием в осадочных средах зависимостей типа сульфид — гидросульфид — сульфид. Гидросульфидная форма выступает как миграционно-активная и снимает проблему трактовки многостадийности переотложения по линии миграции сульфидов.

Структурный контроль играет главную роль в размещении и индуцировании раннедиагенетического регенерационного оруденения. Рудоконтролирующие структурные формы представляют собой разномаштабные узлы литогенетического разуплотнения, обусловленные дифференцированной литификацией седиментно-неоднородной рудоносной толщи. Крупные блоки ранней литификации выступают как центры локализации новых регенерационных рудных залежей или зон внутри залежей.

Позднедиагенетическая концентрация и литостратиграфический контроль руд в структурах растворения

Данный тип концентрации сульфидных руд проявляется в условиях общебассейновой разгрузочной миграции рассолов и рудных компонентов при литификации илов. Мобилизованное рассолами оруденение улавливается крупными структурами литогенетического разуплотнения. В целом такие структуры представляют собой стратиформные и столбообразные тела с наследованной седиментной или вновь образованной пористости с растворопроводящими и рудно-коллекторскими свойствами. Ярким примером служат рифовые постройки, размещенные по пери-

метру бассейнов седиментации, в том числе бассейнов с оруденением осадочной стадии. На примере рудоносных рифов в данной работе раскрывается механизм позднедиагенетической концентрации полиметаллического оруденения.

Сульфидные полиметаллические месторождения, ассоциированные с ископаемыми рифовыми постройками и околорифовыми седиментокластовыми шлейфами, составляют промышленно перспективную группу среди стратиморфных месторождений карбонатных толщ. Иллюстрацией их значимости служат месторождения Старого и Нового свинцовых поясов на юго-востоке Миссури, обеспечивающие до 90% добычи свинца в США. Примерами таких месторождений являются Ушкатын III в Центральном Казахстане, Сардана в Якутии, Пайн-Пойнт в Канаде, ряд месторождений Силезско-Краковского района Польши и др.

Таксономическая самостоятельность месторождений в рифах обосновывается структурно-формационными и геохимическими признаками. Руды локализованы в основных рифовых постройках и в околорифовых обломочных породах. Но в последнем случае рудные тела корнями уходят в рифы, причем в плане рудные залежи проектируются на шнуровидные полосы рифовых построек. Практически вся рудная масса представлена типом инкрустации порового пространства. Подчиненную роль играют метасоматические сульфидные агрегаты. В качестве порового пространства выступают поры растворения рифов и пористость седиментных брекчий и брекчий проседания в связи с постседиментным растворением карбонатных пород.

Отличительная геохимическая особенность руд многих крупных месторождений в рифах состоит в смещении количественного отношения свинца к цинку в сторону свинца вплоть до полного вытеснения цинка. Этот признак отчетливо выступает на месторождениях шт. Миссури и Ушкатын III. Последнее пространственно и в разрезе совмещено с Жайремским месторождением, где отношение свинца к цинку около 1/3. Ушкатын III — одно из месторождений, где отчетливо проявлены хроностратиграфические соотношения оруденения и среды и генетическое родство секущих руд в рифах и слоистых в флишшоидах. Материалы по месторождению Ушкатын III положены в основу анализа проблемы позднедиагенетической регенерационной концентрации сульфидных руд.

Оригинальность использованной методической основы анализа оруденения в рифах состоит в изохронной корреляции литоингредиентов рифов и различных форм выделения рудных агрегатов. В качестве литоингредиентов рассматриваются все те составные части рифов, которые возникали при открытом осаждении и в эписедиментную цементационную стадию. Эписедиментный литогенез в ранний период связан с цементацией геопетальной пористости и каналов растворения. В поздний период проявляются катагенные трещинно-жильные формы. В любой из этих периодов возможно вторжение в риф рудогенерирующих гидротермальных потоков, вызывающих как дополнительное растворение, так и инкрустацию полостей сульфидами.

Основу рифовых комплексов составляют волнстойкие органо-генные карбонатные постройки, образовавшиеся в основном известковыми рифостроящими водорослями. Подчиненную роль в рудоносных рифах играет материал губок и кораллов. Ископаемые рифовые комплексы представляют собой совокупность органогенных остовных построек и окружающих и перемежающихся с ними разнообразных по сортности и локально-генетическим обстановкам детритовых карбонатных, карбонатно-глинистых, песчаных, глинистых и других осадков. Эти осадки формируются в условиях лагун, пляжей, в тыловой части рифов и в условиях шельфа во фронтальной части.

Современные рифы подразделяются на островные (атолловые), береговые, барьерные и краевые [14]. Последние два относятся к самой распространенной группе. Они располагаются по линиям резких изменений глубин моря на обрывах берегового шельфа. Но для барьерных рифов характерна сравнительно небольшая полоса шельфа между берегом и рифом (до 5 км), для краевых полоса шельфового мелководья весьма обширна (до 150 км). Береговые рифовые постройки в своей тыльной части сменяются непосредственно континентальными золовыми и другими осадками.

По мере перехода от береговых к краевым рифам изменяется состав рифовых комплексов. Для комплексов береговых рифов характерно большое влияние континентального осадконакопления, либо гумидного (пресного), либо аридного (золowego и эвапоритного), для комплексов более открытого моря — морской седиментации. Неоднородность обстановок первичного накопления рифовых комплексов характеризуется также колебаниями степени солености среды. Для рифов краевой зоны соленость среды обычно нормальная морская, водоемы тыльной части барьерных рифов либо засолонены, либо опреснены в зависимости от гумидного или аридного климата и величины водного стока с суши [14]. Примеры детального изучения рудоносных рифовых комплексов пока немногочисленны. В последние годы они исследованы на юго-востоке шт. Миссури, Центральном Казахстане, Якутии и других районах.

Рудоносный рифовый комплекс Озарк на юго-востоке шт. Миссури (рис. 9) локализуется в виде подковообразной прерывистой полосы рифов в кембрийской формации Бонтерре. Полоса опоясывает островной расчлененный выступ докембрийских магматических пород, преимущественно риолитовых эффузивов и гранодиоритовых интрузий. Рифы сформировались в шельфовой части моря, вблизи границы шельфового склона и глубоководной области. Неоднородность рельефа островной системы обусловила неоднородность обстановки накопления органогенных построек и детритовых карбонатных и карбонатно-глинистых осадков. Характерная для района схема распределения фациальных типов пород представлена на рис. 9. Интересно отметить преимущественное развитие

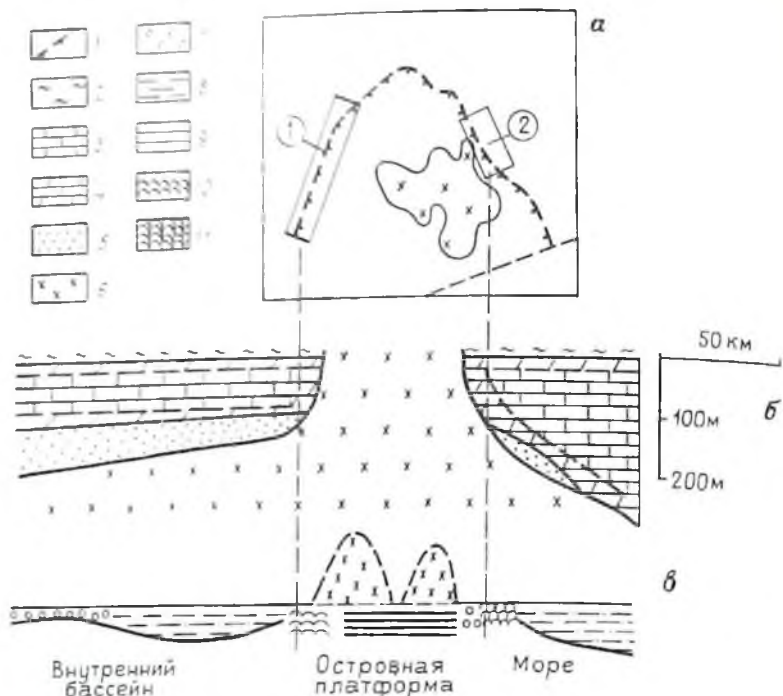


Рис. 9. Региональный структурно-фациальный контроль островным выступом Озарк стратиформных свинцовых месторождений шт. Миссури. По Д. Тэкеру и К. Ларсену.

a – площади свинцовых поясов (1 и 2 – Новый и Старый свинцовые пояса), *б* – их положение в региональном формационном и *в* – палеофациальном разрезах
 1 – осевая зона рифового комплекса; 2 – надрудная черносланцевая формация; 3 – известняки и 4 – доломиты рудной формации; 5 – красноцветные песчаники подрудной формации; 6 – метаморфический комплекс основания; 7–8 – фации известняков и доломитов (7 – оолитовые, 8 – микритовые и глинистые); 9–11 – строматолитовые отложения (9 – тонкослоистые, 10 – купольные, 11 – пальцеобразные)

биостромных органогенных построек для западной ветви рифов и биогермных для восточной. Несмотря на это, Старый и Новый свинцовые рудные пояса, приуроченные соответственно к восточной и западной ветвям рифов, характеризуются примерно одинаковой рудоносностью.

В биостромных постройках рост биогенного ядра рифов шел примерно с той же скоростью, что и накопление обломочного материала. В биогермных – биогенная постройка возвышалась над уровнем донного осадка. По К. Ларсену, различие форм построек обусловлено дифференцированным шарнирным погружением шельфа. В разрезе рудоносной рифовой системы Миссури (см. рис. 9) западная береговая часть шарнирно закреплена, восточная имела наибольшее погружение. Вследствие

этого западная ветвь рифов формировалась в условиях мелководья, невысокого прилива и более интенсивного обломочного осадконакопления. Эта ветвь рифов представлена биостромными ритмами. В восточной ветви вследствие более интенсивного погружения и положения рифов на стороне, обращенной к открытому морю, скорость роста рифов была относительно высокой. Здесь формировались биогермные типы построек.

Накопление строматолитовых рифов происходит циклически. Обобщенная схема строения циклов в комплексе Миссури приведена на рис. 9. Основание цикла образовано холмовидными строматолитами с отношением объемов строматолитов к детритам 5:1. Выше развиты пальцеобразные формы, одиноко расположенные в известковом детрите. Отношение строматолитов к детритам здесь равно 1:1. Мощность ритмов в рифах Нового Свинцового пояса варьирует от 0,3 до 1 м.

Особенности распределения фаций в рифовом комплексе Нового свинцового пояса шт. Миссури характеризуется следующими данными. В зонах, прилегающих к докембрийским выступам, нижние 75% разреза рифоносной формации Бонтерре (мощность 100 м) выполнены строматолитовым рифом. В направлении от рифового кольца к морскому бассейну рифовые постройки замещаются детритовыми фациями карбонатных пород. Интенсивность замещения возрастает как по латерали, так и снизу вверх по разрезу. Вследствие этого в основании комплекса характерно ритмичное чередование слоеобразных строматолитовых построек и кластических карбонатных пород; в верхней части последние полностью вытесняют строматолитовые постройки. Нижней границей рифового комплекса являются песчаники формации Ламотт, верхней — следует считать тонкий выдержанный горизонт черных сланцев, обычно именуемый Сулливанские сланцы.

Периферийная обращенная к морю граница рифового комплекса достоверно может быть показана по крайним точкам выклинивания строматолитовых построек. Эти точки отстоят от осевой зоны рифовой полосы примерно на 1—2 км. Соотношение объемов строматолитов и кластических карбонатных пород в формации Бонтерре очень изменчиво, но в целом на долю строматолитов приходится не более одной четверти. Главная масса оруденения в рифовых комплексах на юго-востоке шт. Миссури сосредоточена на площади развития рифов, но в разрезе оруденение смещено кверху, в горизонты почти полностью обломочного и сланцевого строения.

Ушкатынский рудоносный рифовый комплекс локализован на строуровне красноцветной известково-глинисто-кремнистой пачки, замыкающей рудоносные верхнедевонские флишоиды Жайльминского грабенсинклинория в Жайрем-Ушкатынском районе Центрального Казахстана.

Жайльминский бассейн выполнен в основном верхнедевонскими (фаменскими) сероцветными известково-кремнисто-глинистыми фли-

шоидами отложениями, вмещающими гидротермально-осадочные полиметаллические месторождения жайремской группы. Средняя мощность рудоносной части серого флишоида около 400 м. Флишоид перекрывается красноцветной толщей, основу которой составляют розовые и красные тонкослоистые узловатые кремнистые известняки с прослойками красных железисто-глинистых пород и железо-марганцевых руд. Мощность толши колеблется от 40 до 150. Вдоль береговых ограничительных мульд толща красноцветных известняков и серого флишоида фашиально замещается терригенными красноцветными песчаниками и алевролитами дарьинской свиты. Обломочный материал этих пород – кварц, эффузивы кислого состава, фельзиты, гранофиры – были мобилизованы при разрушении вулканогенных кислых комплексов островных областей. Зона фашиального смыкания красноцветной известняковой и красноцветной терригенной толщ характеризуется развитием прерывистой цепи водорослевых рифовых известняков и в отдельных участках доломитов.

Рудоносный Ушкатынский риф представляет собой в целом шнуровидно-удлиненное линзовидное тело мощностью до 100 м (рис. 10). Тело сложено массивными слоями ритмов (мощность ритмов в среднем 0,5–1 м) коричнево-красного строматолитового известняка, содержащего незначительную примесь карбоната магния (табл. 7). Другими породами среди рифов являются грубообломочные брекчии внутририфовых приливно-отливных каналов, прослойки детритовых известняков и красноцветных алевролитов и песчаников берегового вторжения.

Страна рифа, обращенная к береговому борту Жайльминской муль-

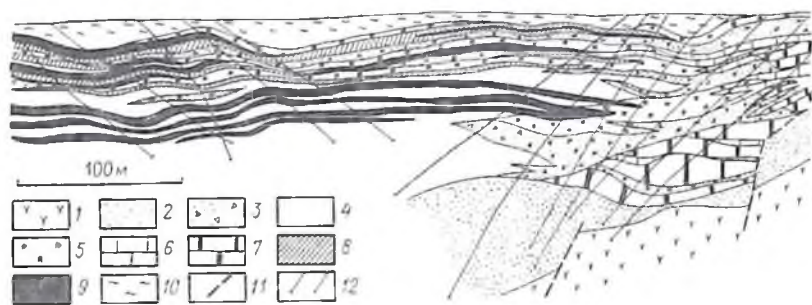


Рис. 10. Палинастический разрез комбинированного марганцево-полиметаллического стратиформного месторождения (Ушкатын III). Построен с учетом данных С. Алтухова.

1 – трахитовые порфиры; 2 – красноцветные песчаники и алевролиты; 3 – известковые брекчии; 4 – известково-глинистый флишоид; 5 – красноцветные известняки; 6–7 – строматолитовые рифы (6 – нерудные, 7 – барит-свинцовые рудные); 8–9 – руды (8 – железные, 9 – марганцевые); 10 – серые известняки; 11 – тектонические контакты; 12 – скважины

Таблица 7

Химический состав (в %) пород Ушкатынского рудоносного рифа.
По Е.Е. Бузмакову и др.

Компоненты	Строматолитовый известняк		Известковый песчаник	Алевролит красноцветный
	серый	коричневый		
SiO ₂	7,55	15,15	5,5	62,6
TiO ₂	0,1	0,1	0,08	0,68
Al ₂ O ₃	1,4	1,87	0,76	15,13
Fe ₂ O ₃	0,28	1,56	0,52	4,69
FeO	0,9	0,67	0,67	1,74
MnO	0,34	0,41	0,31	0,03
MgO	1,0	0,93	0,96	1,78
CaO	48,67	43,41	50,01	2,52
Na ₂ O ₃	0,2	0,1	0,1	0,6
K ₂ O	0,4	0,5	0,2	6,8
P ₂ O ₅	0,01	0,02	0,03	0,18
BaSO ₄	—	—	0,05	0,1
П.п.п.	38,55	34,46	40,2	4,12
Сумма	99,42	99,18	99,39	100,97

ды, либо эродирована, либо по сорванному тектоническому контакту прислонена к красноцветным песчаникам, местами к риолитовым порфирам более древнего возраста. Около срыва риф имеет массивное сложение, и из разреза здесь вытесняются все другие разновидности известняков, кроме строматолитовых. Массивная часть рифа, как стержневая зона рифового комплекса, в направлении к центру Жайльминской мульды выклинивается на интервале 100–150 м (см. рис. 10). Выклинивание представляет собой пальцевание апофиз строматолитовой постройки среди седиментокластических известняковых брекчий, детритовых известняков и алевролитов околорифового шлейфа. Общая ширина шлейфа достигает 500 м. В направлении к оси мульды грубослоистые околорифовые отложения переходят в тонкослоистые красноцветные глинисто-кремнистые известняки. В переходной зоне залегает Ушкатынское железо-марганцевое месторождение (см. рис. 10).

Свинцовое оруденение месторождения Ушкатын III сосредоточено в водорослевых рифовых известняках, преимущественно в наиболее мощной их части. Незначительную роль, в качестве рудоносных пород, играют седиментокластические брекчии внутририфовых каналов. Собственно рифовые известняки представляют собой расслоенную ассоциацию двух главных литотипов — строматолитов и детритового песчанистого известняка. Количество последнего в рудоносной части многократно меньше, чем строматолитового известняка.

Строматолитовый известняк имеет скрытозернистое микритовое строение. В микрите рассеяны сфероидальные, угловатые, раковинные и губковые включения (размер около 0,1 мм и менее), а также вкрапленность оксидов железа. Сфероидально-купольные ритмичные тонкие пленки оксидов железа позволяют выделять в общей массе отдельные морфологически оформленные колонии строматолита. Строматолитовые формы хорошо выражены также в ритмично-слоистых ассоциациях их с детритовым известняком. Последний состоит из ожелезненных обломков раковинного и строматолитового микритового материала. Отдельно взятый ритм в основании — строматолитовый, выше, у границы с песчаниками, в строматолите резко возрастает количество обломочных включений, и на небольшом расстоянии он вытесняется детритом (рис. 11). Здесь хорошо выражены купольные формы строматолита. Интересно отметить, что основание строматолитовых банок всегда, когда банка подстилается песчаником, имеет вид контрастной поверхности.

Расчлененности рифа соответствует ритмичность двух порядков. Ритмы крупного порядка выделяются как согласные плиты мощностью от 10 см и до 1 м, редко более. Ритмы мелкого порядка наблюдаются как неправильное слоистое чередование строматолитовых и детритовых полос мощностью в несколько миллиметров. Строматолитовые полосы петрографически представляют собой комбинацию собственно строматолитового микрита и включенных в нем строматактис. Последние выражены как плоскодонно-купольные шнуровидные тела или их комбинации, выполненные микритовым внутренним осадком и кальцитовым синтаксиальным спарритом. Поскольку строматактисы имеют рудоконтролирующее значение, было проведено их структурно-петрографическое изучение.

Строматолитовые полосы имеют асимметричную форму. У них плоское основание и холмистая верхняя поверхность. Детритовая часть каждого тонкого ритма является заполнением отрицательных форм поверхности строматолитовой полосы. В итоге такого заполнения образуется примерно горизонтальная выровненная поверхность, служащая основанием для следующей более верхней строматолитовой полосы. Количество детритового элемента ритма переменчиво. При уменьшении содержания детрита разновозрастные строматолитовые колонии ложатся непосредственно друг на друга. Выступающие куполовидные элементы нижней полосы обычно сохраняются.

Ритмы крупного порядка выделяются благодаря асимметрии в распределении лито-ниградентов и изменчивости их структуры. Наиболее отчетливо асимметрия проявляется в последовательном уменьшении снизу вверх размеров и количества строматактис (см. рис. 11). Изменение соотношений детритовой и строматолитовой частей состоит в более высокой степени их дифференцированности в нижней части ритмов, тогда как верхняя половина ритмов нередко выполнена микритовым структурно трудно различимым, интенсивно окрашенным оксидом железа строматолитом. Строматактис в этой части почти нет. В нижней

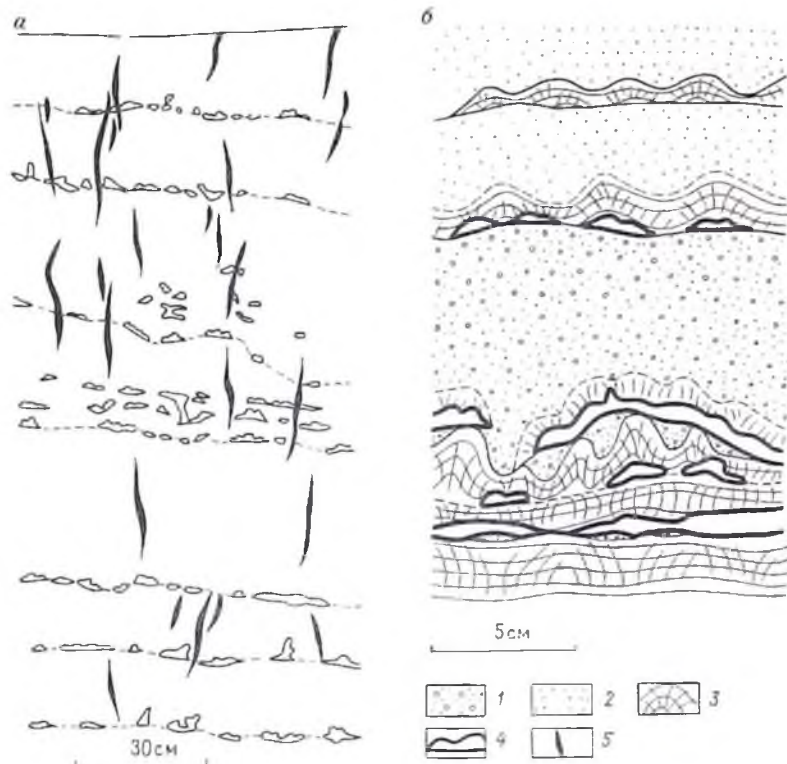


Рис. 11. Ритмическая слоистость строматолитового рифа.

Строматактисовые каналы концентрируются в основании ритмов (а) и в ядрах куполовидных строматолитовых построек (б). Строматактисы пересекаются поперечными карбонатными жилами.

1 — ожезненый детритовый известняк; 2 — микритовый осадок; 3 — строматолитовые формы; 4 — строматактисовые каналы; 5 — карбонатные жилы

половине строматолитовые пологокупольные или слоеобразные формы более отчетливо выражены. Их ядерные части практически всегда служат местом локализации строматактис.

Асимметрия крупных ритмов выражается в вариации окраски строматолитов. Прослой известкового детрита характеризуются высокой степенью ожезненности. Обломки известняка и цемент замещены оксидами железа. Строматолитовые полосы в нижней части ритма, находящиеся в чередовании с ожезненным детритом, имеют светлую зеленоватую окраску. В самой верхней части ритмов строматолиты насыщены мелкодисперсными оксидами железа, их цвет темно-красный. В ритмах с дифференцированным распределением ожезнения строматактисы распределены в нижней неожезненной части.

Седиментокластические плохо окатанные брекчии являются другой группой пород рифовой постройки. Они формируют шлейф, замещающий риф в сторону центра Жайльминской мульды, а также выполняют глубокие приципно-отлинные каналы в самой рифовой застройке. Источник обломочного материала брекчии имеет двойственную природу. Весь грубообломочный материал размером от 0,5 см до 1 м представлен рифовым известняком. Цементом брекчии служит терригенный кварц-поцевоинат-слюнистый алевролит с высоким содержанием глинозема (см. табл. 7). Хорошая сортированность алевролита свидетельствует, что образование рифов или, по крайней мере, их передовой, обращенной к морю, зоны происходило на некотором удалении от основной береговой линии.

Обломки известняков внутририфовых каналов нередко представлены обеленными разностями. Частичному обелению подвержены также небрекчированные массивные рифовые известняки в бортах каналов. Обеление следует связывать с восстановлением и выщелачиванием оксидов железа. Причиной этого было накопление и анаэробная переработка органического материала в застойных участках каналов после заполнения их обломочным материалом.

Общая седиментологическая обстановка в зоне рифа характеризовалась накоплением строматолитов, детритового известняка и грубообломочной брекчии. Два последних типа пород могут быть определены как типичные интракласты, мобилизованные и отложенные на месте образования рифа или незначительно перемещенные на его морское обрамление. В отличие от интракластов кремнисто-глиноземистые алевролиты являются алохтонным компонентом рифа, отложившимся прежде всего в цементе брекчий приливно-отливных каналов, а также в виде самостоятельных тел в чередовании с известняками в околорифовом шлейфе. Алевролиты данного типа не наблюдаются в слоистых ритмах строматолитов, где, как отмечалось, строматолитовые полосы чередуются с детритовым известняком. Отложение кремнисто-глиноземистого алевролита в глубоких каналах во внешнем шлейфе объясняется тем, что перенос алевролитов через риф осуществлялся донными течениями по системе поперечных каналов. В конечном итоге алевролит отлагался как цемент брекчий в углублениях в рифе или на склоне рифа, обращенном к морю.

Мелкозернистая структура и высокая глиноземистость алевролитов выступает как причина их низкой проницаемости и, как следствие, незначительная роль брекчиевых фаций рифового комплекса Ушкатына как рудоносных пород.

Литохимическая обстановка образования Ушкатынского рифа реконструируется по следующей смене литофаций от центра мульды к береговой линии: 1) слоистые красноцветные и серые флишоидные известняки; 2) красноцветные известняки с прослоями оксидных железомарганцевых руд; 3) строматолитовый риф с прослоями ожелезненного

детритового известняка; 4) красноцветные терригенные алевролиты и песчаники. Основа первых трех членов последовательности — известковые породы. Универсальным химическим признаком этих пород в любой части разреза является очень высокое отношение CaO/MgO , оно варьирует от 98/1 до 95/3. Можно утверждать, что в стадию седиментации и позже при диагенезе и метаморфизме доломитообразование в Ушкатынском рифе и его шлейфе отсутствовало или было примесным.

Пространственные и количественные соотношения пород в рифовых комплексах определяются образованием их в зоне высокой волновой и приливно-отливной энергии. Вследствие периодически повторяющегося механического разрушения органогенной постройки обломочные карбонатные породы формируют шлейфы с наклонной слоистостью. Шлейф имеет кольцевой облик вокруг одиночных биогермных рифов и кольцеобразных рифовых систем или развиты в виде параллельной берегу полосы у береговых рифов.

В.Г. Кузнецовым [14] описана универсальная литолого-фациальная зональность шлейфов. В направлении в сторону моря от рифа грубо-обломочные гравелитовые известняки замещаются все более мелкозернистыми разностями. В этом же направлении в шлейфах возрастает роль глинистого материала. Это выражается появлением отдельных слоев глинистых известняков. Соотношение объемов, приходящихся на долю органогенных построек и обломочного материала в рифовых комплексах, изменяется в широких пределах, причем обломочного материала обычно больше 50%, часто 80% и более. Эти данные свидетельствуют, что почти вся масса первично биогермного типа подвергается механическому разрушению, и собственно органогенные постройки представляют собой в разной степени сохранившиеся реликтовые сооружения. В ископаемых рифовых системах отмечаются разнообразные сочетания обломочных пород и органогенных построек, отражающие различную степень замещения (то полную, то частичную) последних детритом как по латерали, так и по вертикали.

Подавляющее большинство современных и ископаемых рифовых систем имеют пространственную связь с крупными тектоническими структурами в фундаменте. Наиболее развитые рифовые системы приурочены к ступенеобразным изгибам шельфа на границе континентальной и океанической коры. Так, например, рифовая зона Большого Австралийского барьера органичена изобатами 180–200 м. От внешней границы зоны в сторону моря уже через 3 км глубина достигает 1100–1800 м. Лагунная зарифовая полоса шириной около 150 км имеет глубину 4–8 м. Характерно, что рифы непосредственно на линии перегиба шельфа имеют резко удлиненную (ленточную) продольную береговую форму, рифы лагунной полосы округлую, серповидную, неправильную формы. Линейные ленточные рифы трассируют зоны интенсивных тектонических прогибов, неправильные округлые типы рифов развиваются в условиях малых амплитуд прогибания. На их форму большое влияние оказывают мелкий рельеф дна, метео- и гидрологические факторы, направление течений, снос детритового материала и т.п.

Рудоносные рифовые комплексы также проявляют связь с крупными конседиментными тектоническими структурами. На месторождении Ушкатын III линейный рифовый комплекс локализован вдоль границы Жайльминской мульды (см. рис. 10), т.е. в зоне разграничения области активного прогибания и относительно стабильного окружения. Зона маркируется изоклинальными синклиналиными структурами.

Рудный район на юго-востоке шт. Миссури выделяется как островная благоприятная для рифообразования область, приуроченная к довольно крутому изгибу шельфа, резко погружающемуся к юго-востоку (см. рис. 9). На юго-востоке шт. Миссури также развиты многочисленные локальные тектонические структуры складчатого и разрывного типов. Однако, как отметил В.Г. Кузнецов, связи рифов с подобными структурами носят опосредованный характер.

*Доломитизация рифовых комплексов
как внерудный процесс*

По данным Н.М. Страхова, В.Г. Кузнецова, Д. Чилингара, К. Вольфа и др., все разнообразие обстановок древнего и современного доломитообразования и источников магния замыкается рамками экзогенных систем. Доломит выступает как минерал, на котором обычно заканчивается литогенез карбонатных пород. Определение доломитизации как процесса, маркирующего верхнюю границу экзогенной истории карбонатных пород в ряду: осаждение, диагенез, катагенез, метаморфизм, создает возможность генетически диагностировать оруденение карбонатных толщ на основе отношения его к доломитообразованию.

Физико-химические условия отложения доломита в водных бассейнах, по Н.М. Страхову, контролируются повышением солености давления углекислоты. Для экспериментального образования доломита необходимы высокие давление и температура. В опытах А.В. Казакова температура равна 150°C при составе раствора: 28 мг/л CaO, 86 мг/л MgO, 412 мг/л CO₂. Г. Будзинский получил гелеподобный осадок доломита путем добавления концентрированного раствора Na₂CO₃ в двумольный раствор хлористого магния и кальция с отношением Ca/Mg = 5/1. Д. Чилингаром доломит с отношением Ca/Mg = 1,8 был осажден из морской воды с добавлением в нее MgCO₃ и CaCO₃ до уровня максимальной растворимости этих карбонатов. Осаждение доломита осуществлялось в автоклаве при давлении CO₂, равном 0,4 МПа.

Природное осаждение доломита впервые было описано Д.С. Сапожниковым, Н.М. Страховым и Г.И. Теодоровичем на примере оз. Балхаш, позже Г. Скиннером в прибрежных озерах и лагунах Южной Австралии. Условия осаждения характеризуются высоким отношением Mg/Ca и значениями pH среды 8,4–10,3. К типичным обстановкам современного доломитообразования относится накопление доломита в рыхлых осадках сабхи на побережье Персидского залива. Соленость воды в отдельных бухтах залива на 70% превышает среднюю морской воды. От берега ла-

гуны в сторону суши выделяется зона прилива, водорослевая зона и незаливная низина — сабха — шириной до 11 км. Отложение доломита, а также гипса, ангидрита и галита происходит в верхней части разреза илов сабхи (60–30 см). Ниже ни доломит, ни другие эвапоритовые минералы не отлагаются, и осадки представлены арагонитовыми илами. Интересна латеральная зональность илов сабхи. В направлении от моря к суше последовательно чередуются илы арагонитовые, доломитовые, доломит-гипсовые. Образование эвапоритов и доломита сабхи объясняется испарением интерстициальных вод илов, при этом потеря воды непрерывно восполняется подтоком ее из моря. Ил постепенно доломитизируется и замещается другими минералами эвапоритовой формации.

Доломитообразование в современной сабхе имеет значение эксперимента в геологических условиях. Основные параметры доломитизации следующие: скорость образования характеризуется накоплением слоя доломита мощностью 30–60 см за 3000 лет, температура до 50°C, давление в иловом слое нормальное, соленость исходной морской воды нормальная или на 70% выше нормальной, pH = 8. В иле на уровне грунтовых вод доломитизация отсутствует. Выше при поднятии воды по капиллярам и ее испарении в иле создаются условия для отложения доломита. Источником CO₂, возможно, являются микроорганизмы иловой среды, поскольку полосу доломитовой сабхи граничит с водорослевой зоной, расположенной ближе к морю. Ток воды, проходя зону водорослевой низины, обогащается и переносит органическое вещество, разлагающееся в зоне отложения доломита.

Д. Сендерс и Д. Фридман, анализируя данные по осадкам Мертвого моря и плейстоценового озера Салт-Флат, сделали заключение об образовании доломитов двумя способами: за счет биогенной редукции серы гипса и за счет переработки донных осадков тяжелыми рассолами. В первом случае генерируются углекислота, кальций, сероводород и сульфиды металлов. Повышение щелочного резерва по-видимому способствует выделению доломита. Тяжелые рассолы, возникающие при испарении, гравитационно накапливаются на дне. Карбонаты, сформировавшиеся при участии организмов, имеют более легкий изотопный состав углерода и кислорода, карбонаты, выделившиеся из рассолов, наоборот, обогащены тяжелыми изотопами. Е. Дигенс и С. Эпштейн показали, что в четвертичных и современных доломитах неконсолидированных морских осадков изотопный состав углерода практически одинаков как у кальция, так и у доломита ($\delta^{18}\text{O}$, ‰ = 1,8 + 2,1, $\delta^{13}\text{C}$, ‰ = -0,4 и -0,2 соответственно). Поскольку при одновременном выпадении из раствора обоих минералов эти величины отличаются на несколько промиллей, то доломит современных и четвертичных отложений рассматривается как диагенетический метасоматический. При диагенетическом метасоматозе замена Ca²⁺ на Mg²⁺ идет без привноса или выноса CO₂.

К интересному заключению о характере доломитообразования пришли Д. Сендерс и Д. Фридман. Доломит вследствие более низкой растворимости, чем арагонит и кальцит, должен легко осаждаться из морской

воды, и осадки доломита должны быть столь же обычны, как и известняка. Основную причину, почему морские растворы пересыщены карбонатом магния, они видят в высокой способности ионов магния гидратироваться. Способность к гидратации снижается в условиях высокой солености и концентрации ионов магния.

Доломитизация рифов описана главным образом на основе петрографически определяемого доломита. Различные структурные формы доломита в рифовых комплексах являются либо метасомами, либо агрегатами цементации полостей. Те и другие относятся к эпигенетическим выделениям. Привносная природа доломита в рифах отмечалась В.Г. Кузнецовым. К доказательствам этого относится, прежде всего, различно проявленная неоднородность доломитизации рифовых комплексов. По степени доломитизации и геологическому положению рифы делятся на три группы: 1) доломитизация рассеянная или отсутствует; 2) доломитизация неравномерная зональная; 3) доломитизация сплошная. Первая представлена небольшими одиночными постройками либо шельфовой части моря (рифы Рейнбоу), либо берегового типа (Ушкатын III). Вмещающие породы на месторождении Ушкатын также не несут доломитизации. К категории недоломитизированных рифов принадлежат рифы на юго-востоке пров. Онгарио в Канаде. Они замечательны тем, что на 99% состоят из карбоната кальция, но породы, окружающие рифы, представлены доломитизированными известняками.

Рифы и рифовые комплексы второй группы делятся на разновидности, где неравномерность доломитизации проявилась по латерали, и неравномерность имеет стратуоуровневый характер. К первым принадлежат рудоносная рифовая система Озарк в шт. Миссури, рифы нефтеносных полей Далавэрского бассейна (шт. Техас) и др. Рифы шт. Миссури залегают в формации Бонтерре, в которой регионально развиты известняки. Рифовая система контролируется палеовозвышенностью Озарк (докембрий), образующей платформу площадью более 1500 км². Отложения рифового комплекса внутренней части платформы доломитизированы. По данным Д. Лиль, внешняя, обращенная к морю граница доломитизации, имеет вид несогласной пилообразной зоны, при этом одни и те же рифовые постройки на лобовой морской стороне — известковые, на внутренней лагуно-островной — доломитовые. Примером латерально-зональной доломитизации является также риф Капитан Делавэрского бассейна. Лобовая часть рифа является известковой, тыльная — доломитовой. К группе латеральных неравномерно доломитизированных рифов следует отнести также рифы, в которых доломитизировано строматолитовое ядро. Ядра рифов отличаются максимальной первичной пористостью, вследствие чего их проницаемость может достигать 3×10^3 мД, что в десятки раз выше проницаемости обломочных литофаций периферийной части.

Согласно В.Г. Кузнецову [14] к характерному типу неравномерного распределения доломита относятся случаи, когда интенсивно доломитизированы нижние части рифов, а верхние остаются известковыми.

Бурение на атолле Фунафуту выявило: до глубины 190 м породы известковые, ниже, до забоя скважины (334 м), риф доломитизирован. Для ряда рифовых систем присуща сплошная доломитизация. Изучение нефтеносной площади Рейнбоу показало, что сплошной доломитизации подвергаются атолловые системы, тогда как здесь же расположенные серповидные рифы доломитизированы лишь частично, а одиночные недоломитизированы. Отличие атоллов от одиночных рифов в том, что на атоллах развиты осадки лагунного типа. Наличие внутририфовых лагун, возможно, и сыграло решающую роль в доломитизации.

Все разнообразие доломитизированных карбонатных пород объединяется в три петрогенетических типа: 1) выполнения порового пространства; 2) избирательного метасоматоза; 3) сплошного метасоматоза. Между ними имеются различия. Доломитизация первого типа проявлена в виде синтаксальных корочек и блоковых кристаллов на стенках и внутри геопетальных пор в рифовых известняках. При доломитизации второго типа хорошо сохраняется органическая структура известняка. Количественная роль доломитизации в данном случае варьирует. В сплошных доломитах отмечается сравнительно большая эффективная микропористость. Ее образование нередко связывается с уплотнением породы при доломитизации с выносом гипса по реакции Гайдингера: $\text{CaCO}_3 + \text{MgSO}_4 \rightarrow \text{MgCO}_3 + \text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$. Однако сплошная доломитизация приводит к полному структурно-вещественному преобразованию породы. При этом формируются зернистые, полосчатые, сахаровидные, кавернозные и другие типы доломитов. Н. М. Страховым показано, что развитию эпигенетической пористости в сплошных доломитах способствует не столько различие плотности кальцита и доломита, сколько простое выщелачивание кальцита как неустойчивого минерала при доломитизации.

При установлении источника доломитизирующих растворов в рифовых комплексах необходимо отметить, что все петрографически диагностируемые виды доломитизации являются наложенными. Осадочные формы не обнаруживаются. Обстановки образования рифов отличаются активным испарением воды и вследствие этого возможностью образования концентрированных морских рассолов. Накопление последних может происходить в зарифовых внутренних лагунах, но вследствие большой плотности по сравнению с морской водой, рассолы гравитационно мигрируют в глубоководные части по отливной схеме. При отливе, по Н.М. Страхову, и может происходить доломитизация рифов.

Другой возможный источник солей магния — это толщи эвапоритов, отложившихся на площадях, тяготеющих к рифовым системам. Доломитизация рифов за счет солей магния этих толщ происходит вследствие гравитационного стока в рифы вторичных диагенетических рассолов. Главная роль первичных и вторичных рассолов, прямо или опосредованно связанных с испарением, подтверждается изотопными определениями кислорода и углерода в доломитах рифогенных толщ и именно более высоким содержанием здесь изотопов O^{18} и C^{13} по сравнению с извест-

няками. Роль еще одного источника магния для доломитизации — первично накопленного карбоната магния в виде органических форм — не определена. Н.М. Страховым и В.Г. Кузнецовым было показано, что этот вид доломитонакопления вообще проявлен незначительно. Конкретные обстановки доломитизации рифов различны. По направленности миграции доломитизирующих растворов все случаи можно свести к трем типам: латеральному, нисходящему и восходящему.

Латеральный тип доломитизации, согласно Н.М. Страхову, характерен для пятнистых доломит-известковых толщ. В рифах к этому типу доломитизации следует отнести рассеянную поровую доломитизацию. По мнению У. Шварцбахера, поровая инкрустационная доломитизация может начинаться в условиях, когда риф еще возвышается над морским дном. В данном случае карбонат магния мигрировал при диагенетической кристаллизации рифовых отложений и вытеснении сингенетического карбоната магния из кальцитовых агрегатов. Миграция такого рода имеет небольшие масштабы.

Нисходящая миграция доломитизирующих растворов, вероятно, имела место при доломитизации рудоносных рифовых комплексов шп. Миссури. Особенность общей фациальной схемы района в том, что рифовая система обрамляет докембрийскую островную платформу с развитыми на ней мелководными отложениями. Рифоносная формация Бонтерре регионально представлена известняками. Следовательно, высокомагнезиальные рассолы концентрировались здесь на площади платформы и избирательную доломитизацию можно связывать с нисходящим оттоком рассолов в сторону моря. По этой причине рифы внешней окраинной части системы оказывались вне досягаемости магнийобогащенного потока и недоломитизированы. Аналогичная ситуация отмечается в атоллах Рейнбоу, в которых широко развиты фашии внутренних лагун.

Возможность доломитизации под влиянием восходящего потока рассолов принципиально возможна в условиях раннего диагенеза и катагенеза. В данном случае эвапоритная толща залегает гипсометрически выше рифовых построек. Осадки, вмещающие рифы, слабо проницаемы. Рифы вследствие высокой пористости являются каналами, фокусирующими поток рассолов. Этот механизм объясняет сплошную или частичную доломитизацию только в ядрах одиночных рифов, а также доломитизацию рифов только на глубоких горизонтах на уровне разгрузки рассолов.

Все существующие представления о происхождении доломитов и факты, их подтверждающие, в вопросе об источнике магния не противоречат друг другу. Согласно Н.М. Страхову, началом первичного концентрирования магния являются седиментные обстановки, отличающиеся более высокими отношением Mg/Ca и щелочным резервом. Конкретный механизм отложения доломита разработан на материалах современных образований типа каличе, сабхи, рифов, бассейнов эвапоритной седиментации (Мертвое море, Кара-Богаз-Гол и др.). Концентрация маг-

ния во всех случаях связана с испарением, ведущим к образованию рассолов. Доломитизация происходит при воздействии рассолов на известковые осадки на различных стадиях образования последних — раннем (каliche, сабхи) и позднем диагенезе и катагенезе.

Все виды доломитизации связаны с латеральной и вертикальной миграцией рассолов. Масштабы такой миграции обычно предполагаются небольшими. По Н.М. Страхову, эта миграция не более, чем перераспределение магниевого компонента внутри слоев. В рифовых системах миграция замыкается пространством развития околорифовых фаций. Однако в земной коре возможно возникновение обстановок доломитизации в связи с перемещением рассолов на большие расстояния. Это следует из результатов гидрохимического изучения Х. Крейгом [33] природы современных термальных рассолов Красного моря. Материалы изотопных анализов послужили основой модели, в которой течение рассолов по трещинам в кристаллических породах, подстилающих илы, предполагается на расстоянии до 500 км. Из модели следует, что обстановка для доломитизации благоприятна на всем пути миграции рассолов через известковые толщи. На широком развитии доломитов именно такого генезиса настаивал Г.И. Теодорович.

Конечным продуктом доломитизации является химически однородный доломит и, в частности, его так называемая сахаровидная разновидность. При доломитизации приобретают подвижность и подвергаются частичному или полному выносу все литогенные компоненты. В своем обычном проявлении доломитизация не сопровождается оруденением, и рассолы, вызывающие доломитизацию известковых толщ, не являются рудоносными.

*Седиментно-литогенетический возраст и условия образования
рудных коллекторов в рифовых комплексах*

Практически все промышленное полиметаллическое оруденение карбонатных толщ представлено разнообразными по форме агрегатами сульфидов типа инкрустации порового пространства. В рифовых комплексах пористость варьирует от 3 до 30% объема. Проницаемость пор отчетливо коррелируется с типами литофаций. В строматолитовой ядерной зоне проницаемость самая высокая и достигает 30 000 мД. В обломочном шлейфе она падает до 3 мД. Даже грубообломочные фации рифовых комплексов Рейнбоу с пористостью до 25% имеют проницаемость не выше 50 мД [14]. Отсюда ясно, что роль наиболее проницаемых каналов в рифовых комплексах выполняют остовные органогенные постройки. Пористость органогенных построек изучалась в рудоносных рифах Ушкатын III. Этот пример интересен по двум признакам: 1) галенитовое оруденение контролируется порами в собственно органогенной части рифов; 2) рифы представлены известковым микритовым типом с примесным проявлением поздней рассеянной инкрустационной доломитизации.

Таким образом, Уникальн III представляет собой пример барит-свинцового месторождения в рифах вне связи с доломитизацией.

При изучении были установлены стадии литогенеза и соответствующие им типы порового пространства. Последнее относится к динамическим элементам карбонатных пород, что проявляется в циклическом чередовании или направленной смене открытого и закрытого состояний пор различных видов. Эти состояния коррелируются с общими стадиями литогенеза — седиментной, диагенетической, метаморфической. Поровые системы определенных циклов различаются морфологически и по продолжительности открытого состояния. В иерархии порового пространства уверенно диагностируется один крупный перерыв. Этот перерыв соответствует границе стадий седиментогенеза и диагенеза. Поровое пространство делится этой границей на два генетических типа: осадочное и эпигенетическое, или первичное и вторичное, по Д. Горбауху.

В органогенно-детритовых карбонатных породах осадочное поровое пространство возникает в относительно грубообломочных дифференциатах вследствие неплотного прилегания фрагментов друг к другу. В дальнейшем при изоляции осадка от морской среды поры инкрустируются и заполняются аутигенными материалами. Начало процесса заполнения пор соответствует наступлению стадии диагенеза. В дальнейшем открытое пространство может неоднократно регенерироваться, но вновь возникшее поровое пространство будет относиться уже к постседиментному эпигенетическому типу.

Граница седиментогенез — диагенез иным образом определяется в рифовых комплексах. Как известно, рифовая постройка механически стабильна в зоне приливно-отливного колебания уровня моря. Макропоровое пространство в рифе развивается в виде дренажных каналов задолго до перехода в условия полного диагенеза. Дренажные каналы в теле рифа обычно заполняются обломочным материалом. Второй тип пространства в рифах представлен строматактисовыми каналами, обычно инкрустированными синтаксиальным спарритом, а также заполненными микритовым внутренним осадком. Типичны случаи ритмичного повторения внутреннего осадка и корочек синтаксиального кальцита.

Эпигенетический тип порового пространства включает пластообразные, трещинные и брекчиевидные системы, образующиеся в стадии диагенеза и метаморфизма. Отверждение карбонатных осадков при диагенезе происходит с большой скоростью. Вследствие этого химическая стабилизация и связанное с ней выщелачивание одних и отложение других компонентов происходит в достаточно хрупкой среде. Это обуславливает широкое распространение в стадию диагенеза пресадочных явлений и образование разнообразных поровых систем, связанных как с дифференциальным растворением и перекристаллизацией, так и с уплотнением породы.

Поровые системы метаморфической стадии являются тектоническими образованиями и выражены как жилные системы.

В связи с изложенным следует отметить, что соотношение между поровым пространством разных стадий не носит инверсионный характер. Каждая из систем имеет определенный период открытого активного состояния.

Рифовые известняки — пороносители, представляют собой литологически гетерогенные породы. В общем виде это прослежено как ритмичность мелкого порядка (мощности ритмов около 0,5–5 см). Наиболее распространены ритмы типа микрит-микритовый и микрит-детритовый. К мелким ритмам относятся также тонкие горизонты строматолитовых брекчий интракластического типа. Границы ритмов являются поверхностями, обычно контролирующими размещение пор (см. рис. 11). Границы микрит-микритовых ритмов контролируют положение комбинированных согласных пор строматактисового типа (рис. 12). Относительно границ куполовидные строматактисы и их апофизы всегда ориентированы кверху и расположены в полоске зеленого строматолита.

Частным проявлением микрит-микритовых ритмов являются строматолитовые постройки, комбинирующиеся по дендритовому закону. Караваяобразные микритовые блоки отделяются друг от друга корками с высокой степенью окисления. Поверхности окисленных корок выполняют ту же роль основания для строматактис, что и границы ритмов.

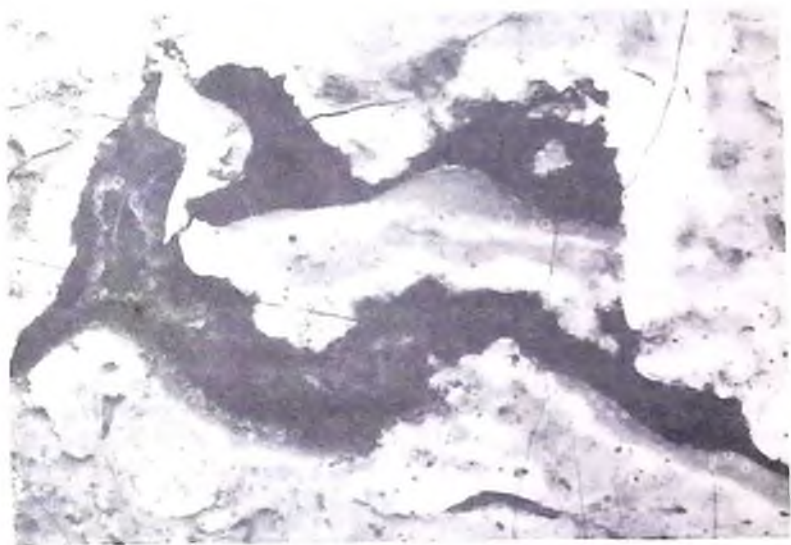


Рис. 12. Разрез строматактисовых каналов, выполненных внутренним микритовым осадком (серое в основании), синтаксинальным спарритом-кальцитом и пойкилитовым доломитом (черное и серое заполнение). Белые облачные каймы вокруг каналов — густая вкрапленность гетита в строматолитовом вмещающем микрите. Ув. 2.

Микрит-детритовые ритмы образованы чередованием зеленого и светлоокрашенного строматолитового микрита и железненного детритового известняка. Резкое и относительно плоское основание ритма служит нижней поверхностью строматактисовых каналов (см. рис. 11). Особенность формы верхней границы строматактис состоит в том, что она с разной степенью точности повторяет форму перехода микрит — детрит внутри ритма. Поскольку микритовые купола определяются как строматолитовые постройки, ясно, что положение резко выступающих вверх плоскодонных строматактис контролируется одновременно основанием и ядерной частью строматолитовых тел. Их основание плоское, так как рост строматактис происходил на поверхности, выровненной железненным детритом.

Схожесть положения крупных строматактис в ритмах обоих типов в том, что основанием служат железненные корки микрита или детрита. В то же время железненный микрит не выступает в роли среды для размещения строматактис. Контроль почвы строматактис именно железненным детритом является свидетельством устойчивости и высокой степени литифицированности последнего к моменту образования строматактис.

Контрастные пятнистые детритовые выделения в микритовом базисе относятся к одному из ингредиентов строматолитовых построек. Эти выделения в разрезе имеют изометричную, линзовидную неправильную форму. Для них не проявлен стратиграфический контроль, и они могут располагаться на разной высоте в ритмах. Обычно удается найти у некоторых изометричных скоплений детрита узкие апофизы, с помощью которых они связаны с кровлей ритмов. Это позволяет считать их образование как каверновых эрозионных полостей. Еще одним генетическим признаком замкнутых обособлений является тип заполняющего детрита. Он представлен микрофауниным скелетным детритом со слабой степенью замещения оксидами железа. Размерность фрагментов составляет доли миллиметра. Первоначально в этом детрите не было цемента, так как все обломки касаются друг друга. Границы выделений с окружающим микритом обычно резкие, извилистые. Не вызывает сомнения, что детрит имеет аллохтонное происхождение.

Базисная микритовая строматолитовая масса рифа во многих случаях состоит из агрегатов двух типов: однородного и пятнистого. Последний содержит рассеянные скелетные остатки до 5–10% объема породы.

В геологии полиметаллических месторождений в рифах устанавливаются следующие сопряженные признаки.

1. Руды контролируются и нередко размещаются в рифах строматолитового типа.

2. Простейшим элементом рудоносного порового пространства в строматолитах является одна из разновидностей пор, получившая название строматактис.

3. Строматактисы представляют собой образования, ассоциированные только со строматолитовыми рифами и вполне независимые от оруденения. Такая сопряженность признаков обосновывается исследованиями В.П. Маслова, В.В. Попова, Д. Дэвиса, К. Ларсена, Д. Сверенского, П. Свиная, Е. Гаррисона и других по геологии месторождений в рифах, структурными особенностями руд и строматактисовых образований.

Оруденение в рудоносных рифах представляет собой наложенную на рифы и в общем редкую для них сульфидную минерализацию. Строматактисы выступают в качестве порового пространства, контролирующего оруденение. Отсюда их распределение, морфология, время образования и период активного состояния представляют вопросы, решение которых необходимо при установлении связи рифов и оруденения. В основу этой разработки положен петроструктурный анализ рифовых образований месторождения Ушкатын.

Основные признаки строматактисовых полостей следующие: 1) стратиформность; 2) асимметрия, характеризуемая плоским дном и купольной кровлей; 3) изолированность форм в среде; 4) размерность примерно того же порядка, что и размер строматолитовых форм, в среднем от 1 мм до первых сантиметров, редко более 10 см; 5) заполнение полостей двумя способами – зональной инкрустацией и внутренним осаждением. Последний комбинируется с первым, но инкрустация может быть и единственным способом. По форме и размерам строматактисы могут быть сравнимы с эрозионными полостями трубообразного канального типа и полостями отстоя – усадки внутри тел раковин. Однако полости эрозионных каналов по всему сечению заполнены детритом, а внутрираковинные полости носят закрытый характер.

Строматактисы классифицируются на простой и комбинированный типы (рис. 13, а). Среди простых выделяются купольные, птицеобразные, дендритовые, апофизные. Комбинированные представлены стратиформными дендритами и брекчиевидными строматактисами.

К самым распространенным простым относятся одиночные куполовидные формы с плоским или слабо изогнутым основанием. Форма верхней поверхности меняется от пологой куполовидной до острой пирамидальной. Единообразие ориентировки купола вверх к кровле слоев может служить индикатором направления напластования. Одиночные строматактисы находятся, а следовательно, и образовались вне связи с канальными водоотводными системами. При их образовании надо исключить возможность эрозионного механического процесса. Кровля строматактиса, имея в общем куполовидную форму, в деталях не представляет строго ровную поверхность. Во многих случаях она образуется разноориентированными створками раковин. В водорослевый микрит между раковинами поверхность строматактиса проникает зубчато выше. Экранирование поверхности раковинами не является универсальным, и сводовая поверхность выглядит мелкозубчатой.

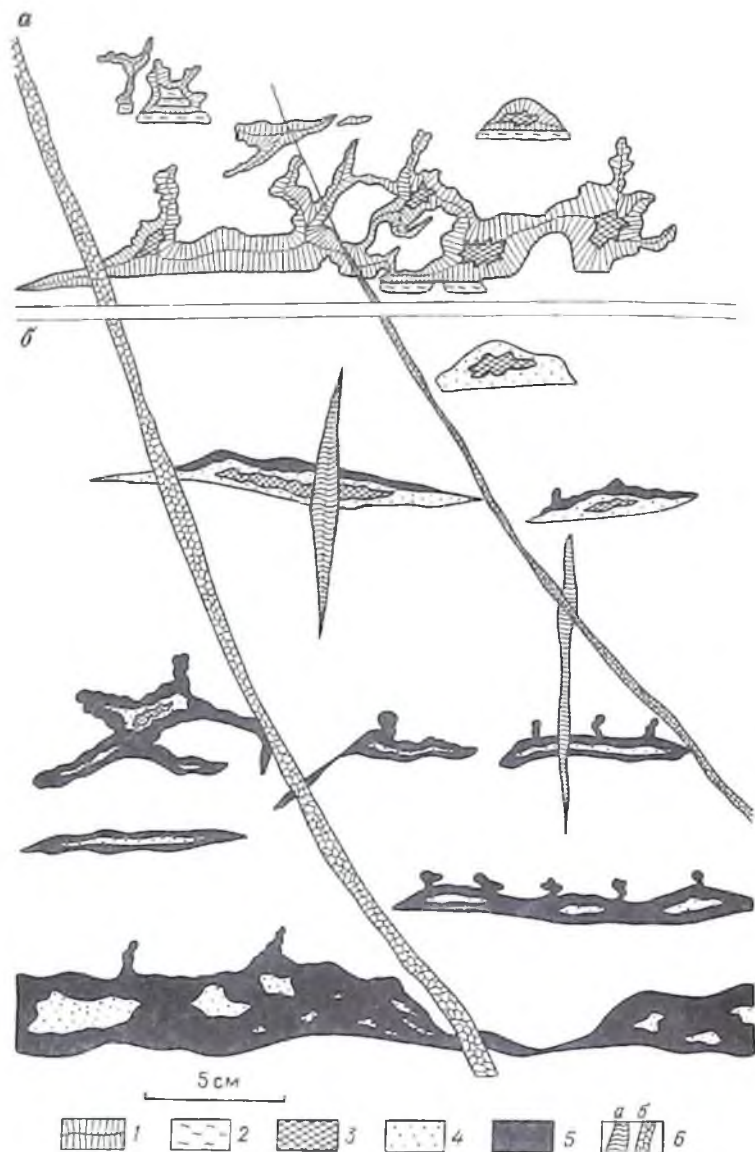


Рис. 13. Строение строматолитового микролитового известняка с фоновым (а) и рудным (асимметрично построенный ритм с затухающим кверху галенитовым оруденением) заполнением строматолитических каналов (б): 1 – синтаксиальный кальцит-спаррит; 2 – внутренний известковый осадок; 3 – блоковый (пойкилитовый) доломит и кальцит; 4 – крупнозернистый барит; 5 – галенит, 6 – жилы кальцита: а – шестовато-волокнистого, б – неравномернозернистого

Плоская нижняя поверхность характерна почти для всех строматактис. Редко наблюдаются седловидные разности с различной выпуклостью шарнирной зоны. Плоское дно и однотипно обращенная вверх купольная образующая поверхность позволяют утверждать, что для строматактис такая же общая онтогенетическая модель, что и для купольных форм строматолитов. Развитие полости шло вверх от плоского основания. Амплитуда движения купола была максимальной в его центре и затухала у его обрамления. Конкретный механизм образования пор ничего общего не имеет с образованием строматолитовых построек. Он определяется не как накопление карбонатной массы, а как фронтальное растворение карбонатного агрегата. Доказательством данного механизма служит избирательность растворения, вследствие чего в граничной верхней зоне типичны произвольно ориентированные скелетные реликты.

Форма апофиз, хотя и подчинена форме основного тела строматактис, является аномальной надстройкой. Апофизы выступают как шпильное продолжение купольной поверхности. Вместе с тем, апофизы — это небольшие по длине трубчатые отрезки, никак не являющиеся соединительными каналами строматактис разных стратоуровней. Апофизы определяются как вертикальные каналы на два-три порядка более узкие, чем тела строматактис. Их особенность — быстрое выклинивание кверху (см. рис. 12). В отдельных примерах апофизы образуются по вертикальным межстроматолитовым телам детрита, в других — связи такого рода не проявлены. Апофизы относятся к завершающему циклу образования строматактис. Это доказывается тем, что апофизы морфологически выступают как отростки строматактис, а не наоборот. В тех случаях, когда вокруг строматактис развиты непрерывные ореолы гематитизации, апофизы пересекают эти ореолы. Длина апофиз обычно меньше высоты строматактис. Апофизы размещаются избирательно и, в частности, распространяются по детритовым участкам в рифе.

Замыкание апофиз на небольшом расстоянии от основного тела строматактис, их незначительные размеры и замещение ими различных участков структурно-гетерогенных известняков указывают, что апофизы отвечают конечной стадии развития строматактис. Тот факт, что они не трансформируются в систему жил, указывает на прекращение действия факторов строматактисообразования в рамках тонких слоев.

В целом одиночные строматактисы представляют собой бессточные полости, энгенетические относительно строматолит-микритового агрегата. Их образование вследствие растворения последнего доказывается избирательностью растворения и наличием апофиз, представляющих собой также изолированные формы с полостями. Отметим, что при образовании изолированных строматактис имел место обмен со средой по микропоровым системам, иначе вынос карбоната из полостей был бы невозможен. В образовании изолированных строматактис выделяются две стадии — ранняя, фронтального растворения и поздняя — апофизного растворения.

Объединение строматактис друг с другом наблюдается по слоистости и объемно с образованием дендритовидных и брекчиевидных поровых систем. Последние представляют собой ассоциацию полостей, в которых сильно выражено влияние поперечных просечек. Данные полости имеют многоступенчатое строение. При этом нижний этаж представлен неправильной послойной полостью с плоским прерывистым основанием. Верхние этажи состоят из меняющихся по мощности апофиз, удлиненных вверх и по горизонтали. Практически во всех наблюдаемых срезах брекчиевидных строматактис "обломки" занимают взвешенное положение и не повернуты относительно поверхности слоистости. Брекчиевидность строматактис отображает сложную лабиринтную форму этих полостей, развивавшихся без обрушения блоков вмещающего строматолита. Один из признаков апофиз — горизонтальные ответвления. Вследствие этого отдельные апофизы определяются как цепочки этажно расположенных мелких строматактис, связанных центральными каналами.

Общая значимость апофиз в системе полостей строматактисового гинна состоит в следующем. Во всех случаях они являются формой, объемно зависимой от простых или комбинированных строматактис. Апофизы не выражены самостоятельно как секущие тела. Их длина не превышает высоту строматактисы. Апофизы можно определить как систему полостей, оперяющую простые и комбинированные строматактисы.

Асимметричное расположение апофиз только со стороны висячего бока наиболее правильно связывать с циркуляцией растворов только в сторону верхней полусферы от базисной части строматактисовых построек. При такой интерпретации диагональные ветви строматактис и определяющие их положение диагональные корки-границы строматолитов связаны с направленным латеральным смещением фронта образования строматолитов. Подтверждением сделанного вывода служит тот факт, что диагональные ветви имеют в дендритовых постройках наклон в одну сторону.

Соотношение одиночных и комбинированных строматактис проявляется в разрезе ритмов строматолитового известняка (см. рис. 13, а). Характерна обычная для Ушкатынского рифа деградация размера и количества строматактис снизу вверх по разрезу ритма.

Как показано на рис. 11, 12, 13, рост строматактис приостанавливается, не достигая верхней границы строматолитовых куполовидных построек. Наблюдаемое "выедание" строматактисами корневых частей строматолитовых форм позволяет предполагать, что к моменту образования строматактис внешняя оболочка строматолитовой формы представляла собой устойчивую к растворению корку. Образование простых купольных строматактис по выступающим строматолитовым формам начиналось после остановки роста строматолита и образования относительно плотной внешней экранирующей корки. Внутренняя часть строматолитовой формы представляла собой легко выщелачиваемый объем.

Установление избирательной приуроченности строматактис к ядрам строматолитовых куполов определяет общую структуру ранней дренажной системы, как наследованную от структуры распределения строматолитовых форм. В строматолитовых рифах дренажная система зарождается в результате растворения карбонатного остова, в ядрах строматактисовых обособлений — вследствие окисления органического вещества водорослей при ограниченном доступе кислорода.

*Возраст и структурно-генетические типы цементации
диагенетического порового пространства рифов*

Продукты выполнения строматактисового порового пространства в рифах классифицируются на три группы: внутренний осадок, синтаксильный спарритовый агрегат и пойкилитовый блоковый агрегат. Из них генетически особую группу представляет внутренний осадок как форма цементации, маркирующая возраст порового пространства в последовательности: седиментация — диагенез — катагенез — метаморфизм.

Внутренний осадок как тип заполнения строматактис представлен массивным или слоисто-дифференцированным микритом с признаками осадочного происхождения. К последним относятся обломки раковинного материала, тонкая слоистость, параллельное, первично горизонтальное, положение верхней границы осадка во всех пустотах, независимо от наклона их дна. Выделяются два основных петрографических типа внутреннего осадка: 1) мелко-скрытозернистый калькаренитовый; 2) органо-генно-детритовый. Размер зерен калькаренита варьирует от гелевидных с неразличимой зернистостью до зерен диаметром 5—20 мк. Органо-генно-детритовый тип состоит в основном из мелких раковинных и сфероидальных карбонатизированных панцирей и их обломков. Этот осадок выполняет полости крупных раковин и разнообразные типы строматактис. Его образование относится к литоральной стадии развития рифов, когда возвратно-поступательная циркуляция воды в рифах была сравнительно энергичной.

В поперечном разрезе полостей детрит занимает либо все пространство, либо отмечается только в нижних частях (см. рис. 12, 13). Во втором случае верхняя часть полости представляет собой камеру с плоским дном и неправильной в общем сводчатой кровлей. Эта камера выполнена крупнозернистым агрегатом карбоната инкрустационного типа. Двухкамерное строение рассматриваемых полостей прослеживается в крупных раковинах. Последние встречаются редко. Хорошая сохранность поверхности раковин не оставляет сомнения в том, что они представляют собой изолированные полости. Заполнение их детритом произошло до попадания в строматолитовые постройки. Поверхность раздела спарритовая инкрустация — детрит в раковине занимает универсально горизонтальное положение, как и в полостях дренажного типа. Отсюда ясно, что верхняя часть полости, занятая кристаллической инкрустацией, возникла после закрепления раковины в строматолитовой массе. Единственный меха-

низм образования инкрустационной части полости — это усадка детритового материала. Усадка вызывалась, скорее всего, разложением реликтовой органической ткани детрита и распадом скелетных фрагментов.

Образование инкрустированных камер вследствие усадки детрита не вызывает сомнений как объяснение всех других форм дифференцированных камер с органогенно-детритовым внутренним осадком. Одно из подтверждений усадочной гипотезы можно видеть в постоянном отношении объемов инкрустированных спарритом и заполненных детритом двух половин одной и той же камеры. Большой объем всегда приходится на детритовую нижнюю часть.

В трактовке усадки следует учесть, что грубозернистые органогенно-детритовые заполнения, как правило, не имеют усадки. Это происходит в участках рифа со сравнительно быстрой цементацией детрита.

Калькарениновый осадок представлен плотным агрегатом без явных признаков обломочной природы слагающих частиц. В отдельных случаях в нем можно встретить рассеянные фрагменты раковин. Они представляются экзотическими выделениями в калькарениновом базисе. Калькаренинит обычно зеленоватый, редко розовый. Стростение осадка часто столбчатое, что свидетельствует о ритмичности отложения. К характерному признаку калькаренинового осадка относится его нахождение не только на дне, но иногда и на наклонных стенках пустот. В данном случае поверхность осадка имеет уклон к центру полости. Граница калькаренинита с кристаллической инкрустацией верхней половины пустот отмечена микробрекчированностью или микроконкрецированием калькаренинита. Микробрекчия производит впечатление взломанной расчлененной корки. Конкреции наблюдаются гораздо реже. Оба типа видоизменения калькаренинита связаны с контактовым изменением до начала кристаллической инкрустации полостей.

Соотношения калькаренинового микрита и органогенно-детритового внутреннего осадка характеризуются следующими закономерностями. В большинстве случаев осадки обоих типов размещены в отдельных полостях. Изредка они наблюдаются в контакте друг с другом в одной и той же полости. Калькарениновый осадок всегда в этом случае занимает стратиграфически более верхнее положение. Суммируя обе закономерности, можно утверждать, что детритовый и калькарениновый осадки датируют два разновозрастных типа полостей. Полости с детритом более ранние, с калькаренинитом более молодые. Как правило, детритовые полости в период развития калькарениновых были вне циркуляции растворов. Только изредка среди них встречаются полости, не утратившие активность и на калькарениновой стадии.

В большинстве случаев полости вообще не содержат осадка. Вместе с тем, осадок никогда не занимает все сечение полости. Над поверхностью осадка сохраняется некоторое пространство, инкрустированное карбонатом. В различных сечениях калькаренинит занимает различные объемы: от первых процентов до 80% и даже 100%. Факт широкого изменения степени заполнения камер калькаренинитом можно объяснить на-

коплением последнего только в участках вне основных потоков циркуляции. Ими служили редкие боковые или вертикальные перегибы каналов. Таким образом, калькарениит представляет собой отстой в депрессионных ловушках каналов. Сравнительно высокая первичная концентрация отстоя объясняет то, что он иногда удерживался на наклонных поверхностях строматактис (см. рис. 12).

В асимметричных поровых камерах осадок всегда занимает нижнее место. Камера выше осадка имеет купольную многоапофизную форму в отличие от поверхности камеры в основании, представленной горизонтальной или волнистой поверхностью. Различие поверхностей, по-видимому, объясняется экранирующей ролью внутреннего осадка. Его отложение означало экранирование дна. По из этого следует, что развитие камеры вверх продолжалось и после отложения внутреннего осадка. Парадокс в данном случае в том, что в кровле камеры карбонатные соединения растворялись, в почве отлагались. Но поскольку асимметрия камер проявляется вполне независимо от соотношения объемов внутреннего осадка и камеры, то можно утверждать, что экранирующая способность зарождалась на самой ранней стадии развития строматактис и не зависела от того, сколько внутреннего осадка отложится в камере в дальнейшем.

Образование осадка происходило в два этапа. Первый — накопление слаборастворимых продуктов и тем самым защита дна, второй — наращивание слоя осадка. Состав донной экранирующей пленки первого этапа проявлен в редких строматактисах. Она представлена серицит-хлоритовым агрегатом. Первично агрегат был представлен глинистым материалом. Глинистые донные каймы широко развиты в рудоносных строматактисах. Такого рода образования ранее описаны Г.П. Богомазовым в доломитах Джергаланского месторождения. Сравнительная редкость строматактис с глинистой пленкой объясняется, возможно, тем, что количество глинистого материала было в целом невелико, и его отложение происходило, прежде всего, в микропорах известняка на дне строматактис.

В результате изучения калькарениитового внутреннего осадка первый этап в развитии строматактис характеризуется как этап растворения и в общем незначительного остаточного накопления. Второй этап отмечен эпизодическим отложением калькарениита. Как гравитационный осадок, калькарениит накапливался преимущественно в зонах ослабленного потока растворов.

Обстановки и способы образования органогенно-детритового и калькарениитового внутреннего осадка различны. Первый аллохтонный, связанный со значительным перемещением раковин микрофауны. Образование его совпадает с литоральной фазой развития рифов. Калькарениитовый осадок контрастно отличен от органогенно-детритового и представляет собой коллоидно-дисперсное или близкое к этому накопление в условиях медленной циркуляции растворов. Обстановка накопления калькарениитового осадка была резко отличной от обстановки накопления

органогенно-детритового, что можно связывать с погружением рифового комплекса ниже литоральной зоны.

Строматактисовые каналы почти всегда несут в себе признаки оксидного ожелезнения. Оно проявлено как метасоматическая ореольная вкрапленность гематита вокруг и как составная часть инкрустационных корок внутри строматактисовых каналов.

Метасоматический тип обычно развит со стороны почвы строматактис, реже в виде каем по всему периметру их сечения (см. рис. 12). Количество гематита на контакте строматактис может достигать первых десятков процентов объема. Отсюда ясно, что ожелезнение не является результатом перевода кларкового железа известняков в гематит. Ожелезнение происходило в условиях привноса железа в контактную зону. Переход его из активной миграционной в неактивную оксидную форму осуществлялся только около стенок строматактис.

Выделения гематита внутри строматактис представляют собой корковые наросты на кристаллах карбоната в основании инкрустирующих зон. Заметная коррозия ранних кристаллов со стороны гематитовых корок и цементация последних карбонатом поздней генерации свидетельствуют об отложениях гематита в условиях растворения или перерыва в росте карбонатных зон.

Чтобы объяснить источник ожелезнения, рассмотрим два следующих факта. Все типы порового пространства в рифогенных известняках с грубодетритовым заполнением не имеют ореолов гематитизации. Эти типы пор более ранние по возрасту, чем строматактисовые. Они возникали и заполнялись детритом в более высокой энергетической и оксидной обстановке. Однако отсутствие гематитизации здесь указывает, что окислительные свойства среды сами по себе не были причиной ожелезнения. Другой факт — ожелезнение не свойственно внутреннему осадку строматактис. Этот осадок имеет зеленоватый оттенок и может отлагаться непосредственно на гематитизированную корку. В тех же строматактисах, где проявлена гематитизация второго типа в виде гематитовых корок на поверхности кристаллов карбоната, внутренний осадок отсутствует вообще. Эти данные приводят к выводу, что гематитизация известняка вокруг строматактис происходит до отложения внутреннего осадка, хотя в отдельных случаях выделение гематита интерферировало с ростом инкрустирующего синтаксимального кальцитового агрегата.

Невозможность выделения гематита в виде любой из двух форм, метасоматической или инкрустационной, после отложения внутреннего осадка позволяет связывать гематитизацию с периодом активной циркуляции растворов через строматактисы и при этом полной эрозии внутреннего осадка. Появление внутреннего осадка означает ограничение или прекращение циркуляции. Поскольку кларковые содержания железа в известняке очень низки, накопление гематита около строматактис следует связывать с привносом подвижных форм железа в рифогенный известняк извне. Эта миграция наблюдалась в более поздний период, чем

образование ранних каверн, заполненных грубым детритом. Она была связана с восстановлением Fe^{3+} до Fe^{2+} , очевидно, под влиянием органического вещества строматолитов, распад которого создавал восстановительные условия. Только около строматактисовых каналов вследствие их сообщаемости с поверхностью обстановка была окислительной. Поскольку внутренний осадок не замещен гематитом, ясно, что гематизация происходила до его отложения. Сам факт начала отложения внутреннего осадка означал значительное ограничение движения растворов в строматактисовых каналах из-за образования многочисленных "пробок". Нарастание каем гематита на кристаллах самой ранней стадии инкрустации объясняется тем, что этот вид инкрустации проявлялся в период, когда доступ в строматактисы кислородных вод моря был эпизодически возможен.

В качестве фоновой примеси в известняках отмечается вкрапленный пирит. В отличие от гематита не наблюдается связи пирита с строматактисами, и его количество в целом очень невелико. Образование пирита следует связывать с диагенетическими изменениями органического вещества строматолитов. Тот факт, что пиритизация не интенсивна и в пиритизированном микрите великолепно сохраняются детритовые выделения оксидов железа, указывает на то, что в рифогенном комплексе Ушкатын никогда не создавался интенсивный сульфидный режим.

В Ушкатынском рифе синтаксиальный кальцитовый спаррит количественно выступает как основной тип заполнения порового строматактисового пространства. Спаррит образует кайменные друзы (см. рис. 12, 13, а). Полости в центре друз выполняются пойкилокристаллами доломита, реже кальцита. Ряд признаков доказывает выделение спаррита в открытых полостях: это гребенчатое синтаксиальное строение с увеличением поперечного сечения кристаллов от стенок к центру полостей; наличие ритмических чередований полосок типа кальцит — халцедон, кальцит — барит; резкая смена структуры выделений одного и того же минерала: синтаксиальный друзовый — пойкилитовый кальцит; существование ритмов типа синтаксиальный спаррит — внутренний осадок.

В связи с генезисом строматактисового порового пространства представляет интерес соотношение синтаксиальной инкрустации и внутреннего осадка. Внутренний осадок в полостях имеет признаки сходства с мелкозернистым детритовым осадком. Для него характерно слоистое строение и присутствие обломков органогенного материала. Независимо от этих признаков относительный возраст осадка может трактоваться двояко. Он может быть либо продуктом осаждения в полости растворения, либо сама полость наследует купольную часть каверновых или других тел в известняке, ранее заполненных детритом. Примером последних являются крупные раковинные сфероидальные включения. Верхняя часть этих включений представляет собой полость со спарритовым заполнением. Нижняя часть — заполнена грубозернистым детритом, захваченным из литоральной приливно-отливной зоны. Аналогичные

соотношения наблюдаются также в верхней части мелких эрозионных каналов. Образование данных полостей согласуется с представлением о генезисе строматактис, как очагов растворения при локальном экранировании карбонатного флюида. Раковинные и каналные полости с литоральным детритом послужили местом частичного растворения. В рассматриваемых примерах представлен тип полостей с остаточным осадком. Эпигенетический внутренний осадок в строматактисах был детально описан ранее. Основным доказательством сингенетичности является то, что осадок может ритмично чередоваться с каймами синтаксиальной кальцитовой спарритовой инкрустации. При этом каймы спаррита имеют периметровую структуру, а внутренний осадок — горизонтально-слоистую.

Ритмичный тип заполнения, известный по Д. Чилингару и др., вполне однозначно доказывает аллохтонную природу внутреннего осадка. В строматактисах, расположенных в зеленом строматолитовом микрите, внутренний осадок может иметь контрастную красную окраску вследствие гетитовой окрашенности в мелком известковом детрите. Это позволяет связывать привнос внутреннего осадка в строматактисы из верхней литоральной зоны рифа. Микрит-детритовый характер осадка объясняется, во-первых, низкой энергией потока, во-вторых, мелкопоровой структурой путей его движения. Независимо от этого внутренний осадок доказывает, что строматактисы на стадии их заполнения внутренним осадком имели связь с открытым морем. Контрастный тип любух — верхних и нижних — контактов инкрустационного синтаксиального кальцита с внутренним осадком доказывает несовместимость во времени образования того и другого и, следовательно, альтернативный тип их генетических соотношений. Кальцитовая инкрустация связана с циркулирующей по строматактисовым каналам растворов иного типа, чем проникающая сверху морская вода. Направление движения этих растворов — восходящее. В общем комбинированное заполнение строматактис происходило на фоне инверсии направления потока растворов. При этом смена направления потока означала и соответствующую смену их источников. При образовании внутреннего осадка это был поток морской воды с калькарениновой взвесью, при отложении синтаксиального кальцита — восходящий поток, с отложением каем хомогенного типа. Заключительной стадией заполнения строматактис является образование пойкилитового блокового доломита или кальцита. Пойкилитовые блоки заполняют остаточное пространство головной части синтаксиальных каем. Блоки никогда не граничат с внутренним осадком. Это исключает возможность растворения синтаксиальных каем как способа образования полостей для пойкилитовых форм. Присутствие на заключительной стадии доломита связано, скорее всего, с повышением температуры растворов и щелочного резерва. Именно эти параметры по Н.М. Страхову являются одним из условий доломитообразования.

В модели отображена последовательность порообразования и цементации в нерудной и рудной частях строматолитовой Ушкатынской постройки (рис. 14). Возрастные границы модели охватывают интервал времени от литоральной зоны до зоны метаморфизма.

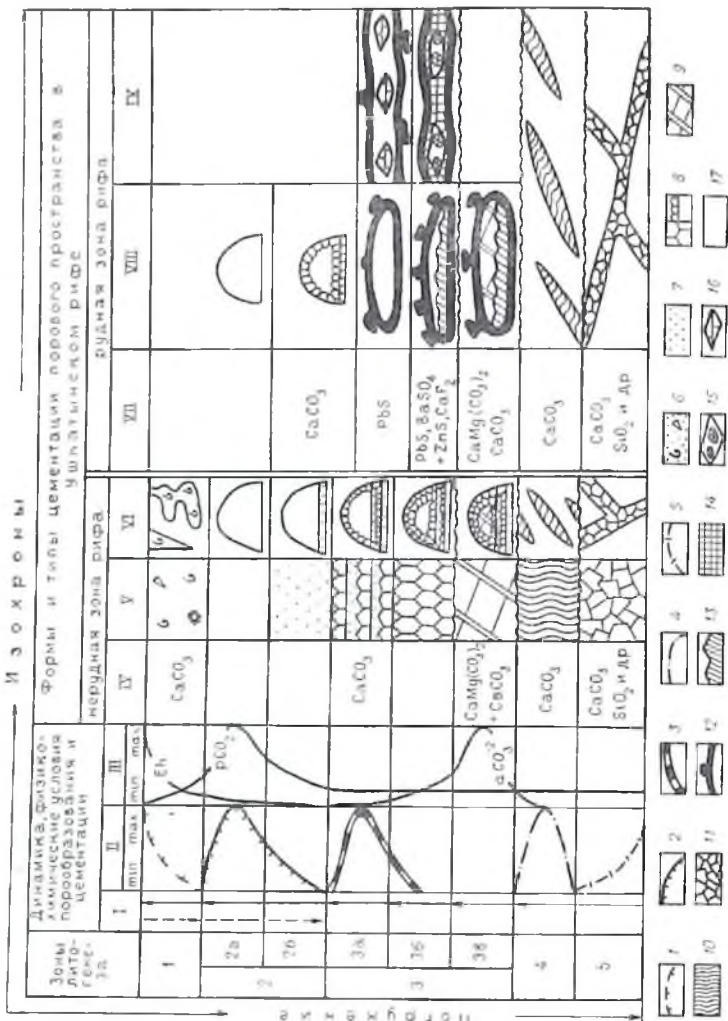
Литоральная зона, заключенная между уровнями прилива и отлива, характеризуется шнуровидными открытыми каналами в рифовой застройке. Они заполнены грубообломочным детритом с размером кластообломков в среднем от 0,5 м до 0,1 мм. Характерным признаком химических свойств зоны является насыщение оксидами железа таких ингредиентов рифа как фрагменты губок, мшанок и других пористых включений. Интенсивность окисления резко снижается в основании литоральной зоны в результате заполнения эрозийных пор и погружения строматолитового массива ниже уровня отлива. Развитие эрозийных пор литоральной зоны носит сбалансированный характер в том отношении, что к заключительному моменту все поры закрыты детритом.

Образование пор растворения на этой стадии играет подчиненную роль. Они выражены как мелкое локальное пространство усадки мелкозернистого детрита внутри скелетов сферондных организмов, а также в кровле пальцевидных строматолитовых форм. Растворение проявляется в строматолитовом массиве вдали от дренажных каналов, тогда как около дренажных каналов характерно обеление известняка.

Существование зоны большеамплитудного вертикального обмена с морской средой доказывается наличием пор с микрит-детритовым заполнением. Этот вид внутреннего осадка на порядок мельче мелкозернистой фракции детрита литоральной зоны. Внутренний осадок и строматолит в стенках строматактисовых пор в отдельных участках постройки окрашены гетитом. Оба признака доказывают восходяще-нисходящий инверсионный тип циркуляции растворов через риф. Однако нисходящие потоки были менее интенсивные, чем в литоральной зоне. Вследствие изоляции строматолитового массива от моря растворы для данных условий максимально насыщались CO_2 , что обуславливало очаговое растворение в этой зоне, выразившееся в образовании строматактис.

Данными, характеризующими глубину образования строматактис, служат тип выполнения пор и соотношения строматолитового прикрепленного массива с рассекающими его отложениями приливно-отливных каналов. Первый признак состоит в том, что внутренний осадок пор имеет микритовую структуру. Его отложение происходило ниже зоны волноприбойной деятельности, в обстановке низкой энергии потоков. Второй признак выявляется при сравнении строматолитового массива и известковых брекчий, заполняющих каналы зоны прилива-отлива. Плиткообразные обломки достигают размеров 0,5 м. Эти обломки также микрит-строматолитовые, но отличаются от основного массива отсут-

Изохромы



ствием или незначительным проявлением строматактисового порового пространства и избирательно выраженным, только в них, контактовым или сплошным обелением. Обеление связано с восстановлением и выщелачиванием тонко рассеянного пигментирующего гетита. Причина избирательного выщелачивания известняка только в приливно-отливных каналах — восстановительная обстановка при анаэробном окислении захороненного органического вещества.

Строматактисы в глыбах отсутствуют или выражены как угнетенная форма в виде редких мелких полостей. Причина этого явления состоит в том, что строматактисы образуются ниже эрозийного уровня приливно-отливных потоков, вследствие чего в обломочную массу каналов не попадает известняк с развитыми строматактисами из глубоких зон рифа.

Зона цементации пор выделяется как зона, в которой растворение строматолитового микрита сменялось заполнением пор. Последнее происходило двумя способами — осаждением внутреннего осадка и инкрустацией синтаксиальным спарритом. Соотношение этих форм носит разрывной во времени характер и вместе с тем на начальной стадии ритмичный. Это соответствует представлению об отложении внутреннего осадка из нисходящего потока, а синтаксиального спаррита — из восходящего. Внутренний осадок никогда не выступает как завершающая форма заполнения строматактис. Отсюда ясно, что заполнение строматактис закончилось после окончательного прекращения периодически возобновляющейся нисходящей циркуляции потока растворов.

Переход между зонами 1 и 2 (см. рис. 14) представляет собой область "чистого" строматактисового порообразования. Существование

Рис. 14. Корреляция литогенеза и рудообразования в Ушкатынском рудоносном рифовом комплексе.

Зоны литогенеза: 1 — литоральная (эрозийная пористость), 2 — очагового растворения (2а — чистого растворения, 2б — растворения и внутреннего осаждения), 3 — цементации пор растворения (3а — внутреннего осаждения и синтаксиальной инкрустации, 3б — синтаксиальной инкрустации, 3в — пойкилитового заполнения), 4 — дифференциального литогенетического уплотнения и жил динамического заполнения, 5 — метаморфизма. I — смена направления потоков рассолов; II — тренды интенсивности порообразования; III — тренды щелочного резерва ($a \text{CO}_3^{2-}$), редокспотенциала (Eh) и парциального давления углекислоты ($p \text{CO}_2$); IV, V — минеральные и структурные типы цементации; VI — поперечные сечения дренажных каналов и трещин в нерудной части комплекса; VII — последовательность минерального заполнения полостей растворения и трещин в нерудоносной части комплекса; VIII — разрезы полостей растворения и последовательность их инкрустации в зонах вкрапленного оруденения; IX — последовательность минерализации в телах жильно-брекчиевых руд;

1–5 — тренды интенсивности порообразования (1 — эрозийного, 2 — растворения в нерудных строматолитах, 3 — растворения в рудоносных зонах рифа, 4, 5 — литогенетического и метаморфического жиообразования); 6 — грубозернистый детрит; 7 — микритовый внутренний осадок; 8 — синтаксиальный спаррит; 9 — пойкилитовый доломит и кальцит; 10 — шестовато-волокнистый кальцит; 11 — эвгедральный кварц-карбонатный агрегат; 12 — каменный сплошной галенит; 13 — барит; 14 — мелкозернистый барит-галенитовый агрегат; 15 — галенит-флюоритовые метасомы; 16 — обломки строматолита; 17 — незамещенное пространство внутри полостей растворения

этой области доказываемым тем, что внутренний осадок только частично заполняет строматактисовое пространство. Как отмечалось, в условиях одновременного развития эрозионных полостей и седиментации, в литоральной зоне каналы оказываются полностью закрытыми детритом. Таким образом, внутренний осадок выделяется, как правило, на заключительной стадии образования строматактиса. Этой стадии предшествовало растворение.

Косвенным доказательством области "чистого" порообразования является разрыв в размерности детритовых, по своей природе, осадков эрозионных полостей литоральной зоны и строматактисовых пор. Осадок последних на порядок мельче, чем самой мелкой фракции осадков эрозионных каналов. Это связано не с длительным перерывом между отложением всех осадков, а с тем, что в переходной зоне происходило растворение неустойчивых частей рифовой постройки и прежде всего переносимого детритового материала.

Заключительной стадией заполнения строматактиса является выделение блоковых кристаллов доломита в остаточном центральном канале. Блоковый характер зерен очевидно связан с почти полным прекращением циркуляции растворов по строматактисовым каналам. С прекращением дренажа рифового массива следует связывать резкое повышение щелочного резерва в остаточных растворах. Это, в свою очередь, было главной причиной отложения доломита в порах.

Зона уплотнения выделяется в строматолитовом массиве по значительной распространенности трещинных полостей усадки, выполненных шестовато-волокнистыми кальцитовыми агрегатами. Эти образования являются самыми ранними трещинными формами. Их возникновение связано с неравномерностью позднедиагенетического уплотнения известняков в обстановке значительных глубин и нагрузки. Выполнение трещин кальцитовое так же, как и изометрично-зернистых жил зоны метаморфизма. Таким образом, доломитизация как характерный процесс в рифогенных комплексах в Ушкатынском рудоносном рифе проявилась один единственный раз в заключительную стадию выполнения строматактисовых пор. Примесная распространенность доломита хорошо объясняется концепцией доломитообразования Н.М. Страхова. Ее основное положение в том, что количество доломита в метасоматических и инкрустационных выделениях определяется паем первично осадочного доломита. Обстановка образования Ушкатынского рифового комплекса способствовала накоплению практически чисто известковых строматолитовых построек.

Анализ соотношений пористости и литоинградиентов в рифах позволяет сделать вывод о решающем значении пор строматактисового типа для проницаемости рифов. Образование строматактисовых каналов относится к стадии раннего диагенеза и связано с избирательным растворением строматолитового микрита. Избирательность растворения объясняется неравномерной структурой органогенных построек. Очаги

растворения зарождаются в ядрах строматолитовых форм под экранами плотных купольных оболочек.

При сравнении простых, дендритовидных и брекчиевидных строматактис можно наблюдать соподчиненность, согласно которой они являются результатом последовательного усложнения и объединения изолированных строматактис. Однако брекчиевидные строматактисы по своей форме и размерам выходят за рамки простых. Распространение пор в среде в данном случае идет по пути развития коротких апофиз и последовательного отторжения фрагментов кровли. Таким образом, брекчиевидные апофизы в своем развитии уже не обнаруживают связи с тонкими строматолитовыми структурами и относятся к образованиям второй стадии. Но и на второй стадии сохранялась та же тенденция в росте, что и на первой стадии — расширение порового пространства только вверх. Поздняя стадия характеризуется как развитие брекчиевидных строматактис путем замещения различных литоингредиентов среды как строматолитового, так и детритового типов.

Ранняя стадия проявлена выщелачиванием карбонатного скелета известковых водорослей вследствие распада слабо сцементированных ядер строматолитовых форм. На второй стадии наблюдается более активное выщелачивание в условиях привноса — выноса растворов. Эта стадия проявилась только там, где рифовые известняки с зародившимися строматактисами оказались на пути потоков растворов. Единственное направление ориентировки ассиметричных тел строматактис объясняется исключительно восходящим типом движения растворов.

Предложенное представление о стерогеогенезисе строматактис объясняет приуроченность их к строматолитовым рифам. Но при интенсификации выщелачивания они могут развиваться и в других литологических типах известняка при наличии экранирующих поверхностей.

Концентрация оруденения в Ушкатынском рифе

В основании рудоносного Ушкатынского рифового комплекса залегает дайринская свита аридных красноцветных песчаников и алевролитов аркоз-кварцевого состава. Цемент глинистый, гематитизированный. В основании красноцветов на месторождении отмечаются более древние выступы трахилипаритов. Однако прямое налегание рифов на эти породы нехарактерно. В сторону бассейна свита фациально замещается кремнисто-глинисто-известковой углеродистой толщей фаменского возраста, вмещающей слоистое гидротермально-осадочное свинцово-цинковое оруденение. Стратиформные марганцевые и барит-свинцовые рудные залежи месторождения Ушкатын III локализованы в красноцветной карбонатной толще девонских отложений Жайльминского бассейна. Мощность толщи регионально варьирует от 80 до 120 м. В открытой части бассейна эта толща образована микрослоистыми гематитизированными глинистыми известняками с подчиненными им красными туфопелитами и кремнистыми осадками.

В береговой зоне наблюдается следующий ряд литофаций, на одном и том же хроностратиграфическом уровне, от открытой части к берегу бассейна: серо- и красноцветные детритовые слоистые известковые осадки с пластами марганцевых окисных руд, обломочные и массивные строматолитовые отложения свинцово-рудного рифового комплекса, сменяющегося у береговой линии красноцветными аркоз-кварцевыми песчаниками дайринской свиты (см. рис. 10). Литофациальное сопряжение марганцевоносной и рифовой свинцовоносной частей разрезов красноцветной карбонатной толщи и дайринской свиты соответствует схеме трансгрессивного смещения. Вследствие этого рифовый комплекс в любом сечении перекрывается марганцевоносным флишондом.

Барит-свинцовое промышленное оруденение месторождения Ушкатын III сосредоточено только в рифовом комплексе. Последний имеет асимметричную фациально-морфологическую структуру. Его стрижневая и в то же время смещенная к палеоберегу часть сложена пятнисто-красными строматолитовыми микритовыми известняками. Передняя часть образована обломочным шлейфом из рифовых брекчий, известковых песчаников, а также глинистых аркоз-кварцевых терригенных алевролитов и песчаников.

В передовой зоне рифовой постройки проявлено крупноамплитудное пальцевание с глубокими вторжениями строматолитовых "языков" в обломочный шлейф. Оруденение рифа представлено барит-галенитовым минеральным типом. Для месторождения Ушкатын III характерна локализация оруденения почти полностью в массивной строматолитовой части рифа, в обломочных фациях комплекса оруденение распространено в качестве примеси.

Форма рудных тел, оконтуренных опробованием, подобна форме строматолитовой ядерной части комплекса. Оруденение распространяется в виде пласто- и линзообразных тел внутри строматолитовых "языков" в передовой части комплекса и имеет тенденцию к слиянию в столбообразное тело в ядерной строматолитовой зоне рифа (см. рис. 10). Несмотря на общее согласное залегание рудных тел в слоевых алофизах рифа, руды свинца пересекают слоистость под пологим углом. Рудоносная красноцветная известковая толща перекрывается турнейскими сероцветными ритмированными известняками.

В размещении полиметаллического оруденения в рифовом комплексе Ушкатына проявлены рудная зональность и дифференцированное отложение руд. Барит-свинцовое оруденение Ушкатынского месторождения представлено двумя структурно-текстурными формами: типа заполнения строматактисового пространства и жильной. В первом случае оруденение концентрируется в строматактисовых трубчатых каналах, во втором — в виде согласных, реже секущих жильных тел. Жилы характеризуются прерывистой формой с чередованием раздувов (до 0,5 м) и выклиниваний на расстоянии в несколько метров. Зависимость между обеими формами определяется как фациально сопряженная (рис. 15). Будучи выполненными одним и тем же вещественным типом орудене-

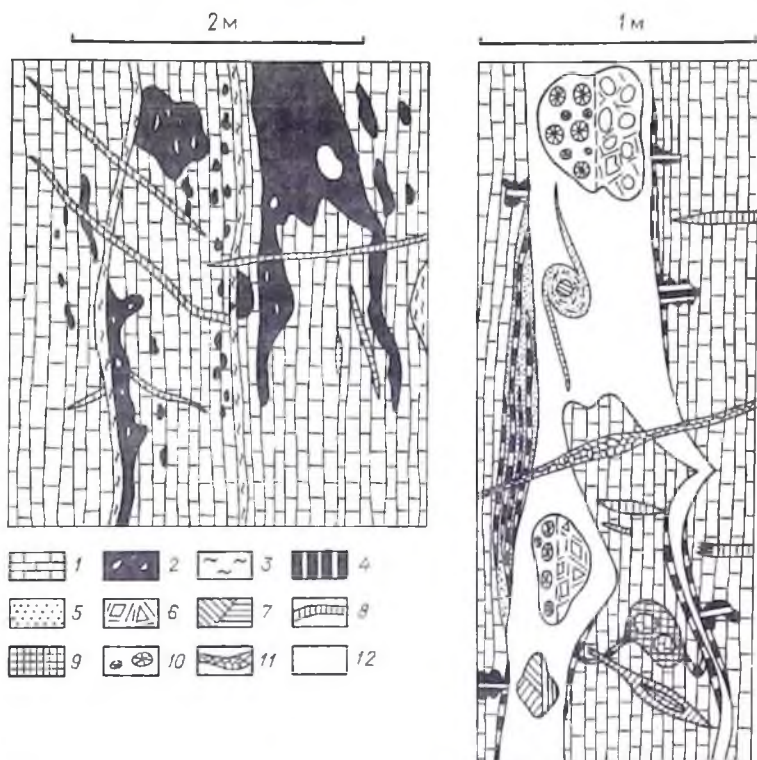


Рис. 15. Морфологические признаки и детали внутреннего строения крупных согласных и трубообразных галенит-баритовых жил в строматолитовом рифовом известняке (зарисовка стенки выработки месторождения Ушкатын):

1 – красно-коричневый микритовый известняк; 2 – галенит-баритовые жилы с обломками известняка; 3 – серый известняк; 4 – массивный галенит; 5 – мелкозернистый барит; 6 – флюорит-баритовый интерстициальный агрегат; 7 – включения крупнозернистого барита; 8 – шестовато-волокнистые кальцитовые жилы; 9 – флюорит-баритовые жильные выделения; 10 – галенит-баритовые агрегаты сферолитового строения; 11 – неравномернозернистые кальцитовые жилы; 12 – мелкозернистый галенит-баритовый агрегат

ния, жилы играют роль стержневых структур, контролирующих вкрапленное оруденение. Вместе с тем, вкрапленные рудные горизонты рифа могут занимать вполне независимое от жильного типа положение.

Различие жильных и вкрапленных руд проявляется двойственно: по типу сложения и минерально-вещественному составу. Жильный тип характеризуется развитием сплошных недифференцированных барит-галенитовых руд с примесью флюорита. Сложение этих руд полосчатое и массивное, а также брекчиевое. Руды вкрапленного типа практически барит-галенитовые без флюорита. Их структура зонально-инкрустацион-

ная с хорошо выраженной дифференциацией барита и галенита в виде самостоятельных агрегатов. Строматактисовый вкрапленный тип руд имеет переменное отношение галенита к бариту в среднем от 1 до разностей чисто баритового состава. В жилах сплошных руд это отношение колеблется около 1; пространственно оно меняется градиентно. Строматактисы с баритовым оруденением характерны для контактных зон рудных тел при смене рудоносных известняков обычными безрудными.

Схема пространственного комбинирования барит-галенитового и баритового оруденения хорошо проявлена в асимметрично зональных ритмах (см. рис. 13, б). Основанием ритма служит согласная барит-галенитовая жила, над ней выделяются последовательно барит-галенитовая строматактисовая зона и самая верхняя — баритовая также строматактисовая. Минимальная мощность ритма составляет около 10 см. Между зонами наблюдается постепенный переход, причем между стержневой жильной и прилегающей строматактисовой барит-галенитовой зонами имеются прямые галенитовые просечки. Выше к кровле рудного ритма объем, размер, количество рудоносных строматактисов быстро падает.

Рассматриваемая внутриритмовая зональность не отчетлива или вовсе не проявлена в узлах интенсивного жильного оруденения. Характерным типом оруденения в этих узлах являются флюорит-барит-галенитовые метасоматиты по известнякам. Обобщенная схема соотношений различных типов руд месторождения Ушкатын III представлена на рис. 14. В связи с разработкой генетической модели наименее зашифрованной частью в этой схеме оказались асимметрично построенные ритмы с разрезом типа (снизу вверх): стратиформная барит-галенитовая жила, строматактисовая барит-галенитовая и строматактисовая баритовая зоны (см. рис. 13, б).

Верхняя строматактисовая баритовая зона характеризуется следующими признаками. Структурно это крупнозернистый агрегат барита. Во многих строматактисах барит ассоциируется со спарритом, микролитовым внутренним осадком и иногда пойкилитовым доломитом. Для зоны характерно полное отсутствие галенита. Последовательность осадочного и инкрустационного заполнения строматактисов отображена на зарисовке строматактисы в красном (ожелезненном) строматолитовом микролите (рис. 16).

Общий механизм заполнения определяется как осадочно-инкрустационный. Сохранность гребенчатых кальцит-спарритовых касм и скрытозернистого внутреннего осадка доказывает, что при заполнении не было повторного растворения. Крупнозернистый барит отложился в заключительный этап заполнения строматактисы, но отмечаются редкие случаи расположения баритовых касмок и среди внутреннего осадка. Таким образом, барит в общем относится к выделениям заключительного периода заполнения. Но начало его отложения относится к стадии

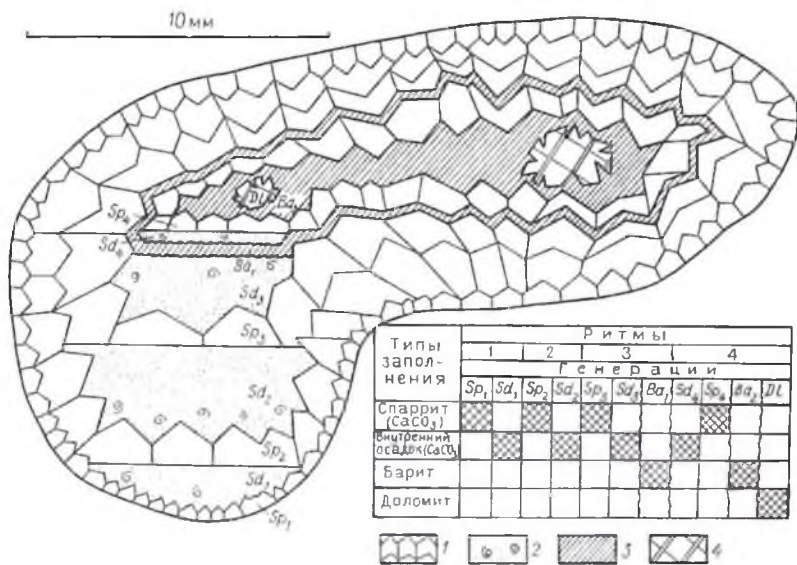


Рис. 16. Ритмично-стадийное заполнение строматактисового канала в рифовом известняке и последовательность минерализации:

1 – кальцитовый спаррит (*Sp*); 2 – микрит-детритовый внутренний осадок (*Sd*); 3 – гребенчатый барит (*Ba*); 4 – блоковый доломит (*DI*). Ритмы и генерации пронумерованы от древних к молодым

внутреннего осадка. Самым последним выделением является блоковый доломит, наблюдающийся в ядрах баритовых щеток.

Три количественно главных минеральных агрегата в строматактисах: известково-микритовый осадок, кальцитовый спаррит и барит формируют друг с другом дву- и трехчленные ритмы. Только пойкилит-доломитовый агрегат заключительной стадии не образует чередований с любой более ранней формой. Ритмичность неоднородна, неоднородность вносит баритовый член ритмов. Если исключить кайму барита (1), то первые три ритма и кайма спаррита (4) представляют двучленно-ритмичную последовательность обычного фонового заполнения. Вторжение в эту последовательность каймы барита (1) означает полное прекращение в этот период отложения микритового или спарритового карбоната кальция.

Схема корреляции рассматриваемого барит-карбонатного типа заполнения и фонового заполнения интерпретируется на основе модели фациальной зональности, по В.И. Смирнову [32]. Произвольное положение каем барита в ритмичном известковом агрегате объясняется пространственным вытеснением карбонатпитающего потока баритпитающим. Описанные соотношения вполне однозначно доказывают вы-

деления барита не из фонового, а из особого рудно-концентрированного потока растворов.

Зона барит-галенитовых строматактисовых руд (см. рис. 13, б, рис. 17, 18) имеет собственные морфологические и структурные признаки. Морфологическая особенность в том, что барит-галенитовые строматактисы в среднем на порядок крупнее фоновых, при этом развитие их объема идет в основном в направлении слоистости. Независимо от этого в поперечном сечении они сохраняют основные признаки строматактисовых каналов – плоское основание и выпуклый контакт в кровле. Другим морфологическим признаком являются отростки апофиз галенита в окружающий микритовый известняк (см. рис. 18).

Распределение минералов, заполняющих барит-галенитовые строматактисы, зональное. Отчетливо проявлено два вида зональности: концентрический и поперечный асимметричный. Первый создается обычной непрерывной периметровой каймой сплошного агрегата галенита. Второй – горизонтально послойно дифференцированным распределением снизу вверх баритового и доломитового агрегатов.

В данном типе рудных выделений достигается практически совершенная дифференциация галенита и барита, что объясняется одновременным и различным по механизму выделением этих минералов. Кай-



Рис. 17. Вкрапленный тип руд в рифовом известняке. Галенит (белые каймы) и барит (черное) заполняют согласные строматактисовые полости растворения в седиментационно-корродном строматолитовом микрите. Поздние поперечные жилы кальцита пересекают рудоссынные полости. Ув. 2

ма галенита в типичных случаях бывает постоянной мощности примерно 1–1,5 мм. Ее внутренняя граница представляет ровную фронтальную поверхность. Внешняя, наоборот, отличается многочисленными короткими апофизами галенита в микритовой известняк. Структурные соотношения известняка и внешней поверхности каймы доказывают, что она образовалась в результате метасоматического замещения известняка галенитом. Одинаковая толщина каймы и ровная внутренняя граница позволяют предполагать, что кайма в то же самое время контролируется фронтом растворения микрита. В целом галенитовая кайма рудных строматактис определяется как центробежно-сдвигающаяся зона кайменного метасоматоза. При этом тыльная зона каймы граничила с открытой полостью. Увеличение внешнего периметра галенитовой каймы при замещении известняка и внутреннего при растворении галенита и создавало условия, необходимые для расширения строматактисовых каналов в рудную стадию.

Основное сечение рудных строматактисовых каналов выполнено баритом и доломитом в отношении примерно 3:1 соответственно. Каждый из этих минералов образует агрегатные тела, разграниченные горизонтальной поверхностью, зубчатой идиоморфными окончаниями кристаллов. Расположение барита и доломита относительно направления низ–верх разреза рудных строматактис одно и то же: барит внизу,

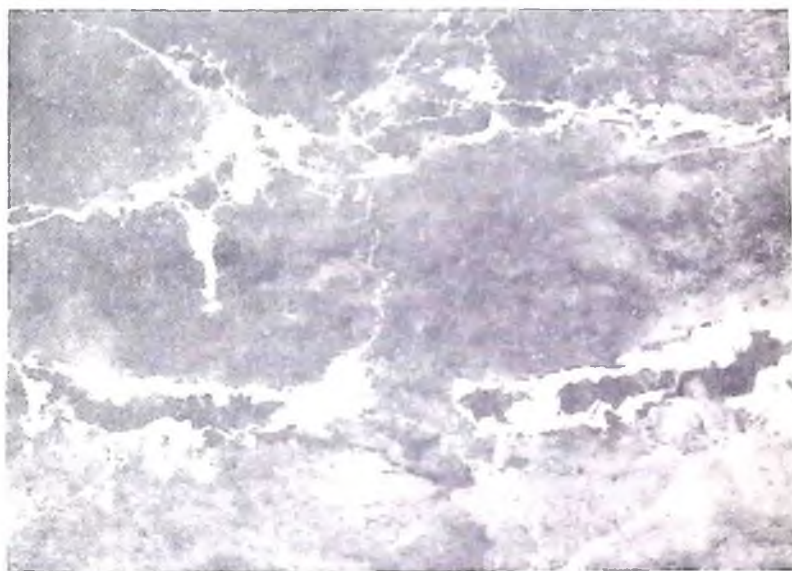


Рис. 18. Кайменные выделения галенита (белое) вокруг строматактисовых каналов.

Апофизные метасомы галенита ориентированы преимущественно вверх по разрезу слоистости. Черное внутри строматактис: барит и доломит. Вмещающая среда – красно-коричневый строматолитовый микрит. Ув. 2

доломит сверху. Распространенным отклонением от данной закономерности является непрерывно-поясная форма баритового агрегата. В данном случае рудоносная строматактис приобретает концентрически-зональное строение. Центральное ядро ее заполнено блоковым доломитом. Положение последнего соответствует одному и тому же месту доломита во временной последовательности заполнения как фоновых, так и строматактис с галенит-баритовым заполнением. На основе этих данных послышное зональное распределение баритового и доломитового агрегатов объясняется двустадийным образованием баритового агрегата: первая стадия — заполнение баритовой, возможно, гелевой массой, вторая — раскристаллизация и усадка геля с образованием полости в купольной части строматактис.

Структура стержневых барит-галенитовых жил отображена на рис. 15. Жилы имеют согласное и секущее залегание, могут резко выклиниваться, и каждая в отдельности отличается небольшой протяженностью. По этим признакам жилы вполне отвечают известному для стратиформных месторождений типу рубцовых жил. Внутреннее строение жил представляет собой ассоциацию трех макроингредиентов: 1) основной барит-галенитовой массы, 2) крупных (5—10 мм) обломков известняка, в разной степени метасоматически замещенных рудными минералами, и 3) граничных кайменных оторочек однородного галенита. Вследствие пластических дислокационных преобразований в жилах развиты флюидально-полосчатые и брекчиевидные структуры, а также структуры развальцевания и вихревого типа (см. рис. 15). Для контактов жил характерны срывы, приводящие к уничтожению контактных галенитовых оторочек. В связи с этим к границам отдельной жилы примыкают любые ее внутренние участки.

Барит-галенитовый агрегат заполняет практически весь объем жил. Его структура варьирует от ламинарно- до брекчиевидно-полосчатой. Ламинарно-полосчатый агрегат дифференцирован и состоит из мономинеральных микрзернистых полосок галенита и барита. Полосчатость в общем согласна границам жил. Мощность галенитовых полосок обычно в 2—5 раз меньше баритовых, соответственно количество последнего в этом типе агрегата во столько раз выше.

В брекчиевидно-полосчатых агрегатах текстурно-структурные соотношения галенита и барита принципиально иные. Здесь выделяется цементно-базисный, внешне гомогенный, барит-галенитовый микрзернистый агрегат. В нем заключены плитчатые и изогнутые фрагменты полосок микрзернистого однородного барита. Узор распределения этих фрагментов отвечает типу полосчатой текстуры, взломанной в процессе течения. Фрагменты баритовых полосок после их распрямления и стыковки торцов могут быть скоррелированы в единую ленту. Реставрированный таким образом тип руды состоит примерно на 80% из базисного массивного барит-галенитового агрегата и на 20% из баритовых полос. Барит в базисном агрегате представлен равномерно распределенными зернами в сплюснутой микрзернистой галенитовой основе. Его количест-

во варьирует от первых до 40% объема. Таким образом, минеральную основу базисного массивного агрегата образует галенит, но тогда основное различие брекчиевидной и ламинарно-полосчатых руд в различном содержании в них галенита. Подчиненному количеству последнего соответствует полосчатое строение жил или участков. При высоком содержании галенита формируются брекчиевые текстуры в процессе пострудных дислокаций.

Обломковидные рудные метасоматиты определяются как простые баритовые и дифференцированные барит-флюорит-галенитовые метасомы по известняку. В том и другом случаях замещение практически полное, в то время как околожильное метасоматическое замещение известняка проявлено редко. Особый интерес с точки зрения генетической модели оруденения представляют дифференцированные метасомы (см. рис. 15). Это крупные (до 5 см) включения, встречающиеся группами в галенитовых участках жил. Каждое включение разделено экваториальной поверхностью, имеющей в соседних обломках одну и ту же пространственную ориентировку и тип распределения минералов. Нижняя полусфера представлена барит-галенитовым агрегатом микроконкреционного типа. Дифференциация полусфер по флюориту и галениту альтернативна. Срастания минералов в полусферах относятся к типу раскристаллизации, а не последовательного отложения. Флюорит-баритовый агрегат построен по принципу цементации изометрично ограненных зерен флюорита крупнокристаллической тканью барита. Отношение барита к флюориту колеблется около двух. Галенит-баритовый агрегат состоит из контрастно ограниченных радиально-шестоватых конкреций барита и галенитового цементного агрегата. Количество галенита переменное — от 30 до 10% объема.

Контрастная дифференциация метасом, одинаковая ориентировка поверхности раздела дифференциатов у соседних метасом и одно и то же относительное положение в них флюорит- и галенит-баритового дифференциатов доказывают флюидно-гравитационный тип разделения рудных компонентов. При этом разделение проявилось по флюориту и галениту, тогда как барит примерно одинаково представлен в нижней и верхней полусферах метасом. Данная схема разделения согласуется с общей схемой околожильной зональности, а именно, с расположением баритовых строматактис во внешней, а барит-галенитовых в нижней части рудных ригмов. Галенит-флюорит-баритовые метасомы, вещественно более сложные рудные агрегаты, чем их цемент, являются свидетельством многокомпонентного состава рудоносных растворов.

В связи с рассмотрением рудных метасом, образовавшихся по обломкам известняка, возникает вопрос, почему нет или очень редко наблюдается аналогичное замещение вмещающего известняка в бортах жил. Объяснение можно найти в модели образования барит-галенитовых строматактис. Ранняя стадия рудоотложения в них проявлена выщелачиванием известняка при одновременном подвижном кайменном замеще-

нии его сплошным агрегатом галенита. Сплошные галенитовые каймы с короткими экзоконтактными апофизами характерны также для крупных рудных жил (см. рис. 15). В то же время не наблюдается рассеянного вкрапленного вторжения галенита в известняк. Такой характер соотношений создает иллюзию инертности микрита к замещению галенитом. Структурно-генетической особенностью рудных жил являются признаки пластичного течения рудного агрегата. Пластическое течение проявилось как микроплойчатое смятие полосчатых руд, структур волочения и вихреобразного скручивания (см. рис. 15). Такое течение не свойственно зонам строматакисовых руд.

В связи с внутрижилым течением выделяется два признака. Первый — течение происходит в предварительно двуфазно дифференцированной руде. Дифференциатами являются базисный микрозернистый барит-галенитовый агрегат и заключенные в нем простые и неоднородные барит-флюоритовые метасомы по известняку. Второй — микроструктурные деформационные изменения проявлены только внутри включений и совершенно отсутствуют в базисном агрегате. Деформированные агрегаты состоят из ориентированных верегенообразных микрозерен барита. Ориентировка потока зерен строго согласна контурам дислоцированного включения барита. Базисный барит-галенитовый агрегат не является простым пассивным цементом деформированных включений. В вихревых текстурных формах он заполняет полосы, разделяющие баритовые лучи с отчетливой ориентированной микроструктурой. Морфологические сочетания этого типа и изоструктурный характер барит-галенитового цементирующего агрегата объясняются раскристаллизацией последнего позже дислокации включений. Течение было возможным благодаря флюидному гомогенному состоянию барит-галенитовой смеси.

Общая модель отложения руд включает следующие положения. Оруденение в Ушкатынском рифе сформировано путем инкрустации полостей растворения и метасоматического замещения известняка. Во внешних зонах рудных тел и ритмов, а также внутри их главная роль принадлежит отложению барита в виде зернистых концентрических корок. Контролирующим фактором в данном случае было остаточное открытое строматакисовое пространство. Контролирующее влияние вмещающего известняка как породы, или ранее выделившихся карбонатных агрегатов здесь совершенно не проявлено.

Во внутренних зонах отмечается метасоматическое выделение галенита в стенках полостей. Однако этот процесс не является механизмом прогрессивного накопления галенита, так как толщина каем галенита в строматакисовых каналах постоянна. После приостановки растворения полости, отороченные галенитом, были заполнены по той же схеме, что и строматакисы во внешней зоне в последовательности: барит, доломит.

Строение рудных ритмов (см. рис. 13, б) показывает, что мелкая строматакисовая пористость в микритовых известняках не была местом концентрации барит-галенитового оруденения главной заключитель-

ной стадии оруденения. Основным типом заполнения строматактисовых полостей здесь является барит-карбонатный агрегат. Накопление галенитовых руд происходило в стержневых полостях выщелачивания, где оруденение концентрировалось в условиях ограниченного контакта с известняком. Узко-струйное распределение оруденения связано с внефоновым потоком рудоносных растворов. Минерализация, связанная с рудным процессом, имеет дифференцированный характер пространственно и во временном отношении. Интенсивность и состав оруденения пространственно коррелируются с интенсивностью рудного растворения (см. рис. 14). Выделены внутренняя зона стержневых жил со сплошными барит-галенитовыми рудами, промежуточная — прерывистых строматактисовых полостей растворения с кайменным галенитовым оруденением и внешняя — мелких строматактисовых каналов без или с незначительным галенитовым оруденением. Баритовая минерализация представительна для всех зон, но механизм ее выделения различен. В двух внешних — это инкрустационная минерализация, в стержневых жилах — метасоматическая по карбонатному материалу, а также в виде сплошных масс в ассоциации с галенитом.

Галенитовое оруденение проявлено стадийно. Первой стадии соответствуют граничные метасоматические реакционные каймы с внешним фронтом замещения и тыльным — растворения. Вторая стадия носит лавинный характер. Ей соответствует массивный или дифференцированный полосчатый микрозернистый барит-галенитовый агрегат без признаков перерыва в накоплении. Тот факт, что строматактисовые полости промежуточной зоны рудных ритмов не служили местом локализации барит-галенитового агрегата, следует объяснять зональной структурой рудоносного потока. При этом из двух жильных минералов — барита и галенита — зональное распределение свойственно галениту. Особенность рудообразования на первой стадии состоит в том, что отложение галенита сочеталось с расширением полостей. Вторая стадия выразилась в цементации полостей растворения микрозернистым барит-галенитовым агрегатом, а также в образовании метасоматического барит-флюорит-галенитового оруденения.

Минерализация на стадии растворения в крупных жилах представлена каймами сплошного галенита, армирующими стенки жил. На стадии цементации внутрижилые обломки известняка не играли благоприятной роли для отложения галенита и замещались баритом, смесью барита и флюорита с примесью галенита. Содержание последнего в метасомах стадии осаждения во много раз меньше, чем барита и флюорита.

Приоритетные соотношения гидротермально-осадочного слоистого и эпигенетического секущего оруденения как прогнозно-поисковый критерий стратиформных месторождений

Представителями месторождений со слоистым типом оруденения являются месторождения Мак-Артур-Ривер, Жайремской группы и др. Оруденение здесь концентрируется в слоистой форме или в виде комбинированных согласных слоисто-блоковых залежей. К секущему типу стратиформных месторождений относятся месторождения в структурах растворения карбонатных пород. Оба типа месторождений и образующих их руд детально рассмотрены на примере месторождений Жайрем и Ушкатын III. Как и группа месторождений региона Мак-Артур-Ривер, они являются примером межформационной комбинации генетически разнотипного оруденения. Как будет показано дальше, иерархическая соподчиненность оруденения в этих месторождениях определяет слоистый тип как источник оруденения для секущего типа.

Структура Ушкатынской рудоконтролирующей системы

Положение барит-свинцового месторождения Ушкатын III контролируется зоной фациальной смены углеродистого кремнисто-глинисто-карбонатного флишоида красноцветной песчано-терригенной толщей (см. рис. 10, рис. 19). В стратиграфическом разрезе осадков бассейна горизонты оруденения в рифах смещены вверх (см. рис. 19) относительно горизонтов флишоида, вмещающих гидротермально-осадочные полуметаллические месторождения Жайремской группы по А.А. Рожнову, Е.Е. Бузмакову, В.И. Шибрику и др. По химическому составу Ушкатынский риф относится к кремнистым известнякам (см. табл. 7). Тем самым, месторождение Ушкатын III представляет собой один из примеров богатого свинцового оруденения вне связи с доломитами. Особенности вещественного состава Ушкатынских руд в том, что в них практически нет цинка как одного из главных компонентов гидротермально-осадочных руд района. Распространенной примесью является флюорит.

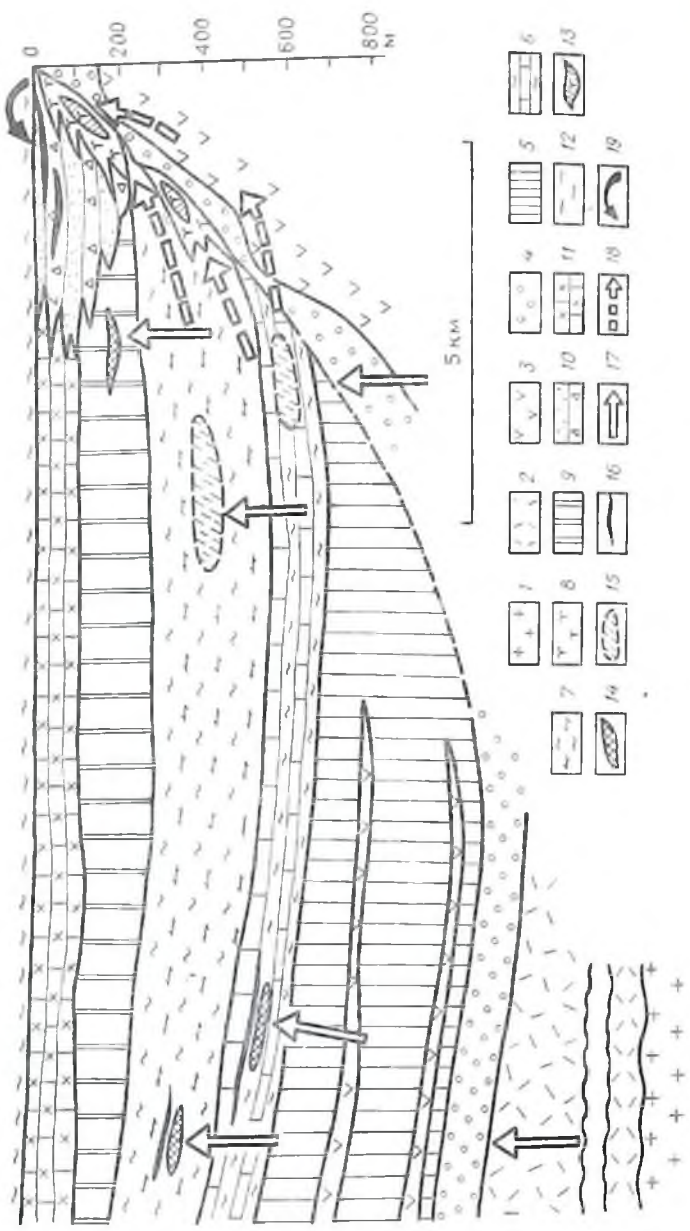
В развитии потенциально рудоносных полостей рифа прослежено три стадии: 1) строматактисового пространства; 2) жильных полостей дифференциального литогенетического уплотнения; 3) трещин хрупкой деформации. Первой соответствуют изохроны 2 и 3, двум последним — 4 и 5 на рис. 14. Отмеченная последовательность определяется пересечением строматактис жильными выделениями второй и третьей стадий. Полости дифференциального уплотнения выполнены шестовато-волокнистыми агрегатами кальцита и, в свою очередь, пересекаются жильными агрегатами третьей стадии. Полости уплотнения формируются в условиях неравномерного пятнистого обезвоживания и литификации среды. Трещинные полости третьей стадии представлены спарритом и связаны с деформацией известняка при катагенезе и метаморфизме.

Из трех стадий поровых систем в рифах роль рудного коллектора выполняют только строматактисовые каналы. В их развитии выделяются ранний период растворения и поздний — цементационный. Последний, в свою очередь, делится на стадию инверсии внутреннего осадка и синтаксиального кальцитового спаррита и стадию блокового пойкилитового кальцита и доломита.

Место растворопроводящего состояния строматактисового пространства в последовательности консолидации рифа определяется следующими признаками. Поры представляют собой результат избирательного пятнистого растворения строматолитового микритового агрегата. Внутренний осадок в строматактисовых порах содержит раковинный детрит. Последний на порядок мельче детритовых частиц — включений во вмещающей строматолит-микритовой среде. Известны также примеры заполнения строматактис пляжным кварцевым песком. По этим признакам внутренний осадок строматактис определяется как микритовая фракция детрита, проникающая в поры с поверхности. Ритмы типа внутренний осадок — синтаксиальный спаррит (см. рис. 13, а, 16) являются отражением инверсии принципиально различных типов заполнения и именно крупнокристаллической инкрустации из восходящих растворов и осаждения пелевого детрита при поступлении его в строматактисовые каналы из зоны седиментации на поверхности рифа.

В итоге время заполнения строматактисового пространства определяется как период, когда этот тип пор имел периодически возобновляющую связь с поверхностной растущей частью рифа. При этом восходящий поток растворов, вызывающий инкрустацию синтаксиальным спарритом, эпизодически сменялся нисходящим с осаждением детритовой мути. Время образования строматактисового порового пространства относится к периоду пульсирующей смены восходящего термально-рассольного потока и нисходящего потока морской воды.

Рудные участки в рифе имеют линзовидно-шнуровидную форму. Для их внутреннего строения характерна ритмичность, согласующаяся с грубой слоистостью рифов. Мощность ритмов разнообразная, в среднем от нескольких сантиметров до 1 м. Распределение оруденения в ритмах носит зональный характер (см. рис. 13, б). В основании выделяется согласная пластообразная зона сплошной руды. Она имеет брекчиевидное или полосчатое строение и состоит из существенно галенитового цемента и обломковидных выделений — метасом барита по известняку или из тонких полос галенита и барита. Выше этой зоны оруденение локализуется в виде дендритовой системы согласных рудных обособлений. В кровле ритма связь между рудными выделениями проявляется меньше, и они имеют характер отдельных строматактис с рудной инкрустацией. В рудных участках рифа строматактисовое пространство отличается более крупными размерами и большим удельным весом. Это объясняется тем, что на пути рудных растворов интенсивность выщелачивания была более высокой. Сплошные рудные выделения часто формируют жилиобразные тела с резко меняющейся мощностью: от полного



выклинивания до раздувов в 0,5 и даже в 1 м происходит в интервале нескольких метров. Подчиненную роль в рифе играют круто секущие жильные формы выделения руд, служащие соединительными каналами между согласными телами.

В зонально построенных рудных ритмах рифов элементарным рудным обособлением является строматактисовая полость с рудным заполнением. Структура рудных строматактис принципиально подобна структуре строматактис с фоновым карбонатным заполнением. Внешняя кайма представлена галенитом, внутренняя полость либо целиком баритом, либо последовательностью: барит, пойкилитовый кальцит или доломит. Доломит-кальцитовое ядро является общим для рудных и фоновых строматактис и в обоих случаях венчает процесс инкрустации. Внешняя галенитовая кайма на границе с микритовым строматолитом характеризуется метасоматическими дендритовидными инъекциями. Другое проявление метасоматоза выражено замещением обломков известняка в крупных жилах баритовыми и барит-флюоритовым агрегатами.

Сравнение строматактис с фоновым и рудным заполнением позволяет сформулировать следующие положения. Галенитовая кайма во всех случаях выступает как заместитель синтаксиального спаррита-кальцита и внутреннего осадка. Барит в ассоциации с кальцитом и редким доломитом занимает более внутреннюю зону. Но соотношения видоизменяются, если заполнение строматактис происходит только баритом. В данном случае барит может ритмично чередоваться с синтаксиальным спарритом и в редких случаях даже с внутренним осадком. Строматактисы с таким типом инкрустации занимают окраинное положение в рудных ритмах, в зонах перехода от них к вмещающему строматолиту со строматактисами фонового заполнения.

Морфологические и минерало-структурные особенности оруденения в строматактисовых поровых системах доказывают дифференциальный характер растворения рифа при расширении порового пространства.

Рис. 19. Размещение и фациально-генетические соотношения барит-цинк-свинцовых и железо-марганцевых месторождений в Жайльминском карбонатно-флишоидном бассейне. По А.А. Рожнову

1 – вулканогенно-терригенные метаморфизованные породы нижнепалеозойского фундамента; 2 – дациты, риолитовые туфы, песчаники живетского яруса; 3 – трахитовые порфиры и брекчии; 4 – красноцветные песчано-алевролитовые отложения; отложения фанена; 5 – толща серых известняков и глинисто-карбонатных пород; 6 – глинисто-кремнисто-известковая ритмично-слоистая толща с прослоями кислых туфов; 7 – флишоидная глинисто-известковая толща с горизонтами кислых туфов; 8 – строматолитовые рифовые постройки; 9 – органогенно-детритовые известняки и глинисто-известковые породы; 10 – брекчиево-песчаные и глинисто-кремнисто-известковые осадки рифового комплекса; 11 – толща красноцветных слоисто-оолитовых кремнистых известняков; 12 – органогенно-детритовые известняки (турне); 13 – “секущие” барит-свинцовые руды в рифах; 14 – блоково-слоистые залежи полиметаллических руд в флишоидах; 15 – бедное слоистое полиметаллическое оруденение в флишоидах; 16 – залежи слоистых железо-марганцевых руд; 17 – направление привноса оруденения из эндогенных источников; 18 – направление движения диагенетически образованных рудоносных горячих рассолов; 19 – схема питания депрессий с гидротермально-осадочным железо-марганцевым оруденением

Максимум выщелачивания наблюдался на пути струй рудоносных растворов. Предположение о вариации состава и, следовательно, реакционной способности этих растворов подтверждается данными по гидрохимии рудоносных растворов п-ва Челекен, где содержания свинца в рассолах колеблется от 0,5 до 10 и более г/т на площади 4–8 км² [15].

Из-за высокой способности растворов к выщелачиванию карбоната в галенитсодержащих строматактисах внутренний осадок или синтаксимальный кальцит отсутствует. Вместе с тем отчетливо фиксируется одноклассный характер конечной стадии заполнения фоновых и рудных строматактов. В обоих случаях это выделение пойкилитового кальцита или доломита. Отсюда следует, что отложение оруденения прекратилось в рифовом известняке на стадии активного состояния самого раннего литогенетического порового пространства (см. рис. 14). Данная относительная датировка оруденения определяет его тип как диагенетический регенерационный.

К одному из главных условий диагенетической регенерации относится дифференциальная литификация среды. В Жайрем-Ушкатынском рудоносном комплексе факторами, инициирующими рудный регенерационный процесс, служат кремнисто-баритовые зоны гидротермально-осадочных рудных залежей и рифовые постройки, проявившие себя участками ранней литификации осадкой Жайльминского бассейна (см. рис. 19). Кремнисто-баритовые зоны играли роль жестких ядер при образовании складок уплотнения в рудоносном флишоиде. Активная пористость и связанная с ней растворопроводящая способность проявлялись во внешней части ядра вследствие деформации при диагенетическом уплотнении среды. Рудоносная пористость рифов — наследованная седиментная. Однако она многократно расширялась при разгрузке через рифы диагенетических эвизивных растворов.

Масштабность регенерационного рудообразования определяется концентрацией и объемом оруденения осадочной стадии, размерностью поровых систем — поверхом и длиной пути переноса. Примером благоприятного сочетания переносных факторов служат кремнисто-барит-свинцовые центральные зоны Жайремских рудных залежей. В данном случае проявлена главная роль структурного контроля для регенерационного оруденения. Уплотнение рудоносных осадков, образование складок уплотнения относится к преобразованиям структурного типа. Подчиненное влияние химического контроля иллюстрируется постоянством минеральной форм оруденения в гидротермально-осадочных и регенерированных рудных зонах. В обоих случаях это галенит и барит.

Переносные отмеченных рудоконтролирующих факторов на барит-свинцовое оруденение в Ушкатынском рифе не встречает препятствий. Рудным коллектором здесь служит пористость седиментно-диагенетического типа. Время ее активного состояния совпадает с периодом диагенетического уплотнения флишоида основной части бассейна. Тот факт, что Ушкатынский риф является одним из немногих, с крупным промышленным оруденением, рифов обрамления Жайльминского бассейна, отвечаю-

щих условию, что источником регенерационных руд служит концентрированное гидротермально-осадочное оруденение. Ушкатынское и Жайремское рудные поля стыкуются друг с другом. В обоих распространены полиметаллические месторождения гидротермально-осадочного типа.

Оруденение Ушкатынского рифа практически не имеет цинка. Это, на первый взгляд, противоречит регенерационной модели, поскольку отношение свинца к цинку в гидротермально-осадочных рудах района около 1/4. Избирательная концентрация свинцовых руд в рифах является признаком многих крупных месторождений данного типа. Для месторождения Ушкатын можно отметить две причины избирательности. Первая — сфалерит как единственный носитель цинка в первичных слоистых гидротермально-осадочных рудах образует однородные зернистые, в том числе и эпитаксиальные сростания с гидрослюдами, карбонатом и кварцем. Такие структурные связи являются признаком малой подвижности сфалерита в условиях диагенеза рудоносного флишоида. В частности, цинковая минерализация почти не выражена в регенерационных барит-свинцовых рудах центральных зон Жайремских залежей.

Причину избирательного накопления свинца в Ушкатынском рифе следует связывать с низкой интенсивностью химических и структурных преобразований рудоносных отложений при диагенезе. Как отмечалось, литологической основой рифа является строматолитовый микрит. Флишоидная толща, вмещающая гидротермально-осадочное оруденение, также носит скрытозернистый характер. Ушкатынский рифовый комплекс и рудоносный флишоид Жайремского района по составу карбонатов относится к чисто известковым образованиям. Таким образом, ни в строматолитовом микрите, ни в флишоиде в связи с рудообразованием не проявились химические или структурные изменения. Физико-химическая обстановка диагенеза рудоносной толщи обуславливала переход в элизонные растворы только наиболее подвижных минералов, в данном случае галенита и барита. Ушкатынский риф имеет сходство с рудоносными рифовыми комплексами шт. Миссури с их низкой степенью доломитизации и одновременно высоким отношением свинца к цинку, около 4/1. Возможно, с повышением степени доломитизации среды это отношение смещается в сторону цинка до 1:2 и более, что и наблюдается для месторождений в глубоко доломитизированных рифах (Сардана, Пайн-Пойнт и др.).

Роль химических реакций при регенерационном рудообразовании в Ушкатынской системе может быть оценена, исходя из минеральной однотипности первичных и вторичных диагенетически регенерированных руд и из постоянства карбонат-кальциевого состава рудовмещающей среды первичных и регенерированных залежей. По этим признакам диагенетический мобилизм носит изохимический характер. Но тогда миграцию оруденения можно связывать только с уплотнением флишоидной толщи. Более точно причина движения оруденения состоит в градиенте литостатического давления, как величины, зависящей от мощности и проницаемости бассейновых осадков. Растворопроводящие поровые системы

эффективны как способ снятия литостатического давления, а следовательно, и образования грабенов того давления по laterali бассейна только в том случае, если системы имеют связь с областью разгрузки. Тогда ядром рудоконтролирующих систем являются столбовые растворопроводящие системы, создающие депрессивные области в полях высоких литостатических давлений. В Ушкатынской системе ядра имеют простейшее геологическое строение и представлены строматолитовыми известковыми рифами.

Эндеогенное, по первичной природе, полиметаллическое оруденение в глинисто-карбонатных и карбонатных кряжах проявляет тенденцию к регенерации в крупных масштабах. Это объясняется спецификой литогенеза карбонатных толщ и, прежде всего, наличием в них на седиментной и раннедиагенетической стадиях литифицированных блоков с устойчивыми гидродинамически эффективными поровыми системами. К последним относятся рифовые постройки, выполняющие роль каналов разгрузки элизионных растворов и одновременно коллекторов оруденения. Карбонатные осадки отличаются высокой скоростью раскристаллизации и вследствие этого низкой сорбиционной способностью. Осажденные рудные компоненты избирательно вытесняются при раскристаллизации и уплотнении пород и повторно концентрируются в устойчивом макропоровом пространстве стадии постседиментного растворения.

Материалы, изложенные в настоящей работе, позволяют считать гидротермально-осадочные месторождения и рудопроявления источником промышленного диагенетически регенерированного оруденения в рифовых комплексах. Такой характер соотношений объясняет локальность и высокую удельную концентрацию оруденения, несмотря на широкую распространенность седиментологических азкантовых рудонакопительных обстановок.

*Приоритетная сопряженность слоистых и секущих
рудных залежей в регионе Мак-Артур-Ривер*

Сульфидные серебряно-цинк-свинцовые месторождения рудного района Мак-Артур-Ривер в Северной Австралии представлены регионально и хроностратиграфически совмещенной залежностью промышленных слоистых руд в глинисто-кремнисто-карбонатном фундаменте и второстепенных, так называемых секущих, руд в брекчиевых и массивных рифовых доломитовых брекчиях.

Первый тип руд, широко известный под условным названием *НУС*, определяется как гидротермально-осадочный, второй как структурно-генетический интрузивно-осадочный долины Миссисипи [5]. Схожесть типовых образцов месторождений по основным признакам подобны палеогеновым типам оруденения в Жирем-Ушкатынском районе. Интерпретация оруденения на месторождении двух типов за основе комбинации структурных признаков осадочного и диагенетического регенерированного оруденения, отражающей эту месторождения Канбера и Ушкатынского районов, является основой геологического интерпретации руд в регионе Мак-Артур-Ривер.

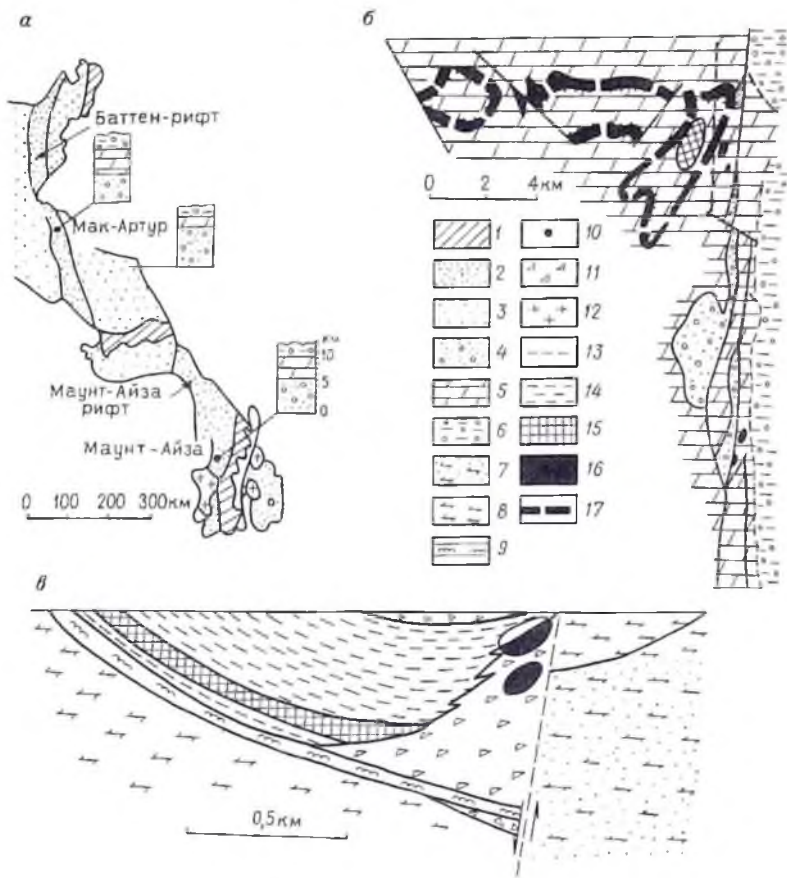


Рис. 20. Палеотектоническая позиция (а) и соподчиненность слоистого (б) и секущего (в) полиметаллического оруденения в регионе Мак-Артур-Ривер [46, 51]: 1 - породы основания; 2, 3 - верхнепротерозойские осадки рифтов и шельфа соответственно; 4 - подрудные вулканиты и терригенные породы; 5 - рудовмещающие глинисто-кремнисто-доломитовые осадки; 6 - надрудная песчано-глинистая красноцветная толща; 7 - доломит-сланцевая толща; 8 - слоистые строматолитовые доломиты; 9 - плитчатые сланцы; 10 - крупнейшие месторождения региона; 11 - рифы и рифовые брекчии; 12 - граниты; 13 - аргиллит-туфитовые слои; 14 - углеродистые пирит-доломитовые сланцы; 15, 16 - свинцово-цинковые рудные залежи (15 - слоистые, 16 - секущие); 17 - выходы рудоносной толщи в мутьловых консолидентных структурах

Оба типа месторождений, *H Y C* и секуший, локализованы в слабодеформированных и неметаморфизованных верхнепротерозойских отложениях (1700–1450 млн. лет) платформенного чехла. Наиболее мощные осадки и вулканиты характерны для подвижного тектонического пояса Маунт-Айза, являющегося восточной краевой зоной североавстралийской орогенной провинции (рис. 20, а). Литостратиграфическая особенность пояса выражена в резкой смене фаций и мощностей пород в поперечном разрезе. Максимумы седиментации и вулканизма приходятся на извилистую линию системы трогов. Крупнейшими среди них являются рифты Баттен и Маунт-Айза протяженностью до нескольких сотен километров и шириной от 30 до 100 км. Основание верхнепротерозойской платформенной осадочно-вулканогенной системы Карпентарий образовано чередованием базальных песчаников и кварцитов с базальтоидными вулканитами. Толща основания перекрывается мелководными морскими глинистыми сланцами, доломитами, эвапоритами и подчиненными туффидами. Эти отложения, известные в различных регионах как группы Мак-Артур, Маунт-Айза и др., вмещают полиметаллические месторождения пояса и среди них такие гиганты как Мак-Артур-Ривер и Маунт-Айза. В целом орогенический пояс Маунт-Айза определяется как область накопления наиболее мощных базальтоидов, литохимически сходных с континентальными толщами у западного и с океаническими у восточного ограниченный пояса. Крупнейшие месторождения региона локализованы либо вдоль восточной границы протерозойского кратона (Маунт-Айза), либо в интракратонных бассейнах (Мак-Артур-Ривер). В обоих случаях размещение месторождений контролируется конседиментными троговыми лианементами в верхнепротерозойском чехле.

Месторождения рудного района Мак-Артур-Ривер локализованы в субмеридиональном поясе осадочных отложений, имеющих возраст 1600 млн. лет. Рудоносная толща залегает несогласно на фундаменте нижнего протерозоя, образованного гранитами и кристаллическими сланцами, в том числе по вулканическим породам. В свою очередь рудоносная толща перекрывается с несогласием верхнепротерозойским терригенным комплексом.

Нижняя часть рудоносной системы Карпентарий, группа Тволла, представлена основными вулканитами, карбонатными отложениями, верхняя часть толщи, группа Мак-Артур, образуется преимущественно эвапоритсодержащими мелководными доломитами с прослоями кремнисто-глинистых сланцев, аргиллитов и аренигов. Группа Мак-Артур, вмещающая месторождения района, достигает максимальной мощности около 5,5 км на северном продолжении трога Баттен. Трог ограничен системой синседиментных сбросов Эму на востоке и Парсон на западе.

Серебряно-цинк-свинцовая минерализация распространена преимущественно в горизонте *H Y C*-пиритных сланцев, составной части флишовой формации Барней, отложившейся в условиях продольной депрессии (см. рис. 20, б). Большая часть горизонта была уничтожена вследствие тектонических движений и эрозии, лишь некоторая часть сохрани-

лась в трех мульдовых синклиналиях. *НУС*-сланцы рудоносны во всех трех синклиналиях, но наиболее интенсивная минерализация сосредоточена в восточной мульде, прилегающей к системе разломов Эму.

Среди доломитовых отложений группы Мак-Артур в зоне сброса Эму распространены массивные и брекчированные строматолитовые рифогенные доломиты (см. рис. 20, в). Ширина их около 1,5 км. Они подстилаются зелеными и красными карбонатными алевролитами, содержащими слои кварцевых аренигов. В 300 м к западу от зоны Эму массивные доломиты замещаются *НУС* – кремнисто-глинисто-доломитовыми пиритноносными сланцами. Последние подстилаются непосредственно горизонтом микроскладчатых сланцев формаций Барней. Эти сланцы состоят из зеленых и красных щелочно-доломитовых глинистых песчаников и тем самым очень сходны с зелеными и красными алевролитами, подстилающими массивные доломиты в восточной части. Доломиты, известные как доломиты Кулей, являются строматолитовым рифовым комплексом, который формировался на восточном борту депрессии, выполненной *НУС*-сланцами.

Предполагаемая седиментная модель Р. Волкера и др. [51] состоит в том, что *НУС*-рудоносные сланцы образовались в бассейне, развитие которого контролировалось синседиментным шарнирным погружением в связи с активностью системы сбросов Эму. Характерными отложениями в условиях повышенной тектонической активности были доломитовые брекчии Кулей, являющиеся продуктами эрозии и обрушения рифов. Эта обломочная фация была перекрыта сланцами и доломитовыми алевролитами с горизонтами пирокластических пепловых осадков. После отложения сланцев внутрiformационные движения продолжались вдоль продольных сбросовых систем, и в это время сформировалась верхняя половина разреза доломитов Кулей. Хроностратиграфическими аналогами этих доломитов в более западных и глубоких частях бассейна являются *НУС*-сланцы. Последние в предрифовой полосе периодически перекрывались доломитовыми брекчиями, сносимыми из соседних горстов, образуя повсюду пальцевание брекчий и *НУС*-флишондов. В заключительную стадию накопления рудоносной толщи доломитовые брекчии распространились на всей площади рудоносного бассейна. После отложения верхней пачки брекчий тектоническая активность прекратилась, и это привело к восстановлению общего мелководного доломит-эвапоритового осадконакопления.

В регионе развито два типа полиметаллического сульфидного оруденения, получивших названия слоистого и секущего. Слоистый тип представлен мелкозернистыми пиритными, сфалеритовыми и галенитовыми горизонтами в *НУС*-сланцах и широко распространен в слабометаморфизованных гидротермально-осадочных серебряно-цинково-свинцовых месторождениях. Секущая минерализация представлена жильными и вкрапленными шнуровидными телами в брекчиевых и массивных доломитовых рифовых комплексах и обнаруживают большое сходство с месторождениями долины Миссисипи [51].

Руды слоистого типа сосредоточены в месторождении Мак-Артур-Ривер, локализованном приблизительно в 30 м стратиграфически выше основания флишеидной толши *H Y C* -сланцев. Его запасы оцениваются около 190 млн. т руды с 9,9% Zn, 4,1% Pb и 44 г/т Ag. Принципиальная особенность минерализации в том, что тонкозернистые агрегаты пирита, сфалерита и галенита распределены в виде тонкого переслаивания со сланцами. В отдельных случаях эти сульфиды встречаются как согласные линзы, мощностью до 5,5 м. Рудная минерализация месторождения в целом может быть представлена как единая рудоносная пачка, разделенная турбидитными слоями. Для целей корреляции пачка разделяется на 8 рудных горизонтов, пронумерованных снизу вверх и разграниченных по содержанию в них свинца и цинка от 2–3% до 30% в сумме.

Восточный край линзовидного тела месторождения Мак-Артур покрыт 30-метровой корой выветривания. Северное окончание пальцуется с языками доломитовых брекчий. Южная граница постепенно переходит в безрудные *H Y C* -пиритные сланцы. Вдоль восточной границы залежь согласно, но резко выклинивается напротив края рифовых брекчиевых доломитов (см. рис. 20, б, в).

Высококонцентрированные руды (Pb + Zn до 30%) наблюдаются в нижней половине разреза в центре месторождения. Вверх по разрезу руды переходят в забалансовые сланцы с содержанием 0,5% Pb и 1% Zn. Латеральные вариации трудно устанавливать из-за усложнения структуры в контактах с осадочными брекчиями. Однако южное продолжение рудной пачки является постепенным выклиниванием и содержит вдоль границы не более 1% суммы Pb и Zn.

Пирит, как наиболее распространенный сульфид, наблюдается преимущественно в слоистой и микро-вкрапленной форме (диаметр 5 мкм). Некоторые зерна содержат нерудные включения. Первичные зерна окружены вторичной генерацией пирита, что приводит к образованию зерен диаметром 20 мкм. Фрамбоидальный пирит сравнительно редок, но локально его концентрации достигают больших значений. Сфалерит наблюдается как мелкокристаллические слои существенно мономинеральные. Относительно грубозернистый сфалерит встречается по периферии конкрдий доломита. Галенит встречается как в виде мелкозернистых мономинеральных слоев, так и неправильных зерен внутри слоев сфалерита. Наблюдается подчиненная медная минерализация в виде вкрапленности халькопирита в сфалерите, особенно в нижних телах. Серебро ассоциирует с галенитом. Эпигенетическая секущая минерализация изучена Н. Вильямсом в месторождениях Кулей и Ридж, Р. Уолкером и другими в месторождении Коксо.

Породы, вмещающие секущую минерализацию, представлены, главным образом, доломитами условных типов Кулей и Ревард. Эти массивные и полосчатые доломиты, содержащие строматолиты, онколиты и ооиды, указывающие на отложение в мелководной среде в условиях биологической активности. Сочетание массивных строматолитовых блоков построек и брекчиевых угловатых несортированных фаций в одних

и тех же мощных линзах позволяет определить последние как накопленные рифовых комплексов.

Описанное Р. Уолкером и другими секущее месторождение Коксо локализовано в 10 км юго-восточнее основного месторождения Мак-Артур-Ривер (*H Y C*). Запасы месторождения Коксо невелики – несколько миллионов тонн руды с содержанием цинка 2,5%, свинца 0,5%. Оно залегает внутри строматолитовых массивных доломитов рудоносной толщи Мак-Артур. Рудоносный горизонт месторождения Коксо, так называемый Ревард-доломиты, стратиграфически смещен кверху относительно стратоеуровня руд рудоносного горизонта *H Y C*-сланцев. Толща доломитов на месторождении делится на две группы – Мара и Ревард. Они подстилаются сланцевым горизонтом Миртл, играющим роль регионального маркера. Нижние доломиты Мара имеют мощность около 110 м. Их строение варьирует от тонкослойного к массивному с ясно выраженными строматолитовыми формами до 30 см диаметром. Верхние Ревард-доломиты – это светло-серые строматолиты, мощностью около 100 м. Они содержат линзы глинистых алевролитов. В доломитах наблюдаются дайки доломитобрекчий, связанные с карстовыми полостями. Развито окварцевание и гематизация. Рудная минерализация локализована преимущественно в брекчиевых телах доломитов Ревард. Здесь проявлено две стадии минерализации.

Первая стадия образуется сфалерит-марказит-пиритовыми рудами в матриксе внутреннего осадка в порах доломитовых брекчий. Она представлена гелевидными и кристаллическими корками, а также угловатыми фрагментами корок внутри матрикса. Сульфидные корки отлагаются на стенках или на поверхности доломитовых фрагментов. Галенит распространяется в виде отдельных зерен в агрегатах сфалерита и пирита. Состав рудоносного внутреннего осадка делится на сульфидную и несульфидную группы. Несульфидная группа представлена кварцем и доломитом с подчиненной слюдой, калиевым полевым шпатом, углеродистым веществом и яшмами. Сульфидные агрегаты преимущественно сфалеритовые и пиритовые корки. Во внутреннем осадке отмечаются также фрагменты корок размером от миллиметров до нескольких сантиметров в диаметре. Рассматриваемая первая стадия минерализации представляет собой инкрустацию открытых полостей и поверхности фрагментов доломита. Сульфидная минерализация проявилась до и после развития растворения и отложения внутреннего осадка на дне карстовых пустот. Присутствие во внутреннем осадке рудных обломков указывает, что после первых подстадий оруденения наблюдалась эрозия. Таким образом, выделение сульфидов фиксируется в условиях небольшой глубины погружения доломитов. Возраст сульфидов коррелируется с возрастом внутреннего осадка. Минерализация происходила позже, чем поднятие рудоносных доломитов на уровень карстования, и ранее, чем трансгрессия, с которой связано отложение надрудной эвапоритоносной доломит-глинисто-песчанистой формации Линот.

Вторая стадия минерализации также представлена пирит-сфалерит-

галенитовым оруденением. Она проявилась как тело с более высокой концентрацией свинца — до 10–20%. Как и первая стадия, она локализовалась в матриксе доломитовых брекчий, а также в виде жильных тел, секущих зоны минерализации первой стадии. Нижний возраст минерализации второй стадии отчетливо не определен. Однако локализация ее на том же стратиграфическом уровне, что и в аналогичных брекчиевых телах растворения, не позволяет существенно разрывать во времени первую и вторую стадии. Тесное родство месторождений Коксо и *H Y C* подтверждается аналогией изотопного состава свинца. Главная часть свинца Коксо нерадиогенная и одновозрастна со средой.

Соотношение слоистого и секущего оруденения в регионе Мак-Артур-Ривер сходно с соотношением того и другого в Жайрем-Ушкатынской группе месторождений. Оба типа оруденения локализованы в строгом соответствии с фациями осадочных пород — слоистой в флишюиде мультимодальных депрессий, секущей в брекчиевидных и массивных известковых и доломитовых строматолитовых рифовых комплексах тектонически активной береговой зоны депрессий. Как и в Жайрем-Ушкатынской ассоциации этих месторождений, в Мак-Артур-Ривер отчетливо проявлена одна и та же стратиграфическая зависимость в распределении оруденения, заключающаяся в том, что секущие руды в рифах локализируются в пределах одного и того же седиментного цикла пород, в данном случае системы Мак-Артур. Возрастные границы секущего оруденения на примере месторождения Коксо однозначно определяются в рамках седиментно-диагенетического цикла вмещающих доломитов. Инкрустационное рудоотложение в разноразмерных полостях растворения неоднократно прерывалось эпизодами деструкции и отложения новых стадий внутреннего осадка. Литологически разнотипный состав обломков внутреннего осадка связывается с привнесом его в карстовые полости из неритовой зоны эрозии. В то же время некоторая часть обломков, включая обломки ранее отложенных сульфидных инкрустационных корок, является автохтонными седиментокластами. Смена циклов термального (от 70° до 200°C) сульфидного и доломитового цементационного минералообразования и седиментокластического внутреннего осаждения в полостях растворения связывается с циклами тектонической активности в системе разломов восточного ограничения региона. Такой механизм стадийности секущего оруденения хорошо согласуется со стадийностью функционирования Челекенской гидротермальной системы. Эпизоды максимального повышения концентрации цветных металлов в рассолах этой системы приходятся на периоды сейсмической активности.

Общий контроль секущего оруденения в районе Мак-Артур-Ривер заключается в его регенерационной природе за счет мобилизации слоистого гидротермально-осадочного оруденения в флишюидах нижних горизонтов системы Мак-Артур. Соотношение оруденения и циклов седиментогенеза доказывает, что период регенерации не выходит за рамки диагенеза рудоносной формации. К особенностям рудного узла Мак-Артур относится ярко выраженное доминирование гигантских по запасам и

в то же время исключительно высококонцентрированных серебряно-цинково-свинцовых руд гидротермально-осадочного слоистого типа (*H Y C*). Модель их отложения может рассматриваться на основе модели рудообразования Атлантис II. Однородность изотопного состава свинца и пространственная локализация оруденения объясняются его связью с эндогенными источниками.

К числу закономерностей диагенетического регенерационного рудного процесса относится зависимость регенерационной активности от удельной концентрации сульфидов в рудах седиментной стадии. Высококонцентрированные слоистые руды консолидируются без перемещения рудных компонентов за пределы слоев. На границе "инертной" — "подвижной" концентрации, на примере Жайремских слоистых руд содержание металла составляет доли и первые проценты [29]. Слоистые руды Мак-Артур-Ривер не проявляют тенденции к мобилизму на диагенетической стадии из-за своей исключительно высокой концентрации. С этой причиной следует связывать факты латеральной разобщенности богатого слоистого и секущего оруденения, проявленные в районах Жайрем-Ушкатын и Мак-Артур-Ривер.

На месторождении *H Y C* всего в 100–200 м по латерали от восточного выклинивания слоистой рудной залежи локализовано пальцующееся тело доломитовых брекчий рифового комплекса (см. рис. 20, б, в). В брекчиях имеется только рассеянное баритовое и свинцово-цинковое оруденение. Проявление почти совершенной инертности к перетолжению слоистых руд в данном случае следует связывать с высокой первичной концентрацией сульфидов.

Термодинамический и геоструктурный контроль металлоносности рассолов в осадочных бассейнах

Рассолы осадочных бассейнов А.М. Лурье [16], В.В. Поповым [24], Д. Сверенским [50], В.Н. Холодовым [39] и другими рассматриваются как источники оруденения стратиформных месторождений различных металлов. Проблема рудной нагрузки рассолов является составной частью прогнозно-генетического анализа этих месторождений. Основы для ее решения были предложены в работах Г. Халгессона [38] по термохимии рассолов и Л.М. Лебедева [15] по рудогенезу в геотермальных системах.

Особенности термодинамики рассолов связаны с их высоко-ассоциированной комплексной структурой и активным влиянием на их состояние геодинамических вариаций среды. Имея близкие значения солёности (табл. 8), рассолы отличаются широким колебанием концентрации цинка (от 540 до 3 мг/кг), свинца (от 200 до 0,5 мг/кг), меди (от 8 до 0,3 мг/кг) и др. Более устойчивым показателем служит отношение концентраций металлов, часто совпадающее с отношением кларков в оса-

Таблица 8

Состав (в г/кг) природных рассолов и флюидных включений различных регионов [15, 33, 50]

Компоненты	Вода океана	Мертвое море	Красное море, Аг-лагитс-II	Солтон-Сн, экв. I-ПД	Челекен, экв. Э-116	Нефтяные поля		Флюидные включения			
						Текас	Центральная Миссисипи	Верхняя долина Миссисипи	Галенит	сфалерит	Три Стейте
Na	10,76	32,3	92,6	50,4	76,059	38,00	60,30	53,4	39,0	57,1	
K	0,39	6,17	1,87	17,5	0,538	0,840	0,950	2,5	3,2	2,7	
Ca	0,41	13,98	5,15	28,0	20,48	9,10	30,80	20,4	18,5	18,0	
Mg	1,29	34,45	0,764	0,054	3,1	0,66	2,15	2,2	3,4	0,179	
Cl	19,35	178,20	156,03	155,0	157,90	80,60	156,90	120,0	83,0	124,0	
SO ₄	2,71	0,34	0,840	0,0054	0,378	0,54	-	1,0	-	0,088	
HCO ₃	0,72	0,18	-	0,15	0,023	0,365	-	-	-	0,024	
Fe	0,00002	0,002	0,081	2,290	0,018	0,062	0,285	-	-	-	
Mn	0,00001	0,004	0,082	1,400	0,039	-	-	-	-	-	
Zn	0,000005	0,02	0,0054	0,0038	0,0038	0,015	0,033	-	-	-	
Cu	0,00001	0,002	0,00026	0,008	0,002	-	-	-	-	-	
Pb	0,000004	0,002	0,00063	0,100	0,0035	0,011	0,017	-	-	-	

дочных породах. Например, отношение $Zn : Pb$ в рассолах меняется от 2 до 6, в песчаниках и глинах оно равно 2 и 5 соответственно. Подобная совпадемость отвечает гипотезе обогащения рассолов цветными металлами за счет выщелачивания их из боковых пород.

Однако механизм простого выщелачивания недостаточен как универсальная генетическая модель, поскольку внутри рассольных систем проявлено модальное распределение металлов. Модальность выражается двояко – статически и динамически. Статическому типу соответствуют стабильные по времени узлы максимальных концентраций металлов в объеме отдельных систем, динамическому – периодические кратковременные увеличения содержания одного или группы элементов. Конкретные значения модальности следующие. Фоновым уровнем в рассолах нефтеносных толщ Миссисипи являются 5 и 15 мг/кг свинца и цинка соответственно. Для Челекенской системы восточного Прикаспия фон еще ниже, 3,5–3,8 мг/кг. Эти содержания близки или меньше кларков в песчаниках ($Pb = 9$ мг/кг, $Zn = 16$ мг/кг) и глинах ($Pb = 20$ мг/кг, $Zn = 95$ мг/кг).

Фоновое содержание в рассолах, скорее всего, соответствует термодинамически равновесному распределению свинца и цинка между рассолом и породой. Аномальные максимумы металлоносности на один-два порядка превышают фоновую. В Миссисипи максимум составляет для свинца 60 и цинка 270 мг/л. В Челекенских рассолах зафиксированы максимумы содержания свинца 125 и 200 мг/кг [15]. Надфоновые концентрации такого порядка не могут быть образованы простым насыщением рассолов за счет кларковых содержаний в породах. Вследствие этого высокая металлоносность осадочных рассолов в Салтон-Си, на п-ве Челекен и других иногда связывается с привносом металлов в рассол из эндогенного, в том числе мантийного источника.

Природа высокой металлоносности рассолов осадочных бассейнов рассматривается с учетом работ В.И. Смирнова [32], Г. Халгессона [38] и других по энергетике и комплексообразованию в рудоносных растворах, Л.М. Лебедева [15], Р. Уайта и др. по геохимической структуре и динамике рассольных систем.

Температура и металлоносность

Комплексный характер рудоносных рассолов определяет их тепловое состояние как одно из условий металлосодержания. Согласно В.В. Щербине, В.Л. Барсукову, Н.И. Хитарову, Л.М. Лебедеву, Р. Гаррелсу, Ч. Крайсту, Г. Халгессону, Х. Барнсону и др., химическая структура комплексных природных растворов отличается присутствием компонентов в виде высокоассоциированных комплексных ионов и нейтральных молекул. Ядро комплексов представлено катионами металлов, лигандная оболочка – анионами хлора, гидросульфида, гидроксидов и др. Концентрация солей в комплексных водных растворах достигает 40%, в редких случаях 70%. По Х.Барнсону [8] растворимость хлорид-

ных комплексов цветных металлов — до первых тысяч миллиграмм на килограмм. Резко повышенные концентрации солей этих металлов связываются с прогрессивным уменьшением степени диссоциации комплексов с ростом концентрации, температуры и давления.

Оптимальные температурные пределы устойчивости комплексов по Г. Халгессону, Х. Барнсону соответствуют 300°C и выше. В действительности, устойчивые хлоридные комплексы свинца, цинка, меди и других металлов могут существовать при температурах более низких, что доказывается на примере гидротермальных рассольных систем Миссисипи, Челекен и др. Здесь комплексные хлоридные растворы с концентрацией свинца и цинка до 200 мг/кг и общей соленостью 270 г/кг имеют температуру 100–140°C. Как отмечалось, лигандная основа комплексов в обстановках осадочных бассейнов различна, и обычно характерны комплексы хлоридного (MeCl_3 , MeCl_4^{2-}) типа и менее распространены гидроксильного ($\text{Me}(\text{OH})_3$), гидросульфидного ($\text{Me}(\text{HS})_3$, $\text{Me} \cdot \text{pH}_2\text{S}$), хлоридно-карбонатного ($\text{Me}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}^{3-}$) и др.

Общие условия рудно-минеральной разгрузки гидротермальных комплексных растворов связываются со снижением солености, температуры и давления. Зависимость металлоносности и температуры рассолов изучена Г. Халгессоном [38] на основе экстраполяции константы растворимости сульфида свинца в поле "температура — концентрация" для системы $\text{PbS} - \text{NaCl} - \text{HCl} - \text{H}_2\text{O}$. Результаты расчетов оказались сходными с экспериментальными данными Г. Чеманского.

Состояние модельного рудоносного рассола при различных солености, температуре и pH показано на диаграммах рис. 21, а, б, составленных как обобщение частных диаграмм трендов изорастворимости галенита, рассчитанных Г. Халгессоном [38]. Прерывистые штриховые линии (100° и 300°C) представляют собой изотермы концентрации растворенного свинца в 3 и 0,1-мольном рассоле NaCl (174 и 5,8 г/л соответственно) с избыточной твердой галенитовой фазой. Сплошные линии соответствуют изотермам (100° и 300°C) pH при переменных значениях концентрации HCl (от 10^{-2} до 10^{-5} молей). Параметры, считываемые с диаграммы на примере точки x следующие: концентрация $\text{NaCl} = 3m$; $\lg(m \text{ NaCl}/m \text{ HCl}) = 3$; $\text{pH} = 2,5$; $\lg(m \text{ Pb}) = -4$. Здесь $m \text{ NaCl}$, $m \text{ HCl}$, $m \text{ Pb}$ — количество растворенного вещества в молях на литр раствора.

Структура диаграммы интерпретируется по следующей схеме.

1. Растворимость PbS прогрессивно возрастает с ростом концентрации NaCl . В трехмольном растворе NaCl содержание растворенного свинца достигает первых тысяч мг/кг.

2. При подкислении растворимость галенита возрастает до максимальных значений при pH около 2. Однако pH не меняет градиента растворимости, вследствие чего изотермы концентрации свинца в растворах 0,1 $m \text{ NaCl}$ и 3 $m \text{ NaCl}$ субпараллельны. Градиент растворимости свинца β_{Pb} определяется на диаграмме как расстояние между одноименными изотермами концентрации свинца (рис. 21, б). Численно градиент опре-

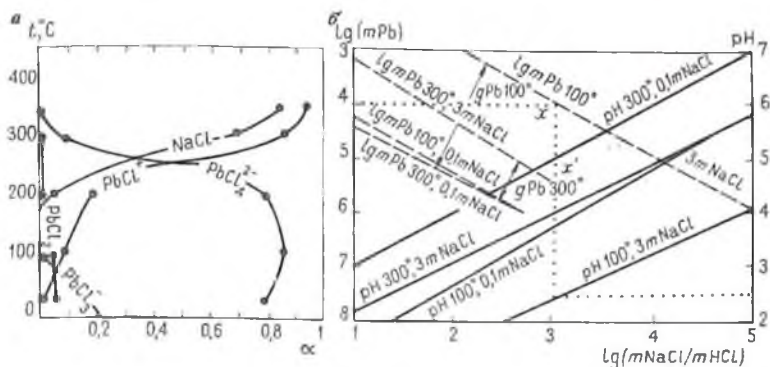


Рис. 21. Состояние комплексного свинцового раствора NaCl. По данным Г. Халгессона [38].

a – зависимость температуры и степени (α) образования NaCl , PbCl_2 , PbCl_3^- , PbCl^+ и PbCl_4^{2-} в растворе NaCl трехмольной ($3m \text{ NaCl}$) концентрации. $\frac{m \text{ MI}}{m \text{ M}_{\text{общ}}}$

где $m \text{ MI}$ и $m \text{ M}_{\text{общ}}$ – число молей комплекса и его ядерной части соответственно; *b* – диаграмма растворимости свинца ($\lg(m \text{ Pb})$) как функции pH, отношения концентраций NaCl / HCl , температуры и концентрации NaCl, $g_{\text{Pb} 100^\circ}$ и $g_{\text{Pb} 300^\circ}$ – изотермические градиенты растворимости свинца при повышении концентрации NaCl от 0,1 м до 3 м. x и x' – фигуративные точки

деляется по формуле: $g_{\text{Pb}} = \frac{m \text{ Pb } 3m \text{ NaCl}}{m \text{ Pb } 0,1m \text{ NaCl}}$.

3. Градиент растворимости свинца (отрезок g_{Pb}) при 100°C на порядок больше, чем при 300°C . Это означает, что с повышением температуры растворимость галенита в высоко- и низкоконтрированных хлоридных рассолах сближается. Сближение концентраций при 300°C происходит за счет снижения верхнего предела растворимости свинца в растворе $3m \text{ NaCl}$, тогда как нижний остается на том же уровне, что и при 100°C . Снижение растворимости галенита в высококонцентрированном рассоле NaCl с возрастанием температуры до 300°C объясняется прогрессивным ростом ассоциированности главного компонента рассола NaCl. Это сопровождается практически полным замещением высокохлоридных комплексов типа PbCl_4^{2-} , PbCl_3^- , комплексом PbCl^+ (см. рис. 21, *a*).

Расчетные диаграммы растворимости галенита в растворе $\text{NaCl} + \text{HCl}$ в зависимости от концентрации и температуры определяют условия выпадения галенита из рассолов. Градиент концентрации g_{Pb} на диаграмме рис. 21, *b* постоянен и не зависит от pH. В данном примере для рассолов с $t = 100^\circ\text{C}$ он равен 100. В то же самое время соответствующее отношение концентраций главного компонента рассола, NaCl, равно 30. Различие рассматриваемых соотношений и, именно, более, чем в три раза,

большее значение g_{Pb} , чем g_{NaCl} позволяет связывать выпадение галенита из рассола с разбавлением последнего при одной и той же температуре.

Влияние температуры на состояние рудоносного раствора характеризуется снижением концентрации свинца при повышении температуры от 100° до 300°C при солёности, равной $3m \text{ NaCl}$. Более сильно это проявляется в системах с рН от 2 до 5, где концентрация свинца при нагревании рассола от 100° до 300°C снижается примерно на один порядок. Например, от $m \text{ Pb}_{1000} = 10^{-4}$ до $m \text{ Pb}_{3000} = 10^{-5,2}$ в фигуральных точках x и x_1 рис. 21, б. В области более нейтральных значений рН влияние температуры на растворимость уменьшается. Значение градиента концентрации свинца для температур 100° и 300°C показаны на рис. 21, б. Эти значения эквивалентны количеству свинца, отторгающемуся в галенитовую фазу при нагревании концентрированного рассола с избыточной галенитовой фазой. Данное явление связано с ростом ассоциированности раствора NaCl (см. рис. 21, а) и тем самым снижением активности Cl^- иона с повышением температуры.

Снижение концентрации свинца в рассолах при повышении температуры объясняет образование высокотемпературных формаций галенитового оруденения в месторождениях медно-молибден-порфирового, скарнового, грейзенового и других типов.

*Литоидростатический барьер как причина
рудообразования в рассолах*

Вскрытие рассолов скважинами вызывает интенсивное отложение свинца, меди, серебра, мышьяка, бария и других компонентов в сульфидной, самородной и иных минеральных формах. Физико-химические параметры такого рудообразования детально исследованы Л.М. Лебедевым и И.Б. Никитиной [15] для условий техногенной разгрузки рассолов Челекенской гидротермальной системы (восточное побережье Каспия).

Согласно данным Ю. Година геоструктура системы определяется как Челекенско-Губкинское брахиантиклинальное поднятие (рис. 22, а) в северной части Западно-Туркестанской альпийской терригенной геосинклинальной области. Поднятие сложено (снизу вверх): 1) миоценовые глины; алевролиты и песчаники основания; 2) плиоценовая красноцветная толща (пески, алевриты, глины с карбонатностью до 20%), мощность 2100–2500 м; 3) известковые глины акчагыльского яруса плиоцена, мощность до 50 м; 4) песчаные известковистые глины, известняк-ракушечник аншеронского яруса плиоцена, мощность до 540 м; 5) краснобурые глины и серые песчаники четвертичной системы, мощность до 300 м. Кристаллический фундамент третично-четвертичного покрова находится на глубине до 14 км.

Рудоносные рассолы сосредоточены в красноцветной толще плиоцена. Fe разрез неравносителен по насыщенности и концентрации рассолов.

По схеме А.Б. Вистелиуса разрез расчленяется на шесть горизонтов, объединенных попарно в верхний, средний и нижний отделы. Согласно В.В. Семеновичу, содержание песков, как основных носителей рассолов, в верхнем отделе — 60%, в среднем — 50%, в нижнем — 35%. Соотношение мощностей отделов, по А.Б. Вистелиусу, в обнаженной части толщи следующее (от верхнего к нижнему) — 1:1:0,5. Рудоносные рассолы находятся преимущественно в верхнем отделе и распределены в его одиннадцати водоносных горизонтах. Литологически это существенно кварц-пеллоидные пески с пористостью от 27 до 36% и водонасыщенностью от 53 до 100%.

Общая характеристика рассолов верхнего отдела следующая: температура около 80°C на выходе из скважин и 98°C в забое на глубине 1000–1500 м; рН варьирует от 5,5 до 6,6 Eh — от +175 до +50 мВ, обычно +125 — +175 на устье скважины и +50 — +140 мВ на глубине. Общая минерализация колеблется от 230 до 280 г/л, достигая в отдельных скважинах 370 г/л [15]. Содержания главных рудных элементов: Pb — от 0,3 до 10 мг/л, Cu — от следов до 8 мг/л, Zn — от 0,3 до 5 мг/л. Отмечаются газы: H₂, CH₄. Сероводорода практически нет. Все рассолы хлоридно-кальциево-натриевые.

Воды среднего и нижнего отделов красноцветной толщи так же, как и верхнего, относятся к хлоридному типу, однако их общая минерализация от 20 до 45 г/л, значение рН варьирует от 7,5 до 8,5, а Eh от +70 до –140 мВ. Рудные элементы (Pb, Zn, Cu) присутствуют в этих водах в количествах менее 1 мг/л.

Распределение высокоминерализованных рассолов на площади брахиантиклинальной структуры локализовано вдоль юго-восточного крыла и на западной периклинали (см. рис. 22, а). Такое размещение контролируется высокой степенью тектонической нарушенности этой части структуры, находящейся на сочленении крупных сбросовых зон [15].

Среди особенностей системы Челекен особый интерес представляет динамика техногенного осаждения самородного свинца и других металлов в скважинах, вскрывающих высокоминерализованные рассолы. Параметры осаждения по Л.М. Лебедеву и И.Б. Никитиной [15] следующие (табл. 9). В скважине Э-116 в интервале десятого водоносного горизонта (1071–1450 м от устья) за три года накопилось 7,15 т самородного свинца. За это же время через скважину прошло около 300000 м³ рассола. Для накопления 7,15 т свинца необходимо отложение из каждого литра рассола 23,8 мг свинца. В отработанном рассоле на устье скважины количество свинца было 2,85 мг/л, в рассоле скважины на глубине перфорации, отвечающей горизонту 10–27 мг/л. Разница 27–2,85 = 24 мг/л соответствует отмеченной величине 23,8 мг/л.

Химические процессы осаждения, по Л.М. Лебедеву, состоят в следующем. Формой нахождения тяжелых металлов являются хлоридные анионные комплексы типа Pb Cl₄²⁻, Pb Cl₃⁻, Zn Cl₃⁻, а также, возможно, некоторое количество карбонат-хлоридных комплексов Pb (CO₃)₂ Cl⁻.

Состав и свойства рассолов в стволе скважин
Челекенской системы при разгрузке [15]

Параметры и компоненты	Глубины опробования, м				
	Устье	300	700	1000-1100	1400
<i>Скв. Э-116</i>					
Eh, мВ	+140	+135	+120	—	+112
pH	6,10	6,10	6,0	—	6,0
t, °C	70	—	—	—	96
Pb, мг/л	2,85	4,0	10,0	16,0	36,0
Zn, "	3,8	3,8	3,9	4,0	4,0
Cd, "	0,62	0,62	0,68	0,70	0,78
Cu, "	1,28	1,85	2,24	3,45	7,60
<i>Скв. Г-37</i>					
Eh, мВ	+135	+125	+110	+110	+65
pH	6,0	6,0	6,10	6,10	6,17
t, °C	70	—	—	—	97
Pb, мг/л	3,10	8,0	9,0	12,0	20,0
Zn, "	2,2	2,2	2,3	2,3	2,3
Cd, "	0,76	0,79	0,80	0,84	0,84
Cu, "	2,15	2,48	3,20	4,78	8,24

По-видимому, в обсадной колонне скважины происходит распад комплексов и выделение свободного свинца. Для рассолов обеих скважин характерно полное отсутствие сероводорода. Л.М. Лебедев это рассматривает как причину, почему цинк совершенно не осаждается. Обильное отложение цинка происходит лишь при смешении рудоносных рассолов с сероводородными водами другого источника (в чанах на поверхности).

Условия отложения свинца следующие. Температура в устье скважин Э-116 и Г-37 около 70°C, на глубине 1400 м 97°C. Температурный градиент в потоке рассола внутри скважин составляет примерно 1° на 52 м.

Рис. 22. Распределение и сейсмогенная модель металлоносных рассольных аномалий Челекенской антиклинали [15]:

a — карта распределения аномалий: 1-3 — терригенные отложения хазарского, бакинского и алшеронского ярусов; 4 — красноцветная рассолоносная толща; 5 — главные и оперяющие разломы; 6, 7 — гидрохимические аномалии; (6 — свинцовые, 7 — цинковые); *б* — график (тренд) падения внутрипластового давления на литогидростатическом барьере в области тектонического рудонакопления или перфорации скважины; *в* — последовательное накопление свинца в рассоле (сплошная линия) в тектонических зонах в условиях периодической сейсмоактивности и пульсирующей разгрузки. Пунктирная линия: верхний уровень — фоновая концентрация свинца в рассоле, поступающем в аномалию извне, нижний — концентрация на выходе из аномалии при разгрузке системы; *г* — содержание свинца и цинка в Челекенском металлоносном рассоле после трехлетнего периода эксплуатации скважины Э-116

Согласно табл. 9, практически половина свинца, от исходной общей концентрации 20–36 мг/л, в скважинах Э-116 и Г-37 отлагается на интервале 1400–1050 м. Это соответствует перепаду температуры около 7°C. Таким образом, температура в данном случае не выступает как решающий фактор отложения свинца. Из двух других показателей свойств рассолов, Eh и pH, также ни один не является контролирующим фактором. В скважине Э-116 редокс-потенциал практически постоянен, в скважине Г-37 незначительно меняется. Показатель pH постоянен в обеих скважинах.

В качестве вероятной причины осаждения самородного свинца в скважинах можно предложить скачкообразное изменение давления в области контакта скважины и рассолоносного песчаника. Вскрытие скважиной водоносного горизонта создает литогидростатический барьер на контакте слоя и скважины. Полость скважины с гидростатическим режимом была практически мгновенно (по геологическому времени) заполнена самородным свинцом (7,15 т свинца за три года, диаметр скважины 76 мм). Главным фактором осаждения свинца в скважине следует считать структурно-динамический, а именно, искусственное нарушение сплошности и локальную разгрузку интерстициального рассола.

Контроль рудоотложения искусственно созданным литогидростатическим барьером доказывается примером инкрустационного отложения барита в скважине Г-39 [15]. Примерно за пять лет отложилось несколько десятков тонн барита при начальном дебите скважины 680 м³ рассола в сутки. Интенсивность осаждения по глубине скважины зависит от площадных соотношений баритового агрегата и остаточного канала в поперечном разрезе обсадной трубы. Наиболее интенсивное отложение происходит в нижнем интервале скважины, где площадь сохранившегося канала равна лишь 0,43% общей площади сечения трубы диаметром 76 мм. Открытый канал скважины на глубине 350 и 25 м занимает 6,2 и 28% общей площади соответственно. Баритоосаждающий рассол на устье скважины содержит 5,4 мг/л бария и 144 мг/л сульфат-иона при общей солёности 67 г/л.

Особенность рассматриваемого примера в том, что все компоненты, необходимые для осаждения барита, присутствовали в рассоле до поступления его в скважину. Осаждение наступало без изменения таких главных параметров рассола, как температура и концентрация. Высокое давление во внутрислоевом рассоле выступает как единственный фактор, препятствовавший осаждению барита. Вторжение в систему скважины создавало литогидростатический скачок давления, что и вызвало активное инкрустационное осаждение барита в обсадной трубе.

Для характеристики исключительной роли в этом процессе реакций в рассоле имеет следующее наблюдение Л.М. Лебедева и И.Б. Никитиной [15]. ими были обнаружены инкрустационные корки барита (1,5–2 мм толщиной) внутри резинового шланга, отводящего рассол на поверхность. Время отложения корок составило чуть больше одного месяца.

Эти наблюдения доказывают независимость отложения от типа среды и высокую скорость минерализации.

Динамика Челекенской геотермальной системы характеризуется изменением концентраций некоторых металлов в рассоле (см. рис. 22, 2) во времени [15]. Проявляется периодичность двух типов: так называемые кратковременные (около месяца) всплески очень высоких концентраций свинца и изменения, наблюдающиеся как постепенные вариации в течение нескольких лет. По Л.М. Лебедеву, всплески первого типа являются предвестниками землетрясений, постепенные вариации охватывают цикл в 10–11 лет и совпадают с кривой изменения солнечной активности.

Особый интерес представляют кратковременные всплески, синхронные землетрясениям. В период сейсмической активности происходят явления того же порядка, что и при вскрытии скважинами рассолоносных горизонтов, а именно, создаются, но уже естественным путем, периодичски возобновляющиеся литогидростатические околотрещинные барьеры. Регенерация растворопроводящей способности трещинных систем в условиях сейсмической активности создает разрядку литостатического напора и активное движение растворов к поверхности в область разгрузки. Возможная миграция литогидростатических барьеров в истории развития Челекенской структуры и создавала предпосылки для локального концентрированного перераспределения металлов внутри однородного по солености рассола. Это, в конечном счете, привело к миграции рудных геохимических аномалий в северо-восточное тектонически активное крыло брахиантиклинали.

Геоструктурный контроль металлоносности рассолов

Фоновые концентрации рассолов осадочных бассейнов районов Миссисипи, Прикаспия и других не отличаются очень высоким содержанием рудных компонентов (см. табл. 8). Но в узлах с повышенной тектонической активностью возможно образование стабильных или временных аномалий с содержанием свинца, цинка, меди, бария и другие на порядок и более превышающим фоновое. В интерстициальных условиях до вскрытия скважинами эти обогащенные рассолы представляют собой химически равновесную внутрипластовую систему. Равновесие не нарушается даже в присутствии избыточного количества минералообразующих компонентов, что иллюстрируется барий- и сульфатсодержащими рассолами Челекена с содержанием SO_4^{2-} до 200 мг/л и Ва 5,4 мг/л. При скважинной разгрузке эти количества обеспечивают осаждение барита с большой скоростью.

Условием отложения самородного свинца, барита и других минералов является резкое понижение давления в системе. Минимальные содержания свинца и бария, необходимые для осаждения, составляют 3–5 мг/л. Эти значения достаточны для отложения барита со сравнительно

высокой скоростью, измеряемой толщиной инкрустационных корок барита (до 2 мм в один месяц). Около десяти тонн самородного свинца и нескольких десятков тонн барита отлагается в отдельной скважине из рассола с содержанием каждого элемента около 30 мг/л в течение пяти лет при режиме разгрузки 400–300 м³ рассола в сутки. Такая скорость гидротермального накопления оруденения позволяет считать потенциальными рудными коллекторами литогенетические и тектонические типы пор с коротким периодом открытого состояния.

Временные повышения содержаний свинца в рассолах Челекена и их изохронная корреляция с циклами землетрясений, установленная Л.М. Лебедевым, находят объяснение на основе структурно-тектонического контроля аномальной металлоносности рассолов. В размещении Челекенской геотермальной аномалии в целом и узлов высоких содержаний металлов внутри ее наблюдается пространственная соподчиненность с зоной в целом и отдельными элементами Челекенского разлома (см. рис. 22, а). Разлом имеет, по-видимому, неглубокое заложение, так как металлоносные рассолы с наибольшей соленостью и плотностью занимают постоянно верхний стратиграфический отдел толщи. В периоды сейсмической активности разломная зона является зоной разуплотнения. С точки зрения гидродинамики длительные периоды существования рассольной аномалии являются периодами ее закрытого состояния с высоким давлением, соответствующим литостатическому напору. Гидродинамика аномалии становится иной в период сейсмической активности. Вследствие разуплотнения среды система получает возможность разгрузки с продольным и вертикальным межслойным смещением в приповерхностную зону с пониженным давлением. В последующем устьевые части зон разгрузки, выделяющиеся как места сопряжения рассолоносных горизонтов и разломной системы, вновь приобретают состояние закрытой системы с повышенным давлением.

Идентификация свойств системы, в ее различных состояниях, на основе параметров скважинной эксплуатации приводит к модели обогащения рассола металлами в тектонически дислоцированных узлах с периодической разгрузкой рассолов. Пространственно фиксированное обогащение рассолов металлами происходит вследствие повторения циклов растворенного и твердого состояния компонентов, например, самородного свинца, как в Челекене и Солтон-Си. Стабильное пространственное положение обеспечивается растворением рудно-минеральных отложений предыдущей стадии разгрузки при закрытии каналов и росте давления в интерстициальном внутрипластовом рассоле.

Исходные данные и допущения в модели (см. рис. 22, б, в) следующие.

1. Обогащение рассолов связано с инверсионным переходом компонентов из твердой в растворимую форму и наоборот. При этом скорость превращения раствор — твердый очень большая, твердый — раствор, наоборот, малая.

2. Причиной инверсии является снижение внутрипластового давле-

ния в тектонических зонах в период сейсмической активности и разгрузки. При этом твердая фаза приходится на период разгрузки, жидкая на более длительные промежутки между ними.

3. При разгрузке в твердую фазу может переходить от 50 до 90% растворенного компонента, как это доказывается на примере Челекенской системы.

4. Остаточное накопление компонентов в рассоле в области литогидростатического барьера (см. рис. 22, б) связано с лавинным образованием твердой фазы в период существования барьера и с растворением твердой фазы в период, когда барьер закрыт и восстанавливается литостатический режим.

Модель для условий техногенной разгрузки Челекенской системы (см. рис. 22, в) предполагает образование аномалий, с содержанием свинца 24 мг/л, из рассола с фоновой концентрацией 4 мг/л в течение двенадцати циклов сейсмической активности. При этом в один цикл из каждого литра рассола осаждается 2 мг. В период техногенной разгрузки практически вся масса ранее накопленного в аномалии растворенного свинца отлагается в стволе скважины. При непрерывной разгрузке рассола содержание свинца в аномалии выравнивается с фоновой концентрацией, равной около 3,5 мг/л.

Часть II. ФОРМАЦИОННЫЕ СИСТЕМЫ КОНТРОЛЯ И ПРОГНОЗА МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ

Диагностика факторов контроля сульфидных месторождений в зоне литогенеза затрудняется разнообразием генетических типов оруденения ■ множеством геологических событий при образовании одного и того же месторождения. Рудоконтролирующие системы определяются как группы сопряженных формаций. Центром систем в зоне литогенеза служат геологические комплексы, организующие рудоносные гидрогенные потоки непосредственно перед рудообразующими барьерами, а также сами барьеры. В общем организация сводится к коллуминационному процессу. Литофации, выполняющие роль коллуминаторов растворов, рассматриваются на примере месторождений двух литогенетических групп: свинцово-цинковых в рифогенных комплексах и медистых песчаников в красноцветных формациях. В первом случае коллуминирующие системы всецело комбинируются в границах зоны литогенеза, во втором — большую роль могут играть образования фундамента. Рассмотрим оба примера рудоконтролирующих систем.

ПРОГНОЗНАЯ СИСТЕМА ПОЛИМЕТАЛЛИЧЕСКИХ
МЕСТОРОЖДЕНИЙ В РИФОГЕННЫХ КОМПЛЕКСАХ

К числу детально изученных систем данного типа относится свинцовый пояс шт. Миссури. Рудный район на юго-востоке шт. Миссури выделяется как сочленения выступа докембрийского фундамента и осадочного чехла кембрийских терригенных и карбонатных пород. Докембрийский островной выступ изверженных пород был причиной образования концентрически-зонального известково-доломитового рудоносного рифового комплекса, опоясывающего выступ (см. рис. 9). Из трех главных толщ района: подрудной песчано-терригенной — Ламотт, рудоносной карбонатной — Бонтерре и надрудной карбонатно-глинисто-кремнистой — Дэвис, литофациальная зональность наиболее контрастна в рудоносной. Осевым элементом зональности рудоносной толщи является шнуровидная полоса рифов, с которой пространственно совпадают Старый и Новый (Вайбурнум) свинцовые пояса шт. Миссури. Роль рифовой зоны в размещении оруденения и рудолокализирующий механизм рассматриваются по материалам месторождений пояса Вайбурнум.

Работами Д. Дэвиса, Л. Эванса, К. Ларсена, Д. Лиль, Р. Роджерса, П. Свиняя, Е. Гаррисона, М. Бредли и других по отдельным месторождениям этого пояса и по литологии и генезису рудоносных комплексов и руд определено место оруденения в литологофациальной структуре рудоносной толщи Бонтерре, чем создана основа для реконструкции седиментологического контроля месторождений.

Структура и рудоносность свинцового пояса Вайбурнум

Региональная седиментологическая модель рудоносной полосы Вайбурнум, по К. Ларсену, представлена на рис. 16 и 23. В поперечном разрезе полоса локализована в зоне перехода (около 8 км шириной) от островной платформы Озарк к внутреннему морскому бассейну. Составными морфоструктурными элементами зоны являются глубоководная часть бассейна, склон, край платформы и платформа. Этому ряду соответствует ряд фациально-генетических типов осадков: открытого бассейна, перегиба платформы и лагунного бассейна (см. рис. 9, 23).

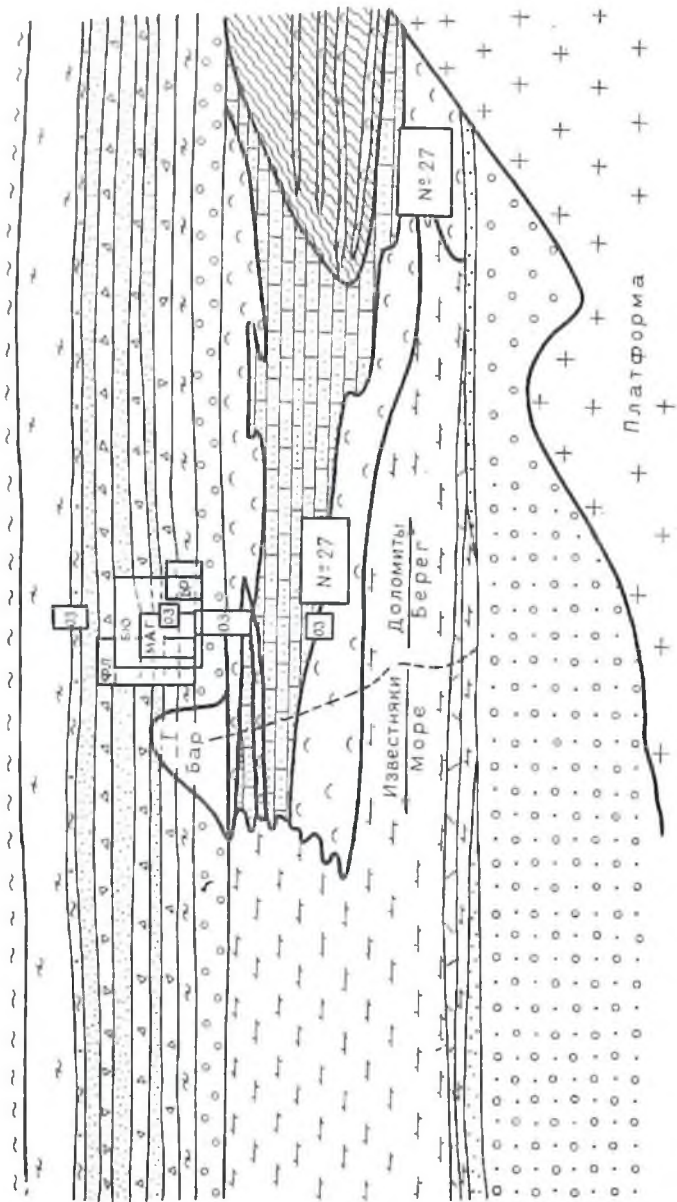
Рудоносная толща на самом крупном месторождении Бьюик имеет следующее строение. Оруденение локализовано в верхней части формации Бонтерре. Это доломитизированные известняки мощностью в рудном поле около 100 м. Верхняя треть разреза формации — это так называемая шельфовая фация карбонатных песков. Нижние две трети по латерали членятся на три фации: 1) предрифовая открытого моря; 2) ри-

фовая; 3) зарифовая лагунная, известная так же, как и зона обеленных пород с реликтивными признаками эвапоритной обстановки отложения.

Рудоносная толща подстилается песчаниками Ламотт. Песчаники состоят из хорошо окатанных и отсортированных кварцевых песчаников и алевролитов. Примесь галенита, сфалерита и пирита постоянно наблюдается на контакте толщ Бонтерре и Ламотт. В зоне контакта песчаники Ламотт иногда содержат примесь битумов, возможно, реликты нефти. В направлении к палеовыступу Озарк толщи Бонтерре и Ламотт последовательно выклиниваются, но первая присоединяется к склону гранитриолитового докембрийского фундамента и тем самым не уменьшает своей мощности. Песчаники Ламотт выклиниваются нормально и на юго-восточном склоне Озарк мощность снижается до нескольких метров. Надрудная формация Дэвис согласно перекрывает формацию Бонтерре. Толща Дэвис мощностью около 60 м образована переслоем серых и зеленых сланцев и карбонатных пород.

Распределение месторождений на юго-востоке шт. Миссури коррелируется с фаціальными типами отложений и определенными стратиграфическими уровнями рудоносной толщи (см. рис. 23). Рифовая фация выделяется в виде зоны строматолитовых построек мощностью до 50 м и шириной около 3,5 км. Основу разреза зоны составляют серо-коричневые доломитизированные строматолиты с чередованием средне- и грубозернистых оолитовых калькаренитов. Широко развиты тонкие пористые слои детрита в верхней части рифовой толщи. Предрифовая фация опоясывает рифы со стороны бассейна. В ее отложениях происходит внешнее выклинивание рифов. Фация представлена оолитовыми слоистыми грубо- и тонкосортированными серыми до коричневых калькаренитами с многочисленными сланцевыми пропластками. Зарифовая фация отлагалась вдоль береговой линии. Она представлена песчаниками и глинистыми пелитами зеленых оттенков.

Шельфовая фация образует верхний отдел рудоносной толщи. В его разрезе имеется два горизонта: нижний — калькаренитовый и верхний — неоднородный. Калькаренитовый, в свою очередь, расчленен на четыре части (снизу вверх): массивные грубозернистые оолиты и рифовый детрит (10–20 м мощностью); серый сланец, мощностью от 15 до 60 см, известный как иловый маркер; калькаренитовые слои (мощностью 15 км), сложенные ритмичными карбонатными осадками высоко- и низкоэнергетической среды; неоднородный горизонт представляет собой переход между толщами Бонтерре и сланцами Дэвис. Горизонт делится на четыре части. Зеленые сланцы основания горизонта, чередуются с грубозернистыми трилобитовыми калькаренитами. Их самая нижняя пачка мощностью от 0,5 до 3 м известна в регионе как Сулливанские сланцы. На рудоносных площадях Сулливанские сланцы могут отсутствовать, за исключением остатков в просядочных углублениях над рудными телами. Выше зеленых сланцев последовательно чередуются градационно зернис-



- | | | | | | | | | |
|---|---|----|----|----|----|----|----|---|
| + | 1 | 2 | 3 | 4 | 5 | 6 | 7 | 8 |
| ○ | 9 | 10 | 11 | 12 | 13 | 14 | 15 | |

тый калькаренит, зеленый сланец и глауконитовые песчаники. Последние перекрывают серые сланцы надрудной формации Дэвис.

К особому типу отложений относятся баровые карбонатные песчаники. В свинцовом поясе Вайбурнум песчаный бар располагается в третьем калькаренитовом горизонте, вмещающем наиболее крупные рудные тела. Латерально бар локализован в зоне внешнего выклинивания рифов в виде неширокого вала (см. рис. 23). Все рудные тела пояса смещены от бара к береговой линии рифового комплекса. Согласно Р. Гардеману, Г. Майеру и Д. Лиль, рудоносная толща несет в себе элементы эвапоритных обстановок седиментации. Это, прежде всего, спаррит-доломитовая цементация геопетальных пор и широкое развитие белых пятнистых доломитов.

Галенит-сфалеритовое оруденение пояса Вайбурнум сосредоточено примерно в десяти месторождениях с запасами свинца от 0,2 до 5 млн. т в каждом и содержанием свинца в рудах до 10%, цинка до 3,5%, примеси меди и других металлов. Характерными типами рудных залежей являются брекчиевые и вкрапленно-слоистые. Примером первого типа служит крупнейшее в поясе месторождение Бьюик, второго — Флетчер, Браши и др.

В месторождении Бьюик рудное тело представляет собой комбинацию тел минерализованных брекчий растворения и проседания. Это шнуrowидные тела шириной в поперечном разрезе от 30 до 100 м, высотой от 0 до 25 м с постепенным сужением кверху. Меридионально, вдоль рифовой линии, они вытянуты на несколько километров.

Главные структурные элементы брекчиевых тел следующие: лоткообразное дно и погружающиеся наружу, ограничивающие фланговые зоны смятия. В конусообразном поперечном разрезе тел брекчий вертикальное перемещение обломков происходит только вниз. Амплитуда перемещения закономерно нарастает от 1–3 м в основании тел до 10 м в верхней части. Дно брекчиевых тел обычно устлано темноокрашенными сланцами, интерпретируемыми как нерастворимые остаточные накопления. Крупные поры развиты около кровли и вдоль флангов брекчиевых тел. Соответственно открыто-полостное заполнение галенитом и сфалеритом характерно для верхних и боковых частей тел. Главная масса ору-

Рис. 23. Стратиграфический и фацально-литологический контроль свинцового оруденения в поясе Вайбурнум шт. Миссури. По данным К. Ларсена и Д. Лиль.

Прямоугольники на разрезе отмечают положение месторождений и рудных тел на совмещенной проекции: БЮ — Бьюик, ОЗ — Озарк, МАГ — Магмонт, БР — Браши, ФЛ — Флетчер, №27. 1 — докембрийский комплекс основания; 2 — песчано-терригенная подрудная формация Ламмот; рудоносная формация Бонтерре: 3 — базальные песчаники, 4 — туфы, 5 — известняки, 6 — доломиты, 7 — строматолитовые рифовые постройки, 8 — рифовые пески, 9 — тонкослонистые строматолитовые доломиты, 10 — оолитовые известняки и доломиты, 11 — глинисто-карбонатные осадки, 12–14 — чередование коричневых доломитов мелко- и скрытозернистых, глинистых доломитов и сланцев, брекчиевых и галечных доломитов; 15 — глинистые сланцы надрудной формации Дэвис

денения распространена путем инкрустации пор и метасоматического замещения матрикса брекчий в нижней две трети разреза тел брекчий.

Признаки стадийности оруденения в брекчии подтверждаются тем, что обломки агрегатов светло-желтого сфалерита цементируются рудными агрегатами с коричневым сфалеритом. Обломочные блоки массивного сфалерита достигают 0,6 м в поперечнике. Тем самым доказывается интарудный характер растворения и просадочных явлений, как способа подготовки рудно-коллекторного пространства. Существование предбрекчиевых руд, сцементированных матриксом постбрекчиевых руд, указывает на более чем один этап минерализации.

Признаком вкрапленно-слоистых рудных залежей является вкрапленное распределение галенита и других рудных минералов в порах внутри и на границе рудных слоев. Обычно руды имеют ритмично-слоистое строение. В ритмах тонкие (2—5 см) рудоносные слои разделены массивными безрудными интервалами доломитизированного известняка. Структурно-генетически отдельное вкрашенное гнездо сульфидов рассматривается как инкрустационное выполнение полостей растворения. Этот тип оруденения структурно-морфологически подобен вкрапленному оруденению месторождения Ушкатын III.

Соотношения доломитизации и оруденения по петрографическим данным характеризуются как независимые процессы, причем доломитизация как более поздний: Положение доломитизации в диагенетической последовательности определяется тем, что доломитовые агрегаты занимают место секущих по отношению к диагенетическим формам кальцита образований. Доломитизация в рудоносных породах проявлена избирательно. Первыми доломитизировались оолиты. Доломитизированные оолиты соединяются жилками, секущими кальцитовый матрикс. В целом доломит определяется как продукт постцементный и соответственно постлитификационный. Однако он выделился до стилолитизации, поскольку встречается как нерастворимый остаток в выступах стилолитовых швов. Вместе с тем имеется поздний доломит, секущий стилолитовые швы. Все формы доломита метасоматические.

Литофации и оруденение

Строматолитовые рифовые тела в поясе Вайбурум не выступают прямыми коллекторами оруденения, как это проявлено в месторождении Ушкатын III. Вместе с тем опосредованная связь рудного пояса и рифов исключительно отчетлива.

Главная масса оруденения стратиграфически смещена в горизонты, непосредственно перекрывающие верхний рифовый горизонт. Привязка оруденения по латерали контролируется границами полосы рифов. Однако все месторождения линии Вайбурум (за исключением одной) локализованы в рудоносной зоне шириной менее 1/10 ширины полосы рифов. Элементы структуры рифового комплекса маркируются картами изопа-

хит строматолитов. Рудоносная зона наиболее крупного месторождения Бьюнк, параллельная изопакхам, смещена в сторону бассейна к границе выклинивания рифов. Положение рудной зоны здесь, как и на других месторождениях, не совпадает с проекциями самых мощных рифовых построек. Таким образом, рифовые тела в основе своей проявляются как инертные с точки зрения рудоносности. Рифы и переслаивающиеся с ними породы не стали также местом образования брекчий, аналогов рудоносных брекчий. Только для подчиненной части оруденения пористость в рифах контролировала вкрапленное оруденение (месторождение № 27 и Озарк, см. рис. 23).

К числу локальных рудоконтролирующих структур не могут быть отнесены и выступы докембрийского фундамента, хотя эти выступы контролируют рифовый пояс в целом. На площади рудника Браши выступы фундамента "протыкают" рифовые горизонты. Но в то же время выступы на всей площади погребены под толщей надрифовых рудоносных слоистых пород. Рудные зоны в последних локализованы только над полосами рифов. Над апикальными выступами докембрия месторождения не обнаружены. Следовательно, докембрийский фундамент как непосредственный источник оруденения пассивен. Более того, если бы фундамент был активен как проводник рудоносных растворов, создавалась бы гидродинамическая структура, явно неблагоприятная для оруденения в Бонтерре, так как высота докембрийских выступов в центральной части платформы Озарк значительно превышает стратоеурви рудоносной толщи Бонтерре.

Подрудная формация Ламотт не влияет на рудообразование. В этой формации неизвестны оруденения, за исключением примесного на контакте с рудоносной формацией Бонтерре. Песчаники Ламотт в основном аренитовые по проницаемости тождественны с породами фундамента. Если бы, как полагает Е. Нобл, оруденение генерировалось элизионным потоком при диагенезе песчаников Ламотт, к числу рудоносно интересных участков относилась бы зона контакта Ламотт и Бонтерре как зона экранирования, а также область примыкания аренитов к склонам докембрийского рельефа. Однако ни в том, ни в другом случаях оруденения нет.

Таким образом, два основных элемента рудоконтролирующей системы: пути движения рудоносных растворов и место локализации оруденения, замыкаются границами рудоносной формации Бонтерре. Следует также отметить, что в полосе шириной в десятки километров вокруг рудного пояса шт. Миссури песчаники Ламотт выклиниваются вообще, либо мощность их снижается до 100 м.

Структурно-фациальным признаком месторождений Нового Свинцового пояса является шнуровидная линейная форма рудных тел и локализация их преимущественно в одном и том же надрифовом горизонте рудоносной пачки. Единственным линейным седиментогенным элементом, совпадающим с направлением горизонтальных рудных труб, служит зона баровых песков (см. рис. 23).

Баровые пески проявляются как единое тело, фашиально и морфологически секущее, в разрезе внутририфовые и надрифовые образования. В обоих случаях пески накапливались вдоль мористой линии выклинивания полосы рифовых построек. Шнуровидные рудные залежи следуют вдоль бара с его тыльной стороны. Распространение баровых песков вверх по разрезу затухает в зоне перехода рифовых фаций в шельфовые (см. рис. 23). Однако, по Д.Лилль, верхняя граница бара располагается на несколько метров выше глинисто-карбонатной сероцветной пачки так называемого илового маркера. Как отмечалось, на месторождении Бьюнк уровень верхнего гребня барового вала определяет верхнюю границу основной части оруденения. Выше ее оруденение затухает, перерождаясь в рассеянную вкрапленность в зонах смятия.

Описанная привязка оруденения по латерали и разрезу генетически истолкована Р.Роджерсом и Д.Дэвисом при характеристике рудных брекчий Бьюнка. Суть трактовки в том, что линейные тела рудоносных брекчий наследуют забаровые продольные каналы. Последние заполнены ритмично-слоистыми грубозернистыми песчаниками. Периодическое перекрывание приливно-отливных каналов баром создавало обстановку отложения эвапоритовых минералов.

Огностительные возрастные границы оруденения определяются по трем критериям: 1) участию рудных обломков в обломочном дифференциате рудных брекчий; 2) вариации мощностей маркирующих слоев в разрезе брекчиевых залежей; 3) соотношению доломитизации и оруденения. Два первых критерия взаимно сопряжены согласно представлению об одновременности брекчие- и рудообразования.

Седиментологическая модель растворения и происхождения тел брекчий предложена Р.Роджерсом и Д.Дэвисом по данным геологической службы рудника Бьюнк. Перед отложением сероцветной пачки (фашия шельфа) надрифовый бар известкового песчаника располагался западнее западной рудной залежи. Лишь немногие каналы глубиной в первые метры связывали забаровую лагуну с морем. В сильный шторм каналы заполнялись известковыми осадками. Ограниченное поступление морской воды путем просачивания через поры лагуны обуславливало накопление эвапоритовых минералов. Движение менее соленой воды через погребенные каналы растворяло эвапориты и инициировало брекчирование. Растворение вызывало просадку и брекчирование перекрывающих слоев и развитие трубообразных каналов по вертикали.

Многими исследователями шт. Миссури утверждается одновременность растворения пород и рудоотложения. Среди доказательств фигурируют присутствие обломков осветленного сфалерита в матриксе брекчий и преимущественно инкрустационный тип выделения сульфидов в поррах. Совпадение по времени цементации и оруденения и динамика этого механизма описана для руд месторождения Ушкатын III ранее. Инкрустация пор галенитом определена как кайменный метасоматоз, происходящий одновременно с расширением пор. Для руд месторождений шт. Миссури и Ушкатын III, по-видимому, сульфиды являются первы-

ми выделениями в породах. Этот вывод, доказанный для месторождения Ушкатын III, определяет соотношение доломитизации и оруденения как один из главных вопросов в проблеме генезиса стратиформных месторождений в карбонатных породах.

В месторождении Ушкатын III доломит относится к пострудным заполнениям. В шт. Миссури эти соотношения отчетливо не определены. Но в отличие от оруденения, доломитизация на юго-востоке шт. Миссури носит регионально-ореольный характер и значительно перекрывает площадь оруденения. Ореол доломитизации опоясывает выступы докембрийского фундамента. Интенсивность доломитизации известняков Бонтерре затухает в сторону бассейна, при этом внешняя граница доломитизированного известняка почти совпадает с линиями рудных брекчий. Доломитизация и оруденение, очевидно, независимые процессы. Доломитизация относится к более позднему процессу, так как в противном случае поровые каналы были бы закрыты до рудоотложения.

Положение доломитизации в последовательности диагенетического минералообразования определяется тем, что доломитовые агрегаты по Д.Лиль являются секущими по отношению к диагенетическим формам кальцита. Доломитизация в рудоносных породах носит избирательный характер. Первыми доломитизировались оолиты. Доломитизированные оолиты соединяются жилками, секущими кальцитовый матрикс. Отсюда доломит определяется как продукт постцементный и соответственно постлитификационный. Положение оруденения независимо относительно границы доломиты — известняки в разрезе. Эта граница поперечно сечет всю толщу Бонтерре, не имея взаимосвязи с литофациями. Оруденения вдоль фронта доломитизации не наблюдается. Хронологически оруденение относится ко времени самой ранней литогенетической минерализации.

Хронометрические определения по месторождениям юго-востока шт. Миссури проводились многими методами: палеомагнитным, свинцовым, калий-аргоновым, рубидий-стронциевым. Этими измерениями определены возрастные пределы оруденения от 580 млн. лет (по палеомагнитному и калий-аргоновому методам) до 380 млн. лет (по рубидий-стронциевому). В поздних публикациях Д.Сверенского [49] и др. достоверность этих данных оспаривается по двум направлениям.

1. В большинстве случаев определения не носят прямого характера, а базируются на минералах, например магнетите, глаукоците, шлите и кальците, относимых либо к аутигенным, рассеянным во вмещающих породах в районе месторождений, либо к жильным, ассоциированным с рудными минералами. Поскольку соотношения этой и рудной минерализации не документированы достоверно, то данные по минералам, сопутствующим оруденению, не принимаются как решающие.

2. Природа изотопных соотношений, как показано Дж. Руйзом, У.Келли и Ц.Кайзером, различна, и изучаемые изотопные соотношения не могут быть продуктами эволюции гомогенизированной системы. Д.Сверенским и другими авторами доказывается образование месторождений

при смешении различных флюидов. В этих моделях оруденение и раствор-рудноноситель имеют независимую природу. Вследствие того, что количественно оценить рамки смешения трудно, хронометрические интерпретации по рубидий-стронциевому и другим методам не являются точными.

Брекчии растворения и оруденение

К числу проблемных вопросов относится возраст брекчирования и оруденения. Проблема возникает вследствие современного запечатанного положения рудных брекчий в разрезе. Кровлей рудоносной толщи является глинистая формация Дэвис, практически непроницаемая для растворов. Эта толща по своим свойствам не пропускала через себя отработанный поток растворов. Решение проблемы состоит в предположении конседиментного характера просадочных рудно-брекчиевых зон. Выщелачивание и просадка начались после накопления лишь части разреза перекрывающей толщи. Мощность была такой, чтобы не препятствовать разгрузке растворов через трещины фланговых ограничений просадочных блоков. Доказательство конседиментационной модели можно найти в сравнительном анализе мощностей вышележащих пород. Р.Роджерс и Д.Дэвис отмечают, что зеленые кремнистые сланцы Сулливан встречаются в основании неоднородного горизонта западнее рудных тел, но этот горизонт отсутствует на площади рудного поля, за исключением углублений в зоне брекчий. Сохранность сланцев Сулливан на площади просадки и отсутствие или прерывисто выклинивающийся характер на

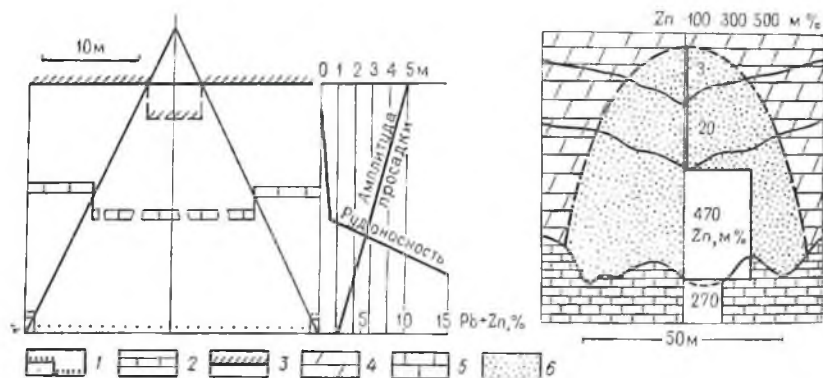


Рис. 24. Обратное соотношение содержания металлов и величины просадки в арочных телах брекчий растворения месторождений пояса Вайбурн шт. Миссури (слева) и Нью-Маркет-Теннесси (справа). По данным Г. Видова, Р. Роджерса и др. 1 – степень усадки слоя в основании залежи; 2 – маркирующий горизонт; 3 – граница рудной и надрудной формаций; 4 – доломиты; 5 – известняки; 6 – шайковые руды

непретерпевших просадку площадях можно объяснить только одним способом. Просадка, хотя и небольшая по амплитуде, имела место до перекрытия рудоносного горизонта Сулливан вышележащей толщей. Стратиграфическое время горизонта Сулливан вряд ли правильно отождествлять как с началом, так и с окончанием просадки. Нижний предел времени окончания просадки соответствует накоплению первых метров разреза формации Дэвис. Так как основание формации над телами рудных брекчий опущено на 4 м, начало проседания было, по крайней мере, не позже отложения горизонта Сулливан (рис. 24).

В качестве хронологического признака проседания рассматривается остроугольная форма обломков брекчий. На этом основании брекчия относится к постлитификационной. Однако два обстоятельства делают этот признак неопределенным. Первый — скорость литификации карбонатных отложений рифовых комплексов гораздо выше скорости литификации глинистых отложений. Рифы уже в момент седиментации имеют высокую прочность. Второй — отложения рифовых комплексов даже вне зон оруденения подвержены воздействию различных растворов в период раннего диагенеза, что значительно ускоряет их литификацию. В зонах рудных брекчий, по мнению многих исследователей, растворение и образование брекчий просадки обуславливалось термальными растворами с температурой до 140°C. Термальный метаморфизм способствовал литификации пород, это также снимает остроугольную форму обломков как признак относительного возраста.

Противоречивой стороной существующих для шт. Миссури и других районов моделей рудоотложения в зонах брекчий растворения и проседания является обратная корреляция рудоносности и степени брекчирования в поперечном разрезе тел брекчий. На рис. 24 показаны схемы, отображающие эту закономерность для месторождений Магмонт, Бьюик в шт. Миссури и Нью-Маркет в шт. Теннесси (США). Морфологически оба примера идентичны, но в первом случае оруденение существенно свинцовое (отношение Pb : Zn около 4:1), во втором почти чисто цинковое. Подобие схем позволяет предполагать универсальность данной закономерности. Нарастание степени брекчирования от основания к кровле тела объясняется его обращенно-трапезной сводовой формой (см. рис. 24). Вследствие сужения снизу вверх ширины зоны просадки, в том же направлении возрастает амплитуда обрушения пород внутри зоны брекчий, как это требует условие равновеликости площадей трапеций, опирающихся на разные маркирующие уровни. По этим соображениям амплитуда опускания пропорционируется с мерой брекчирования (см. рис. 24).

Вопрос заключается в том, почему же оруденение статистически локализовано на 95% в нижней части брекчиевых тел, занимающих по мощности менее половины объема структуры просадки (см. рис. 24). Особенность вертикального распространения оруденения состоит также в том, что почва формации Дэвис проявляет себя как экран оруденения независимо от того, где эта почва находится, внутри зоны просадки или

на ее крыльях. Блоки сланцев Дэвис внутри зон просадки имеют значительное перемещение книзу и, таким образом, подверглись интенсивному дроблению, но практически нерудоносны.

Морфологически вся зона просадки должна рассматриваться как структурно однотипная и потенциально рудоносная во всем объеме. Но тогда приуроченность оруденения только к самой нижней части брекчиевых тел можно объяснить значительно более поздним окончанием брекчирования сравнительно с временем отложения оруденения. Модель оруденения и брекчирования опирается на стратиграфическую схему. Модель брекчирования предлагается по типу бегущей волны снизу вверх с учетом седиментного нарастания разреза пород. Оруденение в этой модели хронологически отождествляется с нижним положением волны выщелачивания. Окончание усадки таким образом перекрывало время отложения оруденения.

Смещение времени окончания брекчирования в более позднюю стадию, чем оруденение, проявлено также в Ушкатынском рудоносном рифе. При описании последнего показано, что заполнение каналов растворения в рифе носит стадийный характер, и при этом галенитовая минерализация не является заключительной. После нее полости еще оставались открытыми и продолжали инкрустироваться баритом и пойкилитовым доломитом. Таким образом, распределение оруденения в зонах брекчий соответствует общему возрасту рудоносных пород, но брекчии формировались на некоторой глубине в толще осадков. Хотя и имеются признаки стадийного развития просадки, однако цельный морфологический характер брекчиевых тел не противоречит идее долговременного их развития, и совершенно очевидно, что брекчиевые тела в целом не являются продуктом мгновенного обрушения. Их последовательное развитие определялось постепенностью растворения.

Если составить динамическую структурно-рудогенную модель брекчиевых рудных тел с учетом модели рудогенеза месторождения Ушкатын III, то такая комбинированная модель включает две стадии (рис. 25). Первая стадия – растворение и образование системы каналов, армированных кайменным сульфидным оруденением. Вторая – обрушение пористой рудоносной системы под давлением вышележащей толщи в связи с развитием пористости. Первая стадия может рассматриваться как основная продуктивная. Соответственно размещение оруденения в эту стадию будет контролироваться только теми слоями, внутри которых происходит порообразование. Вследствие селективного характера растворения на первой стадии селективно будет распределено и оруденение. В основных месторождениях линии Вайбурнум главным рудоносным горизонтом часто выступает пачка илового маркера мощностью от 1,5 до 5 м. Пачка вне зон рудных брекчий представлена плотным доломитом и прослоями коричневых пористых оолитовых доломитов. На площади рудных брекчий маркер насыщается до 30% галенитом, одновременно его мощность сокращается в два-три раза. Однако поскольку ниже поч-

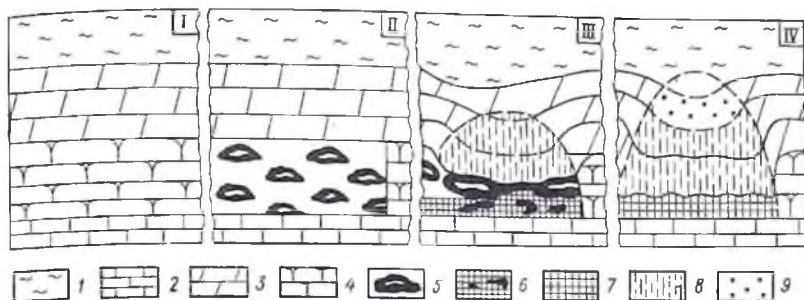


Рис. 25. Генетическая модель сводовых трубообразных рудных залежей в брекчиях растворения в карбонатных породах.

Стадии: I – дорудная, II – кавернового (строматактисового) растворения и кайменного метасоматического сульфидного оруденения, III – пологого сводового проседания и брекчиевого и цементного оруденения, IV – пострудная, резкого сводового проседания и уплотнения рудоносного горизонта.

1, 2 – надрудная и подрудная толщи; 3 – слоистые доломиты и известняки; 4 – горизонт пород с высокой проницаемостью и растворимостью; 5 – кайменные вкрапленные руды; 6 – брекчиево-цементные руды; 7 – руды высокой степени уплотнения; 8 – рассеянное оруденение в брекчиях проседания; 9 – нерудные внутрсводовые брекчии проседания

вы маркера оолитовые доломитизированные известняки не меняют своей мощности, брекчирование в маркере и, следовательно, в основании зон рудных брекчий затухает.

В целом погоризонтное распределение оруденения обусловлено контролем его поровоактивными слоями с пористостью самой ранней стадии растворения. Обобщенная схема соотношений структурного развития и рудообразования приведена на рис. 25.

Схема предполагает совмещение развития пор выщелачивания и отложения галенит-сфалеритового оруденения. Такое совмещение называется кайменно-метасоматической природой оруденения вокруг строматактисовых каверновых каналов в ранней стадии синрудного выщелачивания. В условиях продолжающегося растворения и одновременного рудного метасоматоза структурная реорганизация руд заключается в переходе от кавернозного к брекчиевому типу. Это происходит вследствие обрушения кавернозной рудно-карбонатной системы при прогрессивном выщелачивании и рудоотложения одновременно. Окончательное уплотнение горизонта наиболее богатого оруденения происходит в пострудную стадию диагенеза.

Вовлечение в сводовую структуру более верхних горизонтов пород на стадии диагенеза уже не сопровождается рудоотложением, и вершина свода, несмотря на высокую степень раздробленности, оказывается безрудной. Предложенная схема обобщает результаты изучения руд многих месторождений в карбонатных толщах. Она объясняет преемственное развитие кавернозных, полого- и крутосводовых шнуровидных рудных

залежей и контрастно-концентрированное размещение оруденения в основании залежей (см. рис. 25).

Соотношение брекчирования и оруденения в поясе Вайбурнум решается только одним способом. Просадочно-брекчиевый процесс как результат сводового обрушения был обусловлен предшествующим растворением пород в основании свода. Вертикальный размах обрушения определялся мощностью и шириной зоны растворения. Первичное растворение и рудоотложение в растущих порах следует рассматривать как хронологически совмещенный процесс, что доказывается на примере свинцового месторождения Ушкатын III, аналога месторождениям шт. Миссури. В месторождениях с ясно выраженным сводово-брекчиевым морфологическим типом рудных тел (шт. Миссури, Теннесси) раннее выделение оруденения относительно обрушения подтверждается концентрацией почти всей массы рудных минералов в нижней, менее брекчированной, половине брекчиевых сводовых тел.

Концентрированное оруденение распределено в виде шнуровидной зоны, положение которой в поясе Вайбурнум по латерали и в разрезе определяется осадочными литофациями. По латерали руды совмещены с полосой, шириной 200–300 м, внешней мысовой зоны рифовой постройки (см. рис. 9, 23). Стратиграфически в разрезе оруденение сосредоточено в одном надрифовом горизонте. Поступление рудоносных растворов в шнуровидный пояс обуславливалось не только благоприятным характером будущей рудной зоны. Необходимым условием рудообразования следует считать фокусирование рудоносного потока в рудной зоне. При дешифрировании гидродинамической обстановки следует отказаться от модели концентрации общего восходящего потока со стороны формации Ламонт, так как на контакте ее с толщей Бонтерре нет признаков экранирования оруденения. Наиболее обоснованной моделью является латеральное перемещение растворов из областей высокого литостатического в области низкого гидростатического давления внутри толщи Бонтерре. В этой модели активным коллуминирующим проводником растворов является регионально развитый маркирующий горизонт. Резкое падение давления в потоке происходило почти вдоль всей латеральной узкой зоны внутри этого горизонта. Фокусирующая зона соответствовала тыльной части баровой полосы, исходно, вероятно, наиболее пористой. Дальнейшее движение частично отработанных растворов вряд ли меняло направление, однако, как до зоны рудоотложения, так и после нее их прохождение оставалось бесследным.

Горизонтальная разгрузка косвенно подтверждается полным отсутствием оруденения сразу же в надрудной толще Дэвис. Вертикальный осевой характер просадки и вовлечение при этом в апикальную зону сводов некоторой части разреза надрудной толщи не меняет сути, так как сводовая структура окончательно оформилась после оруденения.

Факторы, регулирующие концентрацию оруденения, в конечном итоге, относятся к структурным факторам, так как отложение сульфидов

осуществляется в системах полостей. Аналогию такого типа контроля рудообразования можно видеть в скважинах, вскрывающих Челекенскую гидротермальную систему. Рудообразование в виде самородного свинца происходит здесь внутри скважин сразу при вторжении их в растворосодержащие горизонты. В данном примере техногенное внесение в потенциально рудообразующую гидротермальную систему скважинной полости, отводящей раствор, достаточное условие отложения руд, в том числе сульфидов.

Аналогия рудообразования в Челекенской системе на юго-востоке шт. Миссури следует из данных Д. Сверенского [49] по месторождению Бьюик. Им показано, что галенит-сфалеритовое рудообразование происходило в обстановке неоднократной инверсии сульфиды — раствор (осаждение — растворение). Корреляция изотопного состава сульфидной серы и рудного свинца обосновывает модель рудообразования, согласно которой свинец и цинк транспортировались в виде хлоридных комплексов к месту отложения совместно с сульфидной серой, например, сероводородом. Температура высокохлоридных растворов-рассолов в зоне рудообразования была около 100–150°C, pH около 6. Данные параметры растворов, полученные Д. Сверенским по изучению газожидких включений, изотопного и минералогического анализа руд, характеризуют растворы как потенциально способные к рудоотложению в любой точке на интервале переноса. Главным условием отложения следует считать вторжение потока в высокопористую систему.

Обобщенная рудоконтролирующая система для пояса Вайбурнум шт. Миссури может быть составлена с включением в нее элементов систем других месторождений данного типа. Источником оруденения по аналогии с месторождением Ушкатын III и секущими рудами региона Мак-Артур-Ривер предполагаются гидротермально-осадочные руды, хотя и не концентрированные в виде рудных залежей.

В Жайрем-Ушкатынском районе толща известково-глинистого флишоида, несущая в себе гидротермально-осадочное оруденение различной концентрации, стратиграфически и латерально связана с рудоносным рифовым комплексом Ушкатын III. Подвижность рудных компонентов при регенерационном диагенетическом процессе связана со степенью насыщенности среды оруденением. Для месторождения Жайрем было показано, что активная миграция оруденения начинается проявляться при содержании галенита и сфалерита в флишоиде первые проценты и ниже. Выше этого предела происходит гомогенизация рудо- и литогенных компонентов в единую кристаллическую систему. В связи с этими данными трактовка системы на юго-востоке шт. Миссури по типу Ушкатынской не встречает препятствий. Материнское оруденение, как показывает анализ Жайремского района, может проявиться как эндогенное гидротермально-осадочное, но с уровнем концентрации ниже промышленного. Это будут в общем рассеянные руды, не выделяемые в виде рудных тел при обычных поисках.

Особенность гидротермально-осадочного рудогенеза в карбонатных и глинисто-карбонатных толщах, как это следует из примеров Жайрема и Атлантис-II, состоит в генетически сопряженном характере рудо- и литоседиментации и широком интервале вариации количественных отношений сульфидов и литоминералов. Вариация объясняется трансформированным характером осаждения рудных компонентов не непосредственно из первичных гидротерм, а из их гидродинамически стабилизированных рудообразующих термальных рассолов в депрессиях дна моря. Вследствие этого рудоносные породы не несут в себе признаков обширных гидротермальных изменений, чем затрудняются и делаются невозможными поиски путей привноса растворов из эндогенного источника.

Современные модели источников оруденения шт. Миссури сводятся к четырем: а) рудоносные рассолы региональных осадочных впадин типа Форест-Сити, Иллинойс и др. Вынос рассолов в область рудоотложения связывается Ф. Снайдером и П. Гардеманом с уплотнением осадков; б) мобилизация рассеянного радиогенного свинца пород докембрийского фундамента по Г. Кисварсани; в) мобилизация оруденения из терригенной пестроцветной формации Ламотт по Г. Мейерсу; г) эвапоритное снабжение рудного процесса путем отливной рассольной модели. Предрудное накопление осуществлялось рифостроящими водорослями. Доломитизирующие эвапоритные рассолы играли роль мобилизатора и переносчика оруденения по Д. Дэвису.

Эти представления объединены одним признаком — материнское оруденение либо кларково-рассеянное, либо более обогащенное путем биогенной адсорбции свинца из морской воды или эвапоритных рассолов. Отметим, что практически все исследователи шт. Миссури не находят необычным концентрацию гигантских локальных скоплений свинца в рифовом комплексе из рассеянного, определяемого только аналитически, оруденения в виде полей известково-глинистых отложений, зараженных гидротермально-осадочной минерализацией в формации Ламотт, в более удаленных от берега ее участках, не является невозможным.

Глава 4

СИСТЕМА ПРОГНОЗА МЕДНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ В ПЕСЧАНИКАХ И СЛАНЦАХ

Литоформационное и тектоническое положение, структурно-морфологические и минерально-вещественные особенности месторождений этого типа освещены К.И. Сатпаевым, В.М. Поповым, Ф.П. Кренделевым, В.В. Поповым, Л.Ф. Наркелюном, Ф. Мендельсоном, Ю.В. Богдановым, Л. Бауманом, А.М. Лурье, И.Ф. Габлиной, И.П. Дружининым, К. Гаранчи-

ком, У. Гарликом и др. [3, 5, 9, 10, 12, 16, 17, 18, 21, 24, 27, 28, 31, 36, 40, 42, 43, 48]. Промышленные ресурсы месторождений медистых песчаников сосредоточены (в %): в протерозойских — 55,1; кембрийских — 3,8; силурийско-ордовикских — 0,6; девон-каменноугольных — 15,5; пермо-триасовых — 27,1; юрско-меловых — 2,5; палеоген-неогеновых — 0,8 отложениях. Характерна приуроченность меденосных толщ к краевым, внутриплатформенным, рифтовым прогибам и др. Формационно медистые песчаники и сланцы занимают промежуточное положение между красноцветными герригенными и сероцветными карбонатными отложениями. Для них типична парагенетическая связь с соленосными эвапоритовыми и рифовыми комплексами. В целом отчетливо проявлена приуроченность меденосных толщ к районам и стадиям аридного литогенеза в земной коре.

Локальная позиция меденосных осадков определяется границей морских и континентальных фаций. В рамках морских фаций меденосные отложения занимают прибрежную или шельфовую мелководную обстановку. Меденосные фации образуют следующую последовательность зон седиментации: прибрежная сабха, авандельт, лагуна, морское мелководье [21]. Рудные тела имеют согласную пластовую и линзовую форму (мощность до первых десятков метров), локализируются в депрессионных формах авандельтового барового рельефа фундамента и др.

Особенностью медистых песчаников и сланцев является их широкая распространенность как рудно-формационного типа. Выходы меденосных осадков на всех континентах земного шара занимают небольшие площади [21]. Но в многообразии меденосных провинций, районов и поясов только единицы выделяются как районы с крупными промышленными запасами и высоким удельным содержанием меди. Хорошо известная общая зараженность медью красноцветных терригенных формаций выступает как свидетельство тесного родства субаридного литогенеза и медного оруденения в осадочных толщах. Но сравнительная редкость промышленных месторождений этого типа требует отнесения обстановок их образования к числу редко реализуемых.

В книге содержится анализ рудно-минеральной зональности, структурно-генетических признаков руд и седиментологической обстановки крупных месторождений медистых песчаников. В итоге предложена модель рудоконтролирующей системы промышленных месторождений на основе их связи с рассольными экзогенными системами аридных областей и биохимического способа концентрации медных руд при разгрузке рассолов аридного побережья в депрессиях мелководной биогенно активной зоны моря.

Эписедиментный мобилизм и диагенная природа срастаний сульфидов в медистых песчаниках

Срастания сульфидов, их структурные соотношения с литокластической средой составляют важнейшие генетические критерии медистых песчаников. Однако их использование затрудняет конвергенция механизмов образования однотипных сульфидных агрегатов. В медистых песчаниках и сланцах сульфидные выделения представлены от тончайшей слойно распределенной вкрапленности седиментного облика до линзовидных обособлений сплошного типа. Признаки течения последних, не являющиеся необычными и для месторождений других типов, иногда приводятся как обоснование даже флюидно-магматической гипотезы генезиса медистых песчаников. Неоднозначность интерпретации структурных признаков можно избежать построением иерархической цепи срастаний. Такой анализ был проведен автором для медистых песчаников Удокана.

Удоканское месторождение приурочено к карбонатно-терригенным отложениям нижнего протерозоя. Оруденение локализовано на пяти стратоуровнях в рудоносной пачке (около 300 м мощностью) параллельно-косослоистых кварц-полевошпат-серпичит-известковых песчаников и алевролитов с подчиненными аргиллитами, конгломератобрекчиями и известняками. Рудные тела пластовой и линзовой форм приурочены к подводно-дельтовым депрессиям. Месторождение детально описывалось Ю.В. Богдановым, Э.И. Кутыревым, Ф.П. Кренделевым, Л.Ф. Наркелюном и др. [12, 21].

В медистых песчаниках выражены две формы оруденения: слоистая вкрапленная и узловая концентрированная. Последняя проявлена в виде крупных стратиформных стяжений, цемента брекчий и др. На Удоканском месторождении отмечаются руды, в которых комбинируются обе формы. В данном случае выражена возрастная приоритетность, а именно, более древний возраст слоистого типа и поздний — концентрированных стяжений.

Слоистый тип руд наиболее отчетлив в темно-серых и черных глинистых алевролитах. Признаки руд следующие. Медьсодержащий минерал преимущественно халькозин, борнит примесный. Распределение халькозина двоякое. Основная его масса сконцентрирована в слоях. В отдельном слоежке содержится до 5% халькозина. Другая часть — это количественно варьирующая рассеянная вкрапленность. Мощность сульфидных слоев в наблюдавшихся разрезах около 5 мм, расстояние между ними примерно 2 см. Данная ритмичность, типа богатая — бедная халькозиновая вкрапленность, отчетливо проявлена в наиболее тонкозернистых разностях глинистых алевролитов. Здесь степень дифференцированности почти идеальная. Аргиллит между рудными слоями иногда полностью очищен от вкрапленности медных сульфидов. Тенденция в росте дифференцированности в зависимости от глинистости отвечает модели внутри-

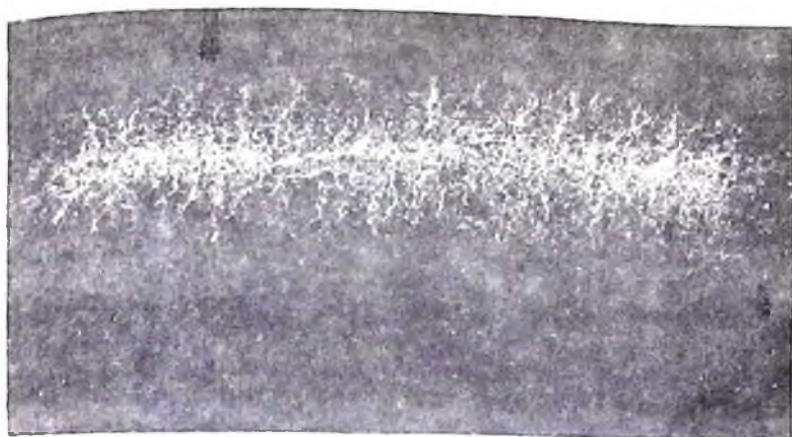


Рис. 26. Интерстициальная конкреция борнита (белое) в кварц-полевошпатовом песчанике.

Во внешней дендритовой зоне борнит выделяется как цемент песчинок, в стержневой – в виде сплошных агрегатов. Удокан. Ув. 3

ритмовой гравитационной дифференциации рудно-иловых осадков, описанной на примере рудных осадков Атлантик-II.

На Удоканском месторождении основным типом руд является мелкокрапчатый и микроконкреционный в песчаниках с грубозернистой основой. Морфологически конкреционные сгущения представлены двумя типами – изометричным и согласным мелколинзовым. Первые – это субсферические узлы в песчаниках, где цементная пропитка литокластического материала образована дендритовидно-связанным агрегатом борнита. Количество борнита убывает почти от 100% объема цемента в центре стяжения до нуля на внешней границе. Наибольший диаметр стяжений около 1 см, средний – 0,5 см. Согласные стяжения имеют форму линз, ориентированных по слоистости (рис. 26). Мощность линз обычно не больше 1 см, длина по слоистости до 20 см. После пережима отдельной линзы оруденение может проследиваться на том же слоевом уровне как цепочка мелких гнездовых стяжений. Главная форма нахождения сульфида меди в линзах – борнит. Форма агрегирования сульфидов в линзах также цементационная, как и в изометричных гнездах. Однако количество борнита может достигать 20% общего объема. Для линз с высоким насыщением характерно появление цементно-брекчиевых и орсольно-трещинных выделений борнита.

Перемещенная природа сульфидных конкреций доказывается соподчиненной связью агрегатов с разными уровнями структурной организации. На зерновом уровне борнит выступает как цемент обломочных зерен в песчанике и является, следовательно, постседиментным образованием. На текстурном уровне представляют интерес закономерности раз-

мещения сферических стяжений. Для них характерно продольное по слоистости и одновременно асимметричное ритмическое в поперечном разрезе распределение. Отдельный ритм в основании представлен песчаником с сеточным цементным выделением борнита и концентрацией последнего до 20%. Над этой зоной располагается зона конкреционного оруденения, в которой количество конкреций борнита в целом постепенно снижается, и у основания вышележащего ритма песчаник безруден.

Одностороннее направление снижения концентрации оруденения кверху отдельного рудного ритма объясняется направленной восходящей миграцией борнита при диагенезе. Градационное распределение конкреций в рамках ритма, мощностью обычно не более 10 см, свидетельствует о сравнительно небольшом вертикальном перемещении борнита и строгой сопряженности его с зоной более густо насыщенного сульфидами рудного слоя в основании разреза ритма. Эта зона играла роль питающей системы, от которой вверх шла миграция борнита.

Послойные ритмированные в разрезе цепи конкреций доказывают, что размещение борнитового оруденения в слоях контролировалось их структурой. В перерывах между сульфидоносными уровнями в песчанике нет никаких признаков рудной вкрапленности.

Образование конкреционных руд происходило в период диагенетически активного состояния песчаной среды, когда главную роль играла вдольслоистая проницаемость. Особенно емким поровым пространством обладали пачки косослоистых песчаников. На вопрос, почему оруденением обогащены только некоторые пачки песчаника, можно ответить предположением, что основной этап перераспределения оруденения был кратковременным периодом после отложения рудоносного песчаника, когда перекрывающий разрез имел незначительную мощность.

К наиболее высококонцентрированному типу руд относится кайменное оруденение в интракластических брекчиях. Литологическая основа этих руд (Намигский участок Удокана) представлена брекчией из обломков черного аргиллит-алевролита в светло-сером грубозернистом песчанике (рис. 27). Обломки имеют плоскую по слоистости форму с изломанными торцами без признаков окатанности. Отсутствует сортировка по размерности обломков. Наряду с досчатыми обломками размером до 0,5 м по удлинению присутствуют обломки размером 2–3 мм. Характерна также пластическая изогнутость обломков как доказательство их деформации на стадии диагенеза. Некоторые большие досчатые обломки имеют признаки размыва на стратиграфически верхнем ограничении, что и определяет их как автохтонные останцы. Эти признаки и однородно аргиллит-алевролитовый состав обломков доказывают интракластическую природу брекчий.

Оруденение в брекчии представлено двумя минерально-морфологическими типами: ритмично-слоистым халькозиновым внутри "досок" аргиллита и кайменным существенно борнитовым на границе обломков аргиллита и песчаного цемента.

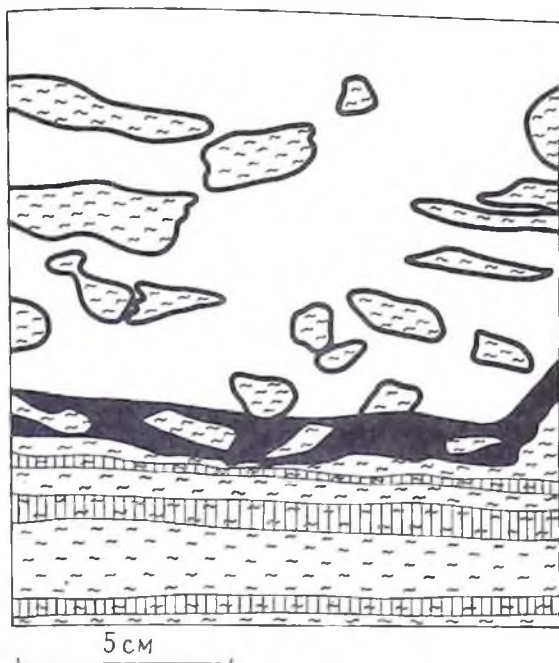


Рис. 27. Борнит-халькозиновое кайменное и цементное (черное) оруденение в седиментно-кластической брекчии в кровле медистого аргиллита. Цемент брекчии гравелит-песчаный (белое). Вкрапленность халькозина и борнита в аргиллите (полная линия) распределена послойно (заштриховано)

Ритмично-слоистое оруденение в аргиллите характеризуется следующими признаками. Рудные слои маркируют границы тонких слоев аргиллита с варьирующей зернистостью и окраской от черного до черного с зеленым оттенком. Мощность рудных слоев в ритмичном слое 0,5–3 мм, нерудных – 1–10 мм. Контрастность границ совершенная.

Как отмечалось, слоистое оруденение халькозиновое с примесью борнита (отношение халькозина к борниту около 10) и более редкого магнетита. Оба сульфида представлены вкрапленностью (размером 0,1–0,01 мм). Количество сульфидов до 20–30% объема рудного слоя. Конкуренция борнита и халькозина проявлена на текстурном уровне. Борнит секционно вытесняет халькозин из прослоев, но борнитовые секции отмечаются только в отдельных слойках. В слоистом рудном аргиллите имеется рассеянное вкрапленное оруденение. Оно почти исключительно борнитовое. Сеть вкрапленного борнита накладывается на халькозиновые слои и носит независимый характер.

Кайменное оруденение в брекчии (см. рис. 27) по минеральному составу практически только борнитовое. Примеси представлены халько-

зином — 10% и магнетитом — 5%. Каймы имеют резкую границу с обломками аргиллита и ветвисто вкрапленную градационную с песчаным цементом. Структура борнитового агрегата грубозернистая цементная. Неправильную цементную форму имеют также зерна магнетита. В качестве цементируемого материала в матриксе брекчий выступают обломки кварца. На границе с крупными "досками" аргиллита и в участках сгущения обломков аргиллита количество борнита достигает 50–70%. Признаков резорбирования аргиллита в этом случае не наблюдается, но в качестве включений в сульфидном агрегате присутствуют эвгедральные зерна кварца (1–2 мм), на порядок крупнее обломков в окружающем песчанике. Эти зерна определяются как регенерированные кристаллы с остаточными обломочными ядрами. Они свидетельствуют об образовании борнитовых каем одновременно с выщелачиванием некоторой части литоматериала песчаника.

Сравнение двух различных структурно-минеральных типов и форм распределения сульфидного медного оруденения в брекчии позволяет сделать заключение об их хронологически приоритетной зависимости; более древнем возрасте ритмично-слоистого оруденения в аргиллите и более молодом — кайменно-цементного вокруг обломков аргиллита. Слоистое оруденение в аргиллите определяется как сингенетичное седиментное по следующим признакам. Тонкослойное выдержанное и запечатанное в аргиллите распределение халькозина. В то же время имеется вкрапленность борнитового состава, распределенная независимо от слоистости. Строение рудных слоев градационное. В каждом слое снизу вверх уменьшается роль и размер алевролитовой обломочной фракции и около верхнего контакта — это плотный однородный аргиллит. Распределение халькозина коррелируется с градацией обломочного материала. Его вкрапленность рассеяна в основном в нижней более грубообломочной половине микрослоя. Вкрапленность борнита противопоставляется халькозиновым слоям как минерализация с другим законом распределения. Возможность объединения ее с кайменно-цементной минерализацией в интракластовой брекчии следует из однотипного борнитового состава сульфида меди в том и другом случаях.

В рассмотренном примере выделяется древнее слоистое и более молодое кайменно-цементное оруденение. Халькозиновый состав первого и борнитовый второго отмечает рост активности сульфидной серы на стадии кайменно-цементного рудоотложения в брекчии. Примесным минералом каем является магнетит, форма выделения которого изоструктурна форме борнита. Парагенезис борнита и магнетита позволяет считать, что борнит характеризует предельно достигавшийся избыток серы, относительно меди, на стадии кайменно-цементного оруденения. Ее концентрация не повышалась до уровня, необходимого для образования халькопирита. Определению ранней стадии как седиментной, поздней — как диагенетической не противоречат структура и распределение сульфидных выделений. Диагенетическое происхождение борнитовой минерализации в брекчии подтверждается двумя признаками: интракласто-

вой природой брекчии и хорошо проявленным кайменным замкнутым типом этой минерализации.

На примере медистых песчаников Удоканского месторождения выделяется два полярных текстурных типа руд: контрастно дифференцированный слоевой и неконтрастный вкрапленный конкреционный. В данном случае контрастность является характеристикой независимо от содержания сульфидов в песчаниках. Слойевая форма определяется как более древняя реликтовая. Над слоем асимметрично кверху образуется постепенно рассеивающийся ореол конкреций. Сам слой также разбивается на цепочку согласных конкреций. Эти признаки фиксируют текстурное и временное смещение оруденения от основания ритма, с концентрированным оруденением, к его кровле, с рассеянными сульфидными микроконкрециями. Структурная рудно-литологическая корреляция проявляется в том, что наиболее контрастно дифференцированные рудные слои характерны для аргиллитов. Одновременно контрастность распределения оруденения снижается для грубозернистого песчаника. Эти различия интерпретируются как признаки большей интенсивности перетложения сульфидов в грубозернистых песчаниках.

Разнообразные вкрапленные слое-, линзо- и брекчиевидные текстурные типы руд в Удоканских медистых песчаниках организованы универсально по типу сростаний сульфидов и нерудной среды. Простейшим выражением этой закономерности является отдельный моно- и полисульфидный вкрапленник. Он представляет собой изолированное изометричное тело, которое комбинируется с окружающей средой одним и тем же способом, не зависящим от гранулометрической вариации среды. Способ выражен в зональном строении эндоконтакта ячейки. Междолинное пространство эндоконтакта реорганизуется по гипидноморфному принципу. Обломочные зерна кварца и полевого шпата на стороне, контактирующей с сульфидами, имеют идиоморфную достройку. Ориентировка идиоморфных головок радиальная. Достроечный наростовой характер головок свидетельствует об их регенерационной природе. Пространство, необходимое для регенерации, носит ограниченный характер. Оно образуется либо за счет ограниченного сокращения объема сульфидного гнезда, либо как реакционная оторочка по периметру растущего сульфидного ядра.

Независимо от возможных генетических моделей, каждый сульфидный вкрапленник представляет собой механически стабильную объемную конструкцию. Такая конструкция не наблюдается в песчаниках вне связи с сульфидами. С этих позиций сульфидные вкрапленники представляют собой аккумулятивные формы с предельно достигнутой, в данных условиях, размерностью. Этим определением признается, что количество центров стяжений оставалось постоянным в период, предшествовавший окончательному оформлению вкрапленности. Признаки выщелачивания сульфидов из гнезд не наблюдаются. Следовательно, гнездово-конкреционной стабильной стадии концентрации сульфидов меди в песчаниках предшествовало состояние с нестабилизированной, в отношении рудных компонентов, структурой.

Общий вывод состоит в том, что для медистых песчаников характерна единая структурная ячейка сульфидов. По отношению к ней нет реликтовых форм. В свою очередь, она не выступает и как более ранняя относительно других. Происхождение ячейки можно связывать с любой диагенной или метаморфогенной консолидацией оруденения. В связи с этим для генетической трактовки медистых песчаников имеют значение только общие формы распределения сульфидов, а не типы их сростания и мелкие формы выделения. Масштабно главными формами выделения сульфидов меди в богатых рудах являются послойно конкреционная и кайменно-брекчиевидная. Обе формы концентрически зональны. Послойные конкреции удлинены вдоль слоистости. Их ядром служит массивная халькозиновая и халькозин-борнитовая руда, насыщенная включениями регенерированного обломочного кварца. От ядра радиально развиты халькозиновые микрожильные апофизы замещения цемента песчаника. Внешний контур таких интерстициальных конкреций сравнительно резкий (см. рис. 26). Эта граница в песчаниках с карбонатным цементом одновременно служит границей типов цемента. В теле конкреций цемент песчаника регенерированный кварцевый, а также поровый гидрослюда. Данные конкреции являются продуктом аутигенной узловой концентрации сульфидов меди.

Фактор, инициирующий узловое отложение сульфидов меди, выявляется на примере конкреций кайменно-брекчиевого типа. Ядром в данном случае служат обломки аргиллита. Как отмечалось, в рудоносных слоях подобного типа все без исключения обломки аргиллита выступают как центры стяжения сульфидов меди.

Оба типа конкреций иллюстрируют контроль аутигенной медно-сульфидной минерализации со стороны разуплотненных аномальных узлов в цементе или представленных включениями аргиллита. Рудоносные аргиллитовые брекчии с высокой концентрацией меди свидетельствуют об исключительно высокой потенциальной способности отдельных песчаных слоев к аутигенному сульфидоосаждению.

Минералого-геохимическим признаком сульфидной ассоциации медистых песчаников является ограниченная вариация в них атомных отношений железа к сере. Ряд этих величин в обычных сульфидах медистых песчаников следующий: 0 — для халькозина, $1/4$ — борнита, $1/2$ — халькопирита и пирита. В целом для Удоканского месторождения характерно преобладание борнита и халькозина. Руды с халькопиритом и пиритом имеют примесное значение. Количественный минеральный состав руд медистых песчаников по данным [12, 18, 42, 43] позволяет утверждать, что борнитовый состав руд присущ для подавляющего большинства месторождений. Только в некоторых рудных залежах мульды Роан главным минералом является халькопирит, и здесь атомное отношение железа к сере достигает $1/2$. Генетическое значение этого отношения рассмотрим для Удоканского месторождения.

Разрез рудных залежей имеет слоистое строение с различной по мощности ритмичностью — от ритмов в первые десятки метров до слоистости

в несколько миллиметров и даже долей миллиметров. Слоистость отбивается по вариации ее типов — косая, линейная, сочетаний гранулометрически разных песчаников, от аргиллитов до гравелитов.

Распределение медистых сульфидов слоистое, независимо от формы их агрегации — микро- или крупноконкреционной, кайменно-цементной в интракластовых брекчиях или микротрещинной. Вместе с тем постоянно присутствующий в песчаниках магнетит распределен с большой степенью независимости относительно сульфидов. Его примесь (до 5% объема) в виде отдельных зерен одинаково типична для сульфидных и бессульфидных слоев: ни в тех, ни в других нет пирита. Можно уверенно считать, что на всех стадиях развития медистых песчаников оксидные минералы железа присутствовали в любой части разреза. В процессе диагенеза некоторая доля железа связывалась с серой в борните, другая, обычно большая, выделялась в виде магнетита. Судя по цементной морфологии зерен магнетита, эта форма железа участвовала в перекристаллизации руд.

Кроме цементного магнетита в грубозернистых песчаниках отмечается терригенный шлиховой магнетит в виде слоев мощностью около 1 мм, редко более. Данные слойки по ряду признаков можно отнести к россыпно-шлиховому типу. Они не ассоциируют с аргиллитовыми слоями. Существует минимально предельный размер зерен магнетита в слойках, равный 0,05 мм. Зерна магнетита угловато-сглаженные по форме и однородные по размеру в одном и том же слое. Шлихи из более мелких зерен как дифференцированные слоевые образования не наблюдаются. Слои магнетитового шлиха всегда избирательно обогащены обломочным сфероном, цирконом и турмалином.

В связи с независимым характером распределения сульфидов и магнетита в разрезе слоистых медистых песчаников необходимо ответить на вопрос, почему в толще и, прежде всего, в ее нерудных слоях отсутствуют сульфидные формы железа типа пирита или пирротина. В соответствии с любой генетической моделью для первичного отложения и регенерации сульфидов меди необходимо было некоторое количество сульфидной серы. На осадочной стадии отложение халькозина и оксидов железа типа гетита может идти независимо, как это наблюдается в рудных илах Атлантик II. Диагенез же происходил в обстановке дополнительного накопления сульфидной серы в рудах, что подтверждается переходом некоторого количества халькозина в борнит. Если даже сульфидная сера была распределена в среде гомогенно, то и в этом случае вне сульфидных слоев могло возникнуть некоторое количество сульфида железа. Причина отсутствия пирита по всему разрезу медистых песчаников может быть только одна: концентрация сульфидной серы никогда не превышала предел, определяемый растворимостью пирита или пирротина. Таким образом, поровые рассолы меденосных осадков в период диагенеза были практически бессернистыми или слабосернистыми. Концентрация сульфидной серы повышалась незначительно, что обеспечивало переход только части халькозина в борнит.

Описанные соотношения приводят к выводу о формировании сульфидов, образующих рудную массу медистых песчаников, вне внутрисластовой среды, не обладавшей на разных стадиях ее развития резервом сульфидной серы.

Рудно-минеральная зональность медистых песчаников и сланцев

Рудная зональность месторождений медистых песчаников и сланцев относится к числу важнейших признаков, используемых для генетической интерпретации. Описание зональности в данной работе приведено с учетом количественной роли рудно-минеральных зон и, тем самым, их удельного веса в запасах меди. При этом подходе генетическая трактовка зональности отвечает биохемогенно-осадочной модели концентрации оруденения. В качестве основных параметров зональности использованы детально изученные месторождения Джезказган, Мансфельд, Муфулира.

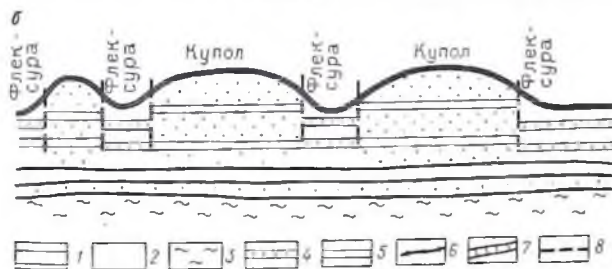
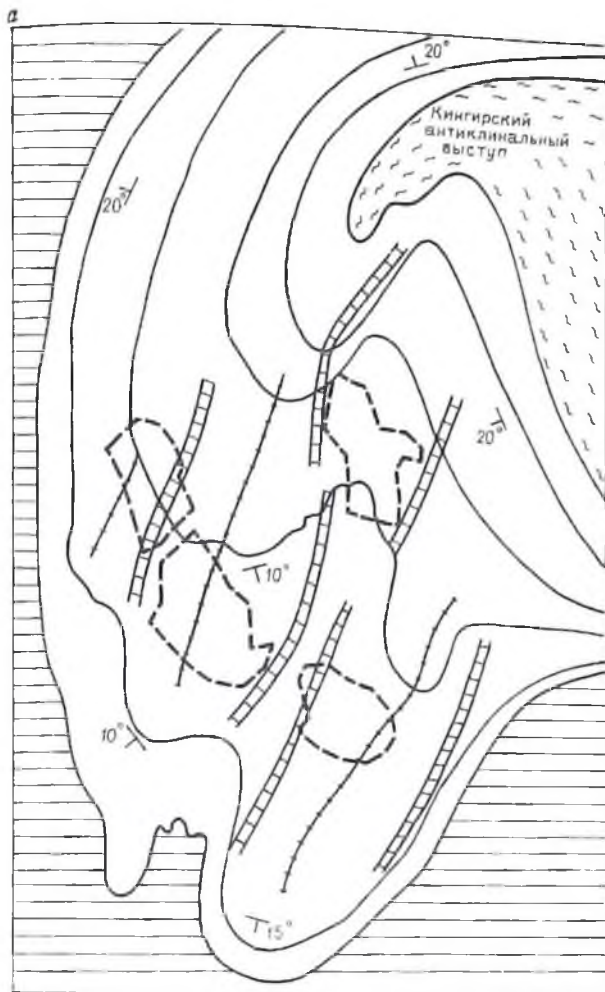
Зональность Джезказгана

Медное оруденение в Джезказгане локализовано в толще терригенных красноцветов среднего – верхнего карбона в виде сотни пластовых и линзовых тел мощностью от 0,5 до 40 м. Площадь оруденения контролируется сопряжением пологой Джезказганской синклинали и Кингирского антиклинального выступа (рис. 28), наследовавшего поднятие в фундаменте. Рудные тела распределены на девяти стратогоризонтах на одной и той же рудоносной площади.

Рудоносные отложения на этой площади образуют две локальные брахиантиклинальные структуры – Крестовскую и Покровскую. Обе антиклинали имеют длину около 6 км и ширину 2,5 км. Вследствие небольшого отношения длины к ширине они были определены К.И. Сатпаевым [27] как купольные структуры. Оба купола и сопровождающие их мелкие складки развивались по типу литогенетических складок дифференциального уплотнения (см. рис. 28, б). К такому заключению приводят следующие данные.

1. Складки имеют асимметричную, так называемую клювообразную форму. Вдоль северо-восточного борта месторождения они опираются на линию Кингирского выступа, и здесь происходит выполаживание скла-

Рис. 28. Распределение рудоносных площадей в асимметричных купольных структурах Джезказганского месторождения (а) и литогенетическая модель клювообразных куполов (б). По данным К.И. Сатпаева, Ю.А. Зайцева, С.Ш. Сейфулина: 1 – надрудная жиделийская свита (пермь); 2 – рудоносная джезказганская свита (карбон); 3 – подрудная кингирская свита (мергели, аргиллиты, алевролиты); 4 – песчаники; 5 – аргиллиты рудоносной свиты; 5 – осевые зоны куполовидных складок; 7 – зоны флексур; 8 – контуры рудных залежей на горизонте 5–1



док. К юго-западу складки более четко проявлены. Но в области максимальной по мощности и площади развития сероцветных рудоносных песчаников складки приобретают вид купольно замыкающихся антиклиналей. Рассматриваемые клювообразные складки не сформировались в результате наследования структур более древнего заложения. Это особенно отчетливо видно на сопряжении Крестовского купола и Кингирской антиклинали. Сравнительно прямолинейное юго-западное крыло Кингирской антиклинали служит опорой почти поперечно ориентированного Крестового антиклинального "ключа" (см. рис. 28). Блоково-глыбовые структурные формы каледонского фундамента, по данным Ю.А. Зайцева, не оказывали никакого влияния на развитие брахиоскладок Джезказганского рудного поля. Распространение куполов на глубину ограничивается стратиграфическими рамками рудоносной толщи. В итоге брахиоскладки, контролирующие оруденение Джезказгана, определяются как структуры, изолированные от тектонических структур крупного порядка как в разрезе, так и латерально. Такая изолированность хорошо соответствует литогенетической модели складкообразования.

2. Морфологической особенностью складок-куполов является комбинирование их с флексурами. Последние выступают как продольные узкие бортовые ограничения куполов. Флексуры развиты на обрамлениях всей комбинации куполов (Карпиенская и Западно-Златоустовская) и по линиям контактов синклинальных прогибов и антиклиналей (Крестовская и Центрально-Златоустовская). Как купола, так и флексурные зоны представляют собой изолированные образования и не развиваются ни на глубину, ни по латерали за пределы клювообразных выступов. Это позволяет считать флексуры генетически и хронологически сопряженными с куполами. Данное сочетание отличает литогенетические складки уплотнения в толщах с контрастной сменой пород.

3. По данным К.И. Сатпаева, С.Ш. Сейфулина, Ю.А. Зайцева, И.П. Дружинина, В.А. Шутова и др., брахиантиклинальные складки-купола и их юго-западные периклинальные выступы находятся на площадях с максимальной мощностью серых рудоносных песчаников, известных в литературе как литологические окна. Рассмотрим Крестовский купол. Складчатый изгиб слоистости в куполе быстро выполаживается к северо-востоку при приближении к крылу Кингирской антиклинали. Вырождение происходит в зоне смены преимущественно сероцветной толщи с равноценным чередованием красноцветов и сероцветов или с преобладанием красноцветов. При оценке литологического различия пород, как фактора образования складок уплотнения, отметим следующее. Красноцветные члены рудоносной свиты относятся к более мелкодисперсным осадкам, чем сероцветные. Первые — это обычно глинистые алевролиты и песчаники, вторые — грубозернистые песчаники. Последние даже на стадии песков относятся к осадкам, не подверженным значительному уплотнению. Глинистые осадки, наоборот, представляют собой образования, в кото-

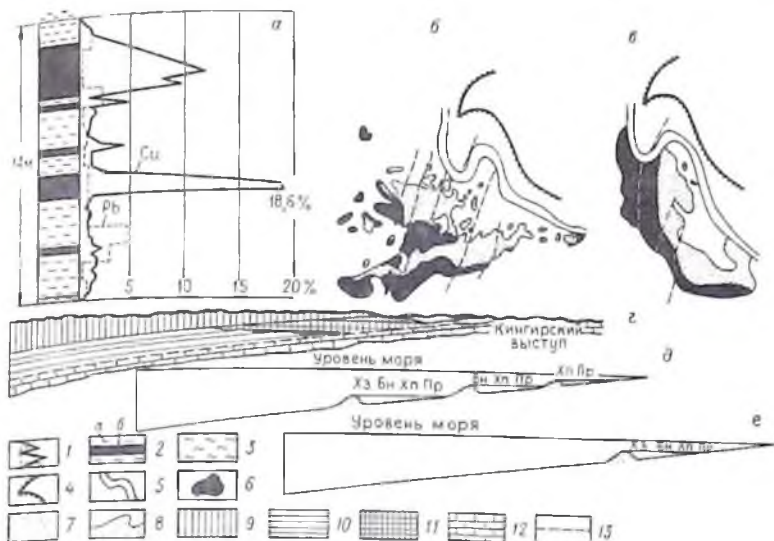


Рис. 29. Рудная зональность Джекказгана. По данным Ю.В. Богданова, А.М. Лурье, Г.Д. Младенцева, Л.Ф. Наркелюна, К.И. Сатпаева и др.

a – пример ритмично-слоистого распределения меди и свинца, *б, в* – схемы рудной зональности на верхних (*б*, гор. 6) и нижних (*в*, гор. 2) горизонтах, *z* – распределение медного оруденения в разрезе продуктивных свиты, *д, е* – рудоконтролирующие баровые депрессии авандельты верхних (*д*) и нижних (*е*) рудных горизонтов.

1 – содержания меди и свинца; 2 – бедные (*a*) и богатые (*б*) слои медистого песчаника; 3 – красный алевролит; 4 – линия Кингирского палеоберегового выступа; 5 – выходы рудоносных горизонтов на современную эрозионную поверхность; 6 – проекции халькозин-борнитовых руд; 7 – проекции халькопиритового и галенитового оруденения в медистых песчаниках; 8 – баровые образования авандельты; 9 – красноцветная глинисто-алевролитовая нижнепермская свита; 10 – рудоносная толща песчаников, алевролитов и аргиллитов среднего-верхнего карбона; 11 – область распространения промышленного оруденения в разрезе продуктивной толщи; 12 – известняки, аргиллиты и алевролиты нижнего карбоната; 13 – граница Кингирского палеовыступа в разрезе

рых проявляется значительное диагенетическое уплотнение. В итоге ядра куполов с господствующей ролью в них серых песчаников выступают как блоки ранней литификации. Тем самым, они играли роль ядер литогенетических складок уплотнения.

Рудная зональность Джекказганского месторождения выражена на трех структурно-морфологических уровнях: месторождение в целом, отдельные рудные залежи и мелкие ритмы внутри горизонтов. Зональность мелких ритмов (мощность 1–2 м), описанная К.И. Сатпаевым [27] для залежи Кресто-9, характеризуется ритмичной вариацией содержания меди и свинца в разрезе. При этом закономерна несовпаемость в разрезе ритмов максимумов содержания меди и свинца (рис. 29, *a*).

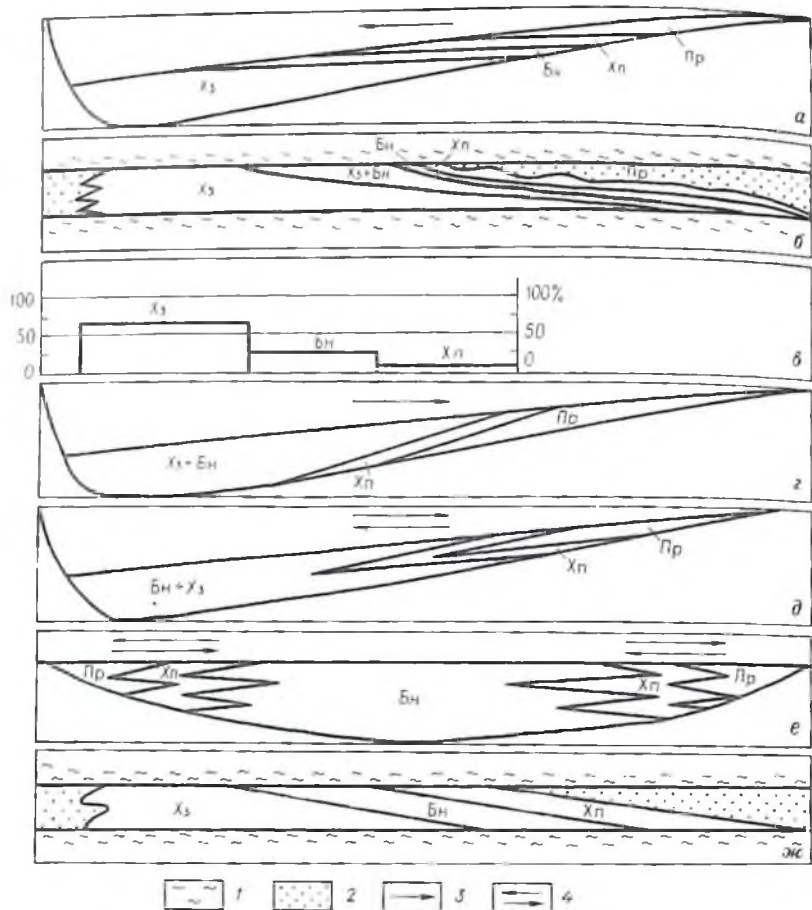


Рис. 30. Геометрические типы рудно-минеральной зональности крупных месторождений медистых песчаников:

a – асимметричная перекрывающаяся регрессивная зональность рудных залежей Джезказганского типа; *б* – разрез рудной залежи Покро-3, Джезказган, по Л.Ф. Наркелюну; *в* – распределение запасов меди Джезказгана по минеральным типам руд, по Г.Д. Младенцеву; *г* – асимметричный подстилающий трансгрессивный тип зональности месторождения Роши, по Ф. Мендельсону; *д* – асимметричный инверсионный тип зональности месторождения Нкана, по [14]; *е* – симметричный полиасцидентный пальцующийся тип зональности месторождения Муфулира, по У. Гарлику; *ж* – вариации размеров ядерной и боковых зон в разрезе рудной залежи.

Хз – халькозиновая, Бн – борнитовая, Хп – халькопиритовая, Пр – пиритовая; 1 – красные глинистые песчаники и алевролиты; 2 – серые песчаники с вкрапленностью пирита, 3, 4 – направление смещения зон при накоплении рудных тел (3 – для моноасцидентного, 4 – полиасцидентного инверсионного типа зональности)

В описаниях зональности Джезказгана [7, 12, 21, 27] фигурирует зональность рудоносных горизонтов, в составе которых обычно имеется одна крупная рудная залежь. Зональность месторождения в целом представляет собой интегральную схему зональности всех рудных горизонтов и отображает многоэтажное стратиграфически контролируемое распределение оруденения для рудоносной формации в целом.

По данным рудничной геологической службы и опубликованных работ по Джезказгану обобщается следующее. Рудные залежи, локализованные в пластах серых песчаников, в почве и кровле могут иметь четкие геологические границы вследствие совпадения с литостратиграфическими границами. Но в то же время фланговые границы литологически не контролируются, и оруденение выклинивается внутри рудоносного пласта. Принятым показателем зональности месторождений служит интенсивный показатель — чередование минеральных форм компонентов. Очередность распределения минеральных зон относительно к палеогеографическим границам в Джезказгане та же, что и в медистых песчаниках вообще. Но обычный сульфидный ряд дополняется галенитом и по Л.Ф. Наркелюну и Г.Д. Младенцеву имеет вид: 1) халькозин, 2) халькозин + борнит, 3) халькопирит + галенит, 4) пирит. Галенит внутри халькопиритовой зоны находится на границе борнит — халькопирит.

С точки зрения второго экстенсивного показателя — распределения запасов руд — зональность Джезказгана обычно не рассматривается. Вместе с тем именно масштабный фактор должен быть положен в основу геолого-генетического анализа. Согласно статистически обоснованным данным Г.Д. Младенцева, в Джезказганском месторождении запасы меди распределены по минеральным зонам следующим образом: халькозиновая — 55%, борнитовая — 35—40%, халькопиритовая — около 7%. Соотношение, близкое к этому, приводится Л.Ф. Наркелюном и др. [21] для Удоканского месторождения: халькозин — 65%, борнит — 25%, халькопирит — 10%.

Сравнение запасов минеральных зон приводит к выводу, что отложение практически всей массы меди происходило в геохимически стабильной обстановке, отвечающей халькозиновой и халькозин-борнитовой зонам. Переход от этой обстановки к обстановкам с бедным рудным или кларковым накоплением меди носит контрастный характер. По запасам меди халькопиритовое оруденение представляет собой незначительный ореол вокруг рудных залежей, в котором сосредоточена одна десятая часть запасов меди. В разрезе этот ореол представляет собой тонкий прерывистый покров, хотя площадь его может иметь значительные размеры (рис. 30, б).

Строение халькопиритовых ореолов в плане отличается мелкой островной расчлененностью. "Островные" фрагменты халькопиритовых руд ложатся непосредственно на безрудные осадки почвы рудных залежей. Таким образом, в общем профиле рудных залежей (см. рис. 30, д) халькопиритовые руды обособляются как депрессии — линзы, второстепенные по запасам руд. Линзы локализованы вокруг центров отложения

главного по запасам и высокой концентрации меди халькозин-борнитового типа руд и смещены на палеосхемах в сторону берега в более мелководную часть бассейна (см. рис. 30, б).

Согласно И.П. Дружинину генетической особенностью рудных залежей Джекказгана является размещение их во впадинах на площади аванделты. Согласно отмеченному статистическому распределению минеральных видов руд можно утверждать, что осевые области впадин на 90% заполнялись халькозиновым и халькозин-борнитовым оруденением. Халькопиритовая, а также галенитовая и пиритовая минерализация отлагались на обрамлении рудоносных впадин и в мелких углублениях. Как отмечалось, количественно оруденение халькопирит-галенит-пиритового ореола содержит меди 10%. Содержание галенита и пирита в них низкое. Эти признаки указывают, что для рудных залежей Джекказгана существует четкий батиметрический контроль оруденения и рудной зональности в целом. Оруденение локализовано во впадинах ниже общего уровня дна бассейна и представлено в основном халькозином и борнитом. На бортах впадин оно вырождается в убогие халькопирит-галенит-пиритовые руды. Обе закономерности характерны для месторождений Замбии, Мансфельда и других районов развития медистых песчаников и сланцев, описываемых далее. Общая формулировка закономерности следующая. Самые нижние положения в рудоносном осадочном бассейне занимают наиболее концентрированные руды с направленностью чередования минеральных зон по батиметрическим уровням снизу вверх: халькозиновая, борнитовая, халькопиритовая, пиритовая.

Характерный признак зональности Джекказгана — асимметрия. Она проявлена в рудных залежах всех горизонтов и заключается в одностороннем смещении, в плане, юго-западном расположении зоны халькозин-борнитовых руд и размещении халькопирит-пиритовых зон только в северо-восточной части рудоносной площади. Относительно палеоландшафтной обстановки халькозин-борнитовые зоны всех рудных горизонтов смещены в сторону бассейна, халькопиритовые и пиритовые к береговой, более мелководной полосе. К палеогеографическим факторам, определяющим асимметрию зональности, В.Д. Шутов, И.П. Дружинин относят контроль площадей отложения руд барами аванделты. Таким образом, асимметрия рудных залежей повторяет и наследует асимметрию палеорельефа береговой области бассейна. В разрезе последней на площади рудной залежи именно приборовая часть является наиболее глубоководной. Ей как раз и соответствуют руды с наиболее высокой концентрацией меди. Рельеф приборовой депрессии в сторону берега пологий, в сторону вершины бара — крутой.

Площади халькопиритовой и пиритовой зон, окаймляющие центральную халькозин-борнитовую область, будут резко увеличенными на пологом береговом склоне и, наоборот, иметь незначительные размеры на склоне бара. При условии возвратно-поступательной миграции границ зон зональность на крутом береговом склоне может не сохраниться вообще.

Асимметрия зональности в Джекказгане имеет контрастный характер. Оруденение ограничивается по принципу резкого притыкания к предполагаемому песчаному бару. Сходный тип окончания рудных тел держанием меди от 2 до 10% резко прислонены к песчаному донному валику. Оруденение практически совершенно не проникает в лунные песчаники. Содержание меди в последних 0,1–0,2%. Таким образом, примыкание характеризуется обрывистым, более чем двадцатикратным снижением концентрации меди. "Тупое" примыкание в рудных залежах Джекказгане представляет интерес в связи с тем, что и баровый, и рудоносный песчаник для впадины не отличаются, как породы существенным образом друг от друга. Логическое объяснение экранирования оруденения баром может быть только одно: в период осаднения руд бары существовали как крутосклонные ограничения рудоседиментной депрессии.

Таблица 10

Химический состав (в %) и распределение форм железа в медистых песчаниках Джекказгана. По Л.Ф. Наркелюну и И.П. Дружинину

Компоненты	Красный алеврит	Красный песчаник	Серый с красным оттенком песчаник	Серый песчаник
SiO ₂	60,14	69,18	73,47	72,15
TiO ₂	0,66	0,58	0,55	0,35
Al ₂ O ₃	18,40	11,51	11,30	8,55
Fe ₂ O ₃	3,80	3,43	1,96	0,60
FeO	2,34	1,13	2,30	1,29
CaO	3,20	4,29	1,95	5,98
MgO	1,53	0,60	0,31	0,34
MnO	0,07	1,13	0,07	0,22
Na ₂ O	2,01	3,24	2,62	2,11
K ₂ O	3,35	1,21	1,26	0,94
P ₂ O ₅	0,53	0,43	0,68	0,45
H ₂ O ⁺	2,51	1,34	2,04	2,20
H ₂ O ⁻	0,54	0,10	0,12	0,12
CO ₂	2,60	3,24	1,14	4,50
C	0,01	—	0,03	—
S	—	0,01	—	0,10
Cl	0,20	0,48	—	0,07
Сумма	101,89	101,90	99,80	99,97
Fe _{общ.}	4,60	2,60	2,55	1,65
Fe ²⁺ карб. и силик. относит.	41,6	38,5	84,0	92,5
Fe ³⁺ относит.	58,4	61,5	11,4	7,5
Fe ²⁺ шпритт. относит.	—	—	4,6	—

Пиритная зона на Джекказганском месторождении выделяется как поле сероцветных песчаников рудоносных горизонтов, окружающее рудные залежи. Практически единственным сульфидом в них является пирит. Количественно, по Л.Ф. Наркелюну, это убогая вкрапленность. По химическим анализам (табл. 10) содержание пиритного железа в рудоносных песчаниках колеблется от 0,01 до 0,2% при общем содержании железа от 1,65% до 3,65%.

Сравнение количества и формы железа в красноцветных и сероцветных песчаниках Джеказганской свиты выявляет следующее. Содержание железа в красноцветных аргиллитах, алевролитах и песчаниках (см. табл. 10) в общем выше, чем в сероцветных аналогах, примерно на 1,1–1,5%. При этом собственно в рудоносных песчаниках количество железа минимальное и равно 2,36%, в безрудных оно повышается до 2,90%. Фоновое содержание в красноцветных песчаниках около 4%. Понижение содержания железа в серых песчаниках интерпретируется либо как выщелачивание железа при постседиментных преобразованиях, либо как несвязывание всего осадочного железа на седиментной стадии.

Независимо от конкретных моделей поведения железа, общая направленность при образовании сероцветов состоит в снижении содержания железа по сравнению с фоновыми красноцветными осадками. Одновременно со снижением изменяются соотношения карбонатно-силикатной, оксидной и пиритной форм железа. Относительное содержание карбонатно-силикатной формы резко возрастает, абсолютные значения остаются постоянными, что подтверждено следующими данными. Среднее содержание общего железа в красном алевролите 4,6%, из него 41,6% приходится на железо, связанное в силикатной и оксидной форме. На карбонатно-силикатную форму приходится 1,93% валового состава породы. Для серого алевролита эти содержания имеют значения: железа всего 2,55%, из него силикатно-карбонатного 2,14%. При снижении общего железа в сероцветных песчаниках в полтора раза содержание силикатного и карбонатного железа сохраняется постоянным и равно около 2% в красных и серых песчаниках. Таким образом, снижение общего количества железа от красноцветных к сероцветным песчаникам происходит за счет оксидной и пиритной форм.

Зона сероцветных песчаников в целом представляет область снижения количества той части железа, которая фиксируется в виде самостоятельных минералов (пирит, гетит). Это связано с восстановлением оксидного железа и выносом растворимой двухвалентной формы. Одной из причин выноса был дефицит сульфидной серы и кислорода. Из различия содержания и форм железа в красноцветных и серых песчаниках следует, что в сероцветной обстановке происходило выщелачивание железа. Выщелачивание охватывало ореол вокруг рудных залежей. За пределами этих ореолов изменений не было.

Отложение в виде пирита только малой части двухвалентного железа свидетельствует об исключительно низкой концентрации сероводорода при рудоотложении. Оболение песчаников локализовано вокруг рудных

залежей. Но тогда причины высококонцентрированного и объемного по значимости отложения меди определяются как наследование медно-рудными залежами полей более высокой концентрации сероводорода в общем регионе красноцветной седиментации.

В процессе обеления рудоносных песчаников железо выносятся, а медь отлагается и накапливается. Такие соотношения определяют обеление как ореолы вокруг депрессий накопления меди. Серноколчеданный процесс не носит прогрессивный накопительный характер, наоборот, выражена тенденция к выщелачиванию железа по сравнению с фоновым содержанием в красноцветных породах. Схема процесса сводится к восстановлению трехвалентного железа и затем рассеиванию двухвалентного. Восстановителем могло быть органическое вещество. Но восстановление протекало в условиях очень слабого сульфидного процесса, так как не заканчивалось накоплением пирита.

Зональность Мансфельда

Медистые сланцы в основании цехштейна (пермь) являются крупнейшим в Европе скоплением цветных металлов. Сланцы распространены на юго-востоке Великобритании, в Нидерландах, ФРГ, ГДР, ПНР и СССР. К детально изученным рудным районам относится Мансфельдская мульда в ГДР, а также районы Рихельсдорф в ФРГ и Нижней Силезии в ПНР [48].

Рудный слой в Мансфельде мощностью 30–40 см подстилается известковыми песчаниками красного лежня — аркозами и аргиллитами. Медистый слой — это черный битуминозный сульфидсодержащий мергель с 50% кварца и серицита, 30% кальцита и доломита, 10% сульфидов и 10% битумов. Снизу вверх роль карбоната увеличивается, битума и глины уменьшается (рис. 31). Битум определяется Г. Шнейдерхоном как антрацитоподобный углерод. Кровлей рудного сланца служит серый известняк.

Зональность месторождений медистых песчаников Мансфельдской мульды образуется распределением трех основных металлов — меди, свинца и цинка. Чередование максимумов концентраций в последовательности: медь, свинец, цинк, выражено в асимметрично вертикальном разрезе рудного слоя и на площади мульды (см. рис. 31).

Вертикальная зональность проявлена в слое рудного сланца мощностью около 40 см. Согласно графикам Г. Рихтера, поведение меди, свинца и цинка различается следующим образом. Кривая меди асимметрична. Содержание меди резко растет в основании цехштейна и постепенно снижается кверху. Асимметрия кривых свинца и цинка уменьшается в последовательности от свинца к цинку. Для цинка график приобретает вполне симметричное строение. Данный закон распределения трех металлов в разрезе пласта можно интерпретировать как проявление буферной, по общему металлосодержанию, тенденции со стороны свинца и цинка в связи с нарастанием дефицита меди. Однако такое взаимодей-

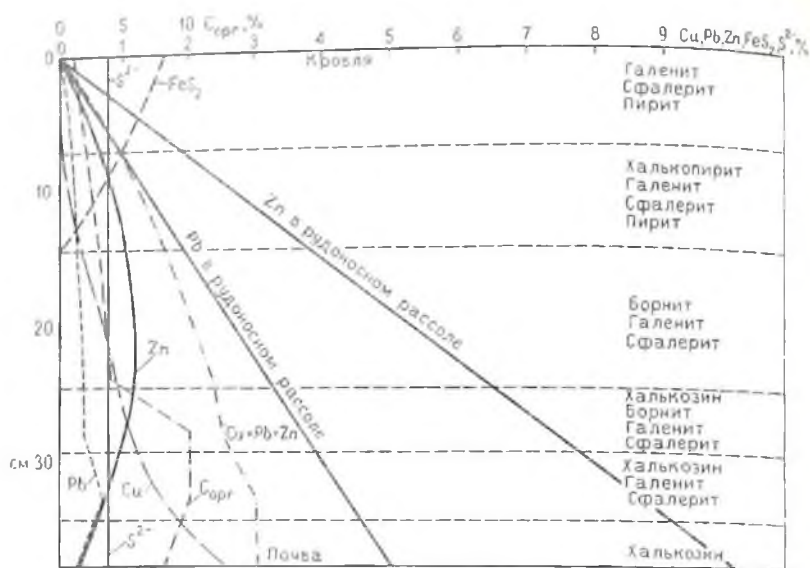


Рис. 31. Эволюция рудоносного рассола и распределение меди, свинца, цинка и $S_{орг}$ в разрезе рудного пласта Мансфельда.

Нормативная минеральная зональность, содержание шприта и относительные концентрации свинца и цинка в рудоносном рассоле рассчитаны при условии постоянной концентрации сульфид-иона. При построении диаграммы использованы данные Л. Блумана, Н. Страхова, Г. Тишендорфа

стве в целом происходит в условиях общего снижения содержания всех трех металлов. Следует отметить, что направленность вариации графиков не учитывает тонкую литологическую слоистость рудного пласта.

Генетически важным признаком вертикальной зональности является соотношение рудных зон и содержания $S_{орг}$ в цехштейне. По Е.Каушу, содержание $S_{орг}$ варьирует с 10% в основании до 2% в верхней части разреза. При этом в нижних примерно 10–15 см разреза снижение содержания меди происходит от 2,5 до 1% при постоянном содержании $S_{орг}$ около 10%. Таким образом, корреляции содержаний меди и $S_{орг}$ в разрезе отложений цехштейна нет. Более того, максимальные концентрации меди приходятся местами на обеленные песчанистые слои основания, практически не содержащие $S_{орг}$. Для оснований же, по мощности, части разреза количество $S_{орг}$ превосходит количество сульфидов. Для Мансфельда можно утверждать, что на зональное распределение в разрезе меди и других металлов концентрация $S_{орг}$ в осадке не оказывала влияния и обычно была избыточной.

Горизонтальная зональность проявлена на двух масштабных уровнях. Первый, локальный, характеризуется распределением содержаний меди в пределах месторождений в Мансфельдской мулде, второй, региональный, выражен как смещение относительно друг друга площадей мак-

симальных накоплений меди, свинца, цинка в региональном масштабе. Зональность в Рихельсдорфских горах имеет концентрическую структуру. Эта особенность была отмечена Г. Шнейдерхеном и позже Н.М. Страховым как приуроченность наибольших концентраций медных руд к депрессионным участкам рельефа дна. При этом не имеет значения, какого генезиса были эти депрессии. В целом закономерность формулируется как зависимость содержания меди от палеобатиметрии дна и рудоносных впадин в частности.

При незначительной вариации мощности пласта меденосного сланца в более глубоких впадинах концентрация меди максимальная; на террасах этих впадин — минимальная. Вариации отмечаются от 5 до 1% и менее.

Региональная горизонтальная зональность оруденения Мансфельдской мульды выражается в пространственном разобщении медных и полиметаллических рудных залежей. Данная зональность описана Г. Рихтером и Е. Каушем для Гарца. Залежи медных руд распределены локально в пределах общей площади развития медистых сланцев. Места локализации меди контролируются выступами вариссийского фундамента и примыкают вплотную к ним. Вне границ выступов содержания меди выше 1% не обнаруживаются. Рудопроявления свинца в Мансфельдской мульде образуют более внешний пояс относительно меди. Еще далее в сторону центральной части мульды отмечаются области повышенных концентраций цинка.

Масштабность зональности Мансфельдской мульды характеризуется следующими данными Н.М. Страхова. На площади мульды 20000 км² в слое медистого сланца сосредоточено 50 млн. т меди, 200 млн. т цинка и 100 млн. т свинца. Хотя по типу концентрированного оруденения месторождения носят медный профиль, по общим масштабам накопленных металлов оруденение полиметаллическое и даже в большей степени свинцовое и цинковое, чем медное. Но свинцовое и цинковое оруденение проявилось как рассеянное, распределенное на более широкой площади, вокруг выступов древнего фундамента. При этом накопления цинка смещены дальше в сторону бассейна, чем свинца. Оба типа смещения оруденения — латеральное и вертикальное — в Мансфельдской мульде относятся к асимметричному векторному типу. Смещение максимумов оруденения осуществляется в одном и том же литологически однотипном горизонте.

Комбинированная схема зональности может служить основой динамической хронофациальной модели рудообразования. Размещение основных накоплений меди, свинца и цинка на площади мульды соответствует прогрессивной стадии концентрации оруденения. Порядок чередования максимальных концентраций меди, свинца и цинка в разрезе на меденосных площадях означает вырождение оруденения во времени.

Генетическая трактовка смены вещественного состава оруденения в разрезе медных залежей типа залежей Рихельсдорфских гор должна учитывать общие масштабы накопления меди, свинца и цинка в мульде

– 50, 100 и 200 млн. т соответственно. Отношение запасов, видимо, близко отражает соотношения этих металлов в рудоносных растворах (1:2:4). Следовательно, если бы растворы разгружались на одной и той же площади полностью и одновременно, то в разрезе компоненты были бы распределены примерно в этих соотношениях. В действительности только в верхней части медистого сланца можно найти стратоеуровни с содержанием металлов, близким к этим соотношениям. Отсюда следует, что только на регрессивной стадии в разрезе меденосных впадин происходило отложение всей суммы металлов в количественных соотношениях, соответствующих концентрациям в растворах. Но это означает, что при формировании нижней части разреза цехштейна происходило избирательное осаждение меди из растворов, в которых содержание свинца и цинка было многократно большим. Отложение свинца и цинка происходило на площадях, смещенных в сторону бассейна. Причиной смещения может быть только одно – дефицит осаждающего компонента – сульфидной серы. Но в то же время дефицит нельзя связывать с валовым содержанием $S_{орг}$, так как количество последнего при накоплении осадков цехштейна было избыточным.

Генетические особенности зональности Мансфельда выявляются при сравнении с зональностью медистых песчаников Джекказганского типа. Имя много сходства друг с другом, они резко различны по соотношению вертикального и латерального размаха рудоносности. В Мансфельде отношение мощности рудного пласта к рудоносной площади очень низкое: 0,5 м : 20000 км². В Джекказгане этот показатель на много порядков больше. Сходство месторождений обоих типов – в сопряженном характере медного и свинцово-цинкового оруденения. Вместе с тем в месторождениях медистых песчаников и сланцев свинцово-цинковое оруденение смещено в ореольную часть месторождений с рассеянным оруденением и не образует высоких концентраций вообще. Соотношения между типами руд формируются по принципу фациальной зональности [32].

Различие Мансфельдской и Джекказганской систем зональности проявляется в их размерности. Сравнительным показателем размерности выступает не столько площадь, сколько интервал оруденения в разрезе. Площади оруденения в обоих случаях достаточно велики. Но в Мансфельде система запечатана в слое цехштейна мощностью менее 1 м. Гомогенизация системы при таких параметрах рудного пласта, как основное условие связанного зонального распределения металлов, могла достигаться только в обстановке осадочного способа концентрации оруденения.

В любой части разреза рудного пласта в Мансфельде содержание углеродистого вещества высокое. Этот фактор не влияет на дифференцированное распределение цветных металлов. Данное заключение подходит и к Джекказгану. Но здесь дифференциация проявлена, наоборот, при незначительной примеси или даже отсутствии $S_{орг}$ в медистых песчаниках.

Зональность Муфулиры

Муфулира — крупнейшее месторождение Центрально-Африканского пояса медистых песчаников (282 млн. т руды с 3,42% меди). Оруденение проявлено на трех горизонтах нижнепротерозойских кварцитов и представлено рудными телами (сверху вниз): А, В, С. Зональность наиболее крупного тела С характеризуется наличием трех — восточного, центрального и западного полей высоких концентраций меди (рис. 32). Каждое поле приурочено к отдельной конседиментной депрессии [18, 42].

Поля имеют концентрическую зональность (см. рис. 32, а). Особенно четко это наблюдается в западной впадине. Около 90% рудной массы приходится на борнитовые руды в центральной мощной части этой впадины. По периферии впадины наблюдается одновременно прогрессивное уменьшение мощности рудной линзы, смена минеральных зон от борнитовой через борнит-халькопиритовую и халькопиритовую к пиритовой и падение содержания меди.

При совмещении карт зональности с элементами палеорельфа видно, что рудоносные контуры контролируются контурами впадин палеорельфа. Глубина впадин определяется не более 100 м. Границы рудных залежей приходятся на выступы гранитов и других пород фундамента рудоносной формации. У. Гарликом доказано, что максимальные рудные накопления приходятся на глубокие части депрессий, выклинивание — на участки поднятий. Отсюда важнейшим морфогенетическим признаком зональности является ее центробежное и одновременно вертикальное смещение в палеорельфе в порядке (снизу вверх от центра наружу) от борнитовой к пиритовой зоне. В том же направлении происходит количественное вырождение зон.

В целом в разрезе депрессий рудно-минеральные зоны контролируются палеогоризонтальными поверхностями, вертикальное расстояние между которыми прогрессивно уменьшается вверх. С позиций этой трактовки зональности просто объясняются окна в общем поле медных руд (см. рис. 32, а). Окна концентрически зональны, но с обратным распределением зон относительно впадин. Как отмечено У. Гарликом, окна приходятся на линейные или неправильные выступы палеорельфа. Дно бассейна здесь было на высоте, достигавшей пиритного уровня (см. рис. 30, е и 32, а).

При изучении природы зональности Муфулиры важное значение имеют: 1) впадинный концентрический тип зональности; 2) отложение более высокосернистых минералов, в частности пирита, в краевых и тем самым гипсометрически более верхних зонах впадин. Концентрический характер распределения рудных минералов не требует привязки зональности к общей береговой линии палеобассейна.

Отношение серы к металлу (халькозин — 1/2, борнит — 2/3, халькопирит — 1/1, пирит — 2/1) носит стабильный характер для залежей одного и того же горизонта. Но эта стабильность нарушается от горизонта к

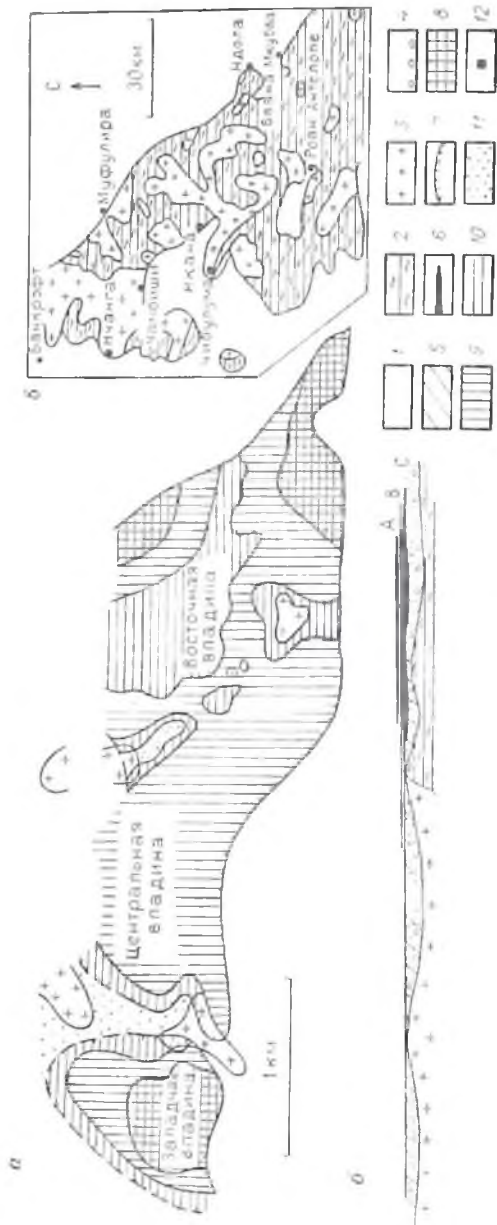


Рис. 32. Владимиро-концентрическая рудная зональность Муфулиры (а — план, б — разрез) и распределение пород основания и месторождений в медном поясе Замбии (с) [18]:
 1 — рудоносная кварцит-аргиллитовая формация Катанга (нижний протерозой); 2 — метаморфические сланцы Лувубу (архей); 3 — граниты; 4 — конгломераты рудоносной формации; 5 — кварциты по золотым песчанкам; 6 — рудные залежи (А, В, С); 7 — граница промышленного контура на плане рудного тела С; 8-11 — площади распространения сульфидов меди (8 — преобладает борнит, 9 — содержание борнита больше или равно содержанию халькопирита, 10 — преобладает халькопирит, 11 — преобладает шпирит); 12 — крупнейшие месторождения медистых песчаников

горизонту. На Муфулире тело С — халькопирит-борнитовое, тело В — существенно борнитовое, тело А — халькозиновое. В то же время тело С несет в себе главную массу оруденения. Удельные содержания меди при этом не различаются от горизонта к горизонту, существенным образом и, следовательно, не зависят от преобладающей в данном рудном теле минеральной меденосной формы. Это доказывает, что для меди существует относительно широкий предел концентраций сульфидной серы, при котором количественно она может осаждаться стабильно, а концентрация меди в осадке слабо зависит от количества серы и железа.

С точки зрения рассольно-осадочной модели Атлантис-II главным фактором осаждения меди выступает концентрация сульфид-иона. При отложении медных сульфидов в Муфулире эта концентрация не опускалась ниже необходимой для осаждения в рудной залежи А всей меди в виде халькозина. Вместе с тем в Атлантис-II дефицит сульфид-иона не приостановил осаждение железа в виде глинистых и оксидных форм.

Зональность оруденения в рудоносных палеовпадинах имеет следующие фациально-хроностратиграфические признаки. Фациальное скольжение зон выражено в смене от центральной глубокой части отдельной депрессии к ее бортам богатого медного оруденения бедным, временное скольжение — сменой оруденения в том же порядке снизу вверх по разрезу. Фациальные признаки зональности полностью могут быть объяснены моделью рудообразования во впадине Атлантис-II. Направленное смещение в разрезе следует связывать с регрессией — выполаживанием рудоносных впадин.

Впадино-концентрическая структура отчетливо проявлена в двух других крупнейших месторождениях Замбии — Нчанге и Нкане [18]. В Нчанге (179,47 млн т руды, 4,63% — среднее содержание меди) руды локализованы во впадинах около выступов древних гранитов. Выклинивание оруденения внутри одного и того же рудоносного горизонта Нчанга-Уэст происходит строго над апикальными выступами гранитов. При этом над последними уменьшаются, вплоть до выклинивания, мощности пород грубозернистых фаший основания (аркозы), но вышезалегающие глинистые (полосчатые) сланцы одинаково представлены как в меденосной, так и в нерудной апикальной части.

Оруденение охватывает во впадинах любые породы — от аркозов до сланцев. На поднятиях, в области пережима оно представлено только пиритом в виде рассеянной вкрапленности. Исключительно крупные накопления сульфидов меди, как это можно видеть на примере залежи Нчанга-Уэст, произошли на площади около 1 км² при мощности залежи около 50 м. Вместе с тем процесс исключительной интенсивности меденосности контрастно обрывался на площадях, соответствующих проекции выступов фундамента. Таким образом, как и в Муфулире, пиритная зона отесняется на верхние батиметрические уровни депрессий с более окислительным состоянием и носит явно фоновый рассеянный характер. Медное оруденение не подчинено какой-либо определенной лито-

логической разности пород, и в различных частях впадины оно локализуется, захватывая верхние части аркозов.

К разновидности впадинной концентрической зональности относится рудное тело Чамбиши-Майн. Здесь по мере смещения рудной залежи на вершину гранитного выступа происходит выклинивание оруденения и одновременно падение концентрации меди от среднего содержания 3,17 до 0,02%. Однако в самой верхней части пирит не проявляется, и минерализация представлена рассеянными халькопиритом и борнитом. Пиритная зона занимает нормальное верхнее положение, но смещена к противоположному (в сторону открытого моря) борту впадины. Тем самым, здесь наблюдается один из случаев асимметричного смещения пиритной зоны. Но в то же время впадинно-концентрическая морфология зональности отчетливо выражена по распределению запасов меди.

В целом на месторождениях Центрально-Африканского медного пояса отчетливо проявлен контроль концентрации меди впадинными формами рельефа. Руды залежей с одним и тем же средним содержанием меди и сходными запасами и размерами могут быть представлены различными видами основного сульфида — носителя меди. В Муфулире — это халькопирит в залежи С, борнит в залежи Б, в залежи Чамбиши-Майн — это борнит. Отсюда следует, что нет зависимости между минеральными формами и масштабами концентрации оруденения. Количественно главная форма может быть выражена в различных рудных телах халькопиритом, борнитом или халькозинном.

Факт минеральной специализации рудных тел, проявившийся в тенденции к мономинеральному выражению запасов меди, может быть объяснен на основе изохимического рудоотложения в рамках данной впадины. Распределение сульфидных зон в рудоносных депрессиях контролируется батиметрическими уровнями. При этом характерно самое верхнее положение пиритной зоны на площадях депрессий с более высокой активностью кислорода.

Структурно-фациальные типы зональности медистых песчаников

Определение рудной зональности медистых песчаников как зональности фациального типа не противоречит любому из существующих генетических представлений, так как минеральные вариации оруденения при любой трактовке относятся к одному и тому же рудогенному циклу. Структура зональности составляется следующими основными параметрами: объемом и, соответственно, запасами руд, формой и направлением наклона минеральных зон относительно склонов рудоносных палеодепрессий.

Относительный объем зон оценивается по роли запасов минерального типа в общих запасах рудной залежи. Как отмечалось, обычно около 90% оруденения сконцентрировано в одном—двух минеральных видах -

халькозиновом и борнитовом преимущественно. По распределению меди зональность на многих месторождениях контрастно затухает. Внешняя халькопиритовая зона медного оруденения носит вырожденный характер. По медному показателю зональность проявляется в виде ореольного выклинивания оруденения. Пиритное оруденение не обязательно определяется как зона. В ряде случаев распространение пирита имеет региональные размеры, а не замыкается на небольшом пространстве вокруг рудных залежей. В целом, главным показателем зональности следует считать только распределение меди, обычно выраженное как чередование минеральных ее форм.

Форма минеральных зон, строго говоря, относится к окаймляющим внешним зонам. Для всех месторождений главная меденосная часть рудных залежей представляет собой линзовое тело с неправильной изометричной или овально удлиненной формой. Распределение ореольных зон имеет либо концентрическую, либо асимметричную структуру.

Концентрический тип выражен на Муфулире (залежь С), Чибулуме и других месторождениях. В данном случае пиритная и халькопиритовая зоны в плане либо обрамляют, либо проявлены как острова по отношению к борнитовой и борнит-халькозиновой (см. рис. 32, а). В разрезе с учетом палеорельефа пиритовая и халькопиритовая зоны занимают перекрывающее положение относительно борнитовой. Однако перекрывание проявлено в краевой ореольной части (см. рис. 30, ж). По этой причине с почвой рудной залежи последовательно контактируют все рудные зоны.

Асимметричная структура ореолов более распространена по сравнению с концентрической. Ореольные зоны в этом случае полностью или практически полностью отсутствуют вдоль протяженных участков рудных залежей. На Джезказганском месторождении ореолы развиты только на северо-восточных флангах рудных залежей. Для формы ореолов особенно крупных залежей характерна та же линейность, что и для залежи в целом, и контроль этой линейности палеобереговой линией.

На месторождениях Центрально-Африканского пояса асимметричная зональность проявлена в Нкане, Чамбиши, Роан (см. рис. 30, з, д). Структура зональности в разрезах этих месторождений внешне сходна с разрезами рудных залежей Джезказгана. Главная масса запасов меди сосредоточена в халькозиновых или халькозин-борнитовых зонах. В разрезе эти главные промышленные зоны с одной стороны резко прилегают к пустым породам, не сменяясь каким-либо рудными ореолами. На противоположной стороне содержание меди уменьшается постепенно и здесь в сторону выклинивания наблюдается последовательно зональная смена минеральных зон: халькозиновая, борнитовая, халькопиритовая, пиритовая.

Общая трактовка концентрической и асимметричной зональности базируется на зависимости формы тел и палеорельефа. На Муфулире это симметричные впадины, обрамленные выступами палеорельефа. Симметрия впадин обуславливает концентрический характер зональности. На

Джезказгане рудоносные депрессии определялись баровыми пересыпаниями подводной дельты. Форма депрессий в разрезе асимметричная. Их склон в сторону береговой линии, определяемый Кингирским палеовыступом, пологий, в сторону бара склоны депрессий более крутые. Тип окончания рудных залежей, включая их форму и строение, соответствует форме рудоносных впадин. Резко наклоненные части рудоносных палеодепрессий не сопровождались ореольной зональностью. При этом не имело значения положение крутых склонов относительно палеоберега. В Джезказгане это были склоны на противоположной стороне по отношению к береговой линии. В Роан, Чамбиши, Нкане крутые склоны депрессий примыкали к выступам докатангского рельефа.

Геометрическим признаком зональности является направление наклона зон и, следовательно, их границ внутри рудных залежей. Этот признак хорошо известен и, в зависимости от направления наклона относительно береговой линии, получил название как трансгрессивный и регрессивный тип зональности [18]. Направление наклона зон не имеет прямого отношения к регрессивно-трансгрессивным колебаниям береговой линии. Однако этими наблюдениями установлены два типа наклона границ зон (см. рис. 30, а, в). Ореольные зоны контактируют с центральной, главной по содержанию меди, зоной по перекрывающему или подстилающему принципу соответственно. Сравнительно редко встречается комбинированный инверсионный тип соотношения зон (см. рис. 30, д, е). В подавляющем большинстве месторождений из отмеченных двух главных типов наклона проявлен нисходящий перекрывающий тип (см. рис. 30, б). Перекрывающий тип одинаково характерен для тел с асимметричной и коцентричной зональностью. Из крупных месторождений для Роан Антитоп характерен восходящий подстилающий тип направления зон (см. рис. 30, з).

Инверсионный тип зональности характеризуется переворотом направления наклона поверхностей зон. Этот тип выражен в рудной залежи Нканы (см. рис. 30, д). Зональность — асимметричная. Главная масса оруденения сконцентрирована в северной части и представлена борнитовыми с примесью халькозина рудами. Борнит-халькозиновые руды на севере примыкают к безрудным аргиллит-песчаным осадкам. К югу халькозин-борнитовая зона выклинивается в центральной части рудоносной пачки. Южнее, в разрезе по линии выклинивания, примыкают нисходящие и восходящие крылья ореола в последовательности: халькопиритовая — пиритовая зоны в каждом крыле.

Геометрические признаки зональности позволяют выдвинуть следующее положение. Зональность является отображением динамики запасов меди в разрезе рудоносных пластов и горизонтов. Структура основной группы залежей с перекрывающим типом наклона зон характеризуется рядом признаков (см. рис. 30, ж). Площадь халькозин-борнитовой части максимальна в почве горизонта и постепенно снижается к кровле. В то же самое время удельное значение ореольных зон, выраженное через их

мощности, стремится остаться постоянным во всем разрезе. Тем самым, вверх по разрезу растет их относительная роль. В месторождениях с восходящим типом наклона зон динамика запасов в разрезе обратная. Вверх по разрезу происходит разрастание ядерной халькозин-борнитовой части залежи при постоянной мощности краевых зон. Инверсионный тип выклинивания залежей комбинирует в себе оба типа смещения запасов по разрезу (см. рис. 30, *д*, *е*). На месторождении Чимбулама инверсия данного типа проявляется ритмично, что выражается как фланговое пальцевание рудных залежей. Зона пальцевания занимает на площади и в разрезе не более 10% площади рудной залежи, а по запасам — не более первых процентов.

Одной из геометрических особенностей зональности является то, что во всех ее вариантах границы зон в разрезе выступают как поверхности, соединяющие кровлю и почву рудовмещающего пласта (см. рис. 30, *б*, *ж*). Отсюда элементарными одинаково построенными субединицами рудных залежей будут пластины, параллельные слоистости. В каждой пластине-слое содержатся все зоны рудной залежи. При статистически обобщенной структуре зональности в каждой пластине имеется только один объемно варьирующий тип зоны — это зона, несущая основное по запасам оруденение. По минеральному составу эта зона халькозиновая, халькозин-борнитовая или, в редких случаях, халькопиритовая. Ореольные зоны имеют тенденцию к сохранению своего объема в любой пластине.

Приведенный анализ определяет зональность как результат пространственного направленного, реже инверсионного смещения краевой части рудных залежей. Положение самой залежи, ядерной ее части при этом не смешается.

Хемогенно-осадочная концентрация оруденения в месторождениях медистых песчаников

Выбор одной принципиальной модели способа концентрации оруденения объясняется тождественностью месторождений медистых песчаников. Следующий ряд данных доказывает или не противоречит хемогенно-осадочному способу концентрации сульфидов меди.

1. Структуры и текстуры руд имеют признаки пространственно незначительного, как правило, только внутрипластового регенерационного перемещения. При этом прослеживаются ореолы регенерации с различной степенью рассеяния, от контрастно концентрированного слоевого до рассеянного оруденения.

2. Минерально-геохимические особенности руд свидетельствуют, что в период диагенеза интерстициальные рассолы были бессернистыми или слабо сернистыми. По этой причине шлиховой магнетит в рудных пластах не замещается сульфидами железа. В этой обстановке седиментное распределение меди, свинца и цинка происходило в соответствии с прин-

иппом торможения А.И. Перельмана. Но, как в примере Мансфельда, на дифференциацию не оказывала влияния даже очень высокая концентрация органического вещества в рудоносном осадке. Отсюда следует, что образование медных сульфидов должно происходить в наддонной водной среде вне пределов вмещающего осадка.

3. Соответствие структуры минеральной зональности фациальному типу. Универсальная последовательность минеральных зон (халькозин—борнит—халькопирит + галенит + сфалерит — пирит) не зависит от литологического типа среды, в том числе содержания в ней углеродистого вещества, а также от соотношения мощностных и площадных параметров оруденения.

4. Контроль высококонцентрированных медных руд впадинами формами палеорельефа независимо от типа сульфида — основного носителя меди. Второстепенный по запасам меди характер ореольных окружающих зон и распределение последних на верхних батиметрических уровнях рудоносных впадин.

5. Наличие концентрического типа зональности рудных залежей. В примерах концентрической зональности устанавливаются трансгрессивно-регрессивные смещения зон по площади и в разрезе по всему периметру рудных тел. Смена и относительное расположение минеральных зон связываются с батиметрией рудоседиментных впадин.

Перечисленные и другие генетические признаки, раскрывающие содержание осадочной модели концентрации оруденения в медистых песчаниках, рассматриваются на примере Джекказганского месторождения.

Рудоносные пласты серых песчаников в разрезе меденосной толщи Джекказгана отделены друг от друга пачками красноцветных глинистых алевролитов. Независимо от любого из существующих представлений о генезисе рудных тел можно утверждать, что в период образования руд пачки красноцветов были вне воздействия рудоносных растворов. Соответственно не было обмена рудоносными растворами между рудными телами на разных стратое уровнях рудоносной толщи. На рис. 30, ж показано соотношение рудных образований внутри пласта серого песчаника. Любой составной его элемент — сероцвет, сульфидное оруденение от халькозинового до пиритного и др., связанный с оруденением, является запрещенным для красных глинистых алевролитов почвы и кровли. Таким образом, каждая рудная залежь с одним и тем же набором зон герметизируется в рамках внутрислойной системы. Интерпретация данной закономерности должна учитывать еще один факт. Как показано К.И. Сатпаевым [27], среди пластов красноцветов аргиллит-алевролитового типа в непосредственном контакте с рудными пластами отмечаются мелкозернистые песчаники. В свою очередь, рудоносные сероцветы также представлены мелкозернистыми песчаниками. Следовательно, в области гранулометрически переходной зоны алевролиты—песчаники вариация окраски независима от структуры пород. Это легко объясняется с позиций осадочной модели концентрации оруденения и проявления локальных сероцветных песчаников независимо от литоседиментации.

Для Дзезказгана установлено расширение общей площади оруденения от нижних к верхним рудоносным горизонтам. По данным Л.Ф. Наркелюна, Ю.В. Богданова и др., площадь оруденения при этом возрастает в 2--3 раза. Карты и разрезы зональности, построенные Ю.В. Богдановым, Л.Ф. Наркелюном, Г.Д. Младенцевым, вскрывают следующую схему структурно-морфологической эволюции зональности снизу вверх по разрезу: 1) линейный однозалежный тип (горизонт 4/I); 2) линейный многозалежный тип (горизонты 6/I, 7/I); 3) мозаично-концентрический многозалежный тип (горизонты 8/I, 9/I—III—IV). Рудоносная площадь на всех уровнях опирается на одну и ту же линию Кингирского антиклинального палеоберегового выступа (см. рис. 29, б, в). Распределение зон на первом линейном однозалежном уровне разреза однонаправленное, типа: 1) Кингирская линия, 2) пирит + халькопиритовая, 3) борнит + халькозиновая, 4) пирит + халькопиритовая, 5) борнит + халькозиновая. На третьем уровне рудные зоны приобретают островной концентрический характер. Так, на горизонте 8/I на площади халькопиритового оруденения выделяются замкнутые участки борнит-халькозиновых руд. На горизонте 9/I—III—IV на площади борнит-халькозинового оруденения островной изолированный характер носят халькопиритовые бедные участки.

Морфологические особенности индивидуальных рудных залежей представлены на рис. 29, б, в и 30, б. Во всех сопряженных случаях халькопирит-пиритовые зоны представляют собой в два и более раза меньшее по мощности крыло, чем халькозин-борнитовые зоны. Так, форма залежи горизонта 3/IV характеризуется тупым выклиниванием к юго-западу и постепенным к северо-востоку. Мощность утолщенной халькозин-борнитовой юго-западной части в три раза больше халькопирит-пиритового крыла, обращенного к северо-востоку. Таким образом, зональность коррелируется с морфологической асимметрией тел.

Смещение границы оруденения от Кингирской линии происходит в поперечном направлении. Вследствие этого боковые ограничения площади оруденения на всех горизонтах примерно постоянны. Отсутствие флангового смещения площади свидетельствует о строгом контроле рудоносной площади Кингирским антиклинальным перегибом. При смещении границы в сторону бассейна вся площадь между Кингирским выступом и границей остается рудоносной, однако по мере расширения от нижних к верхним горизонтам общая структура рудной площади приобретает мелкоостровной характер, и рудные залежи разукрупняются.

Рудно-минеральная зональность только определенным образом реагирует на расширение ореола оруденения. Это выражается в распаде более или менее единой зональной полосы по тому же островному принципу, что и разукрупнение рудных залежей. Последний признак требует более детального рассмотрения. Как показано на рис. 29, б, представляющем пример разукрупненной рудоносной площади, последняя разбивается на ленты и отдельные тела. В любой части площади,

независимо от расстояния до Кингирского выступа, залежи в отдельности имеют один и тот же набор зон от халькозин-борнитовой до халькопиритовой и пиритовой. В таких рудных горизонтах, как 6/1 и 7/1, зоны борнит-халькозинового и халькопирит-пиритового оруденения комбинируются в двучленные ритмы, в каждом из которых пирит-халькопиритовое оруденение располагается на стороне, обращенной к Кингирскому выступу, халькозин-борнитовое на противоположной, в сторону открытого моря. Еще одно отличие горизонтов с разукрупненным и сосредоточенным распределением оруденения состоит в том, что расширение площади происходит в большей степени за счет роста площади халькопирит-пиритового оруденения. Это особенно отчетливо устанавливается при сравнении горизонтов 2/IV-5, 4/1, 5/1 и др. В целом для Джезказгана по мере развития площади оруденения в сторону бассейна нарастает площадь халькопирит-пиритового бедного или непромышленного оруденения.

Структурно-морфологические признаки общей зональности Джезказганской рудоносной площади следующие. Зоны внутри рудных залежей распределяются асимметрично. Пространство между Кингирским выступом, как тыльной границей оруденения, и фронтальной линией оруденения не становится нерудным. На этой площади развито оруденение халькопирит-пиритового типа. Расширение площади оруденения происходит в основном за счет развития непромышленной халькопирит-пиритовой минерализации. Однако эта минерализация не порывает связи с центрами накопления халькозин-борнитового оруденения.

Как было показано ранее, халькопирит-пиритовое ореольное оруденение развивается на более возвышенных пологих уровнях рудоносных впадинных форм. Палеореконструкция системы впадин, отвечающая верхним рудным горизонтам, показана на рис. 29, д. Система асимметричных впадин по И.П. Дружинину сопряжена с баровыми пересыщениями аванделты. Концентрация оруденения происходила в соответствии с осадочной барьерной моделью типа Атлантис-II. Вследствие общего обмеления площади аванделты рассеивание рудоносных рассолов становилось более интенсивным, и площади халькопирит-пиритового оруденения, типичные для мелководья, приобретали большее распространение, чем площади борнит-халькозиновых руд.

Данный тип зависимости оруденения и батиметрической обстановки площадей рудоотложения способствует смещению баланса между массой рудных компонентов в рудоносном рассоле и активностью сульфат-редукционного процесса в сторону последней. Относительный избыток сульфидной серы, необходимый для осаждения высокосернистых сульфидов — халькопирита и пирита, обуславливался обмелением рассолонакопительных депрессий. Тем самым резко возрастало отношение площадь—объем депрессий и соответственно повышался резерв сульфидности, как параметра, определяемого площадным фактором.

Детали модели прямого сульфидного осаждения выявляются на основе геохимических особенностей месторождений медистых песчаников

и сланцев и, в частности, хроностратиграфического медно-свинцово-цинкового смещения, особенно отчетливо проявленного в Мансфельде. Смещение выражено как последовательное вытеснение в разрезе от почвы к кровле медного оруденения свинцово-цинковым (см. рис. 31). Подобная, но ритмично повторяющаяся последовательность максимумов медного и свинцового оруденения установлена К.И. Сатпаевым [27] в рудах Джекказгана (см. рис. 29, а). В соответствии с общепризнанным представлением об осадочной природе оруденения в цехштейне Мансфельда смещение рассматривается как результат хроностратиграфической эволюции оруденения. Конкретный механизм смещения интерпретируется на основе биохемогенно-осадочной модели накопления руд. Сушность интерпретации отображена на диаграмме (см. рис. 31).

Распределение меди, свинца, цинка и их суммы, а также $S_{орг}$ в разрезе рудного слоя соответствует средним значениям по Г. Рихтеру. Отложение сульфидов в Мансфельде по Л. Бауману и Г. Тишендорфу [3] происходило в обстановке дефицита сульфидной серы, что подтверждается существованием рудно-минеральной зональности обычного для медистых песчаников типа халькозин-борнит-халькопирит-пирит. Количественную оценку дефицита сульфидной серы рассмотрим с учетом $S_{орг}$ в осадке. Максимум содержания $S_{орг}$ приходится на нижнюю часть рудного пласта. В то же время здесь сконцентрирована в основном медь в форме наименее сернистого сульфида — халькозина. Выше содержание $S_{орг}$ достигает 10%, хотя содержание сульфидов снижается (линия сульфидов). Характерно также появление в рудно-минеральном парагенезисе дисульфида железа в самой верхней части пласта, где количество $S_{орг}$ снижается до 1%.

Геохимический парадокс Мансфельда заключается в ассоциированности низкосернистых сульфидов — халькозина и борнита — с высокобитуминозной нижней частью разреза, и, наоборот, дисульфида железа с низкобитуминозной верхней. Это не позволяет считать $S_{орг}$ рудоносного ила как фактор, контролирующей редукцию сульфата необходимого для рудоотложения. Механизм снабжения сульфидной серой в Мансфельде следует принять по фотогенно-биохимической модели. В этом случае сульфат-редукция происходила вне рудно-илового слоя на переходном барьере между тяжелым рудоносным рассолом и морской средой. Достигавшиеся масштабы редукции соответствуют концентрации меди, свинца и цинка в наиболее богатой нижней зоне цехштейна. Сумме металлов (около 3%) отвечает количество сульфидной серы (около 0,75%) при осаждении в виде халькозина, галенита, сфалерита. Эту концентрацию сульфидной серы можно принять как стабильный уровень редукции сульфата в рассматриваемой модели. Теоретически последовательность сульфидообразования в растворе, содержащем медь, свинец и цинк, будет происходить в этом же порядке согласно энергии сродства металлов с серой. Таким образом, отложение галенита и сфалерита будет происходить лишь в случае дефицита меди относительно приятной концентрации сульфидной серы, равной 0,75%.

Теоретически распределение меди и в разрезе пещштейна отображает эволюцию ее содержания в рудоносном рассоле за время накопления рудного пласта (см. рис. 31). Графики содержания свинца и цинка подобную информацию в себе не несут, поскольку их концентрация в руде находится в зависимости от количества осажденной меди. Графики эволюции содержания этих металлов могут быть получены с учетом общих запасов меди, свинца и цинка в Мангеньдской мульде. Как было показано Н.М. Страховым, отношение запасов $Cu : Pb : Zn$ равно 1:2:4. Это отношение и должно браться как отношение концентраций металлов в исходном рудоносном рассоле. При таком допущении исходные точки графиков эволюции концентрации свинца и цинка в рудоносном рассоле будут располагаться на уровне 5 и 10% соответственно (см. рис. 31). На нулевой уровень эти графики сходятся в одной точке с графиком меди в кровле пещштейна.

В соответствии с диаграммой рис. 31 хроностратиграфическая эволюция в разрезе пещштейна, от медных руд в основании к полиметаллическим в кровле, объясняется параллельным снижением концентрации меди, свинца и цинка в рудоносном рассоле при постоянном уровне сульфидности. В этом случае в связи с общим снижением роли сульфидов цветных металлов образуется избыток сульфидной серы, расходуемый на осаждение дисульфида железа (см. рис. 31).

Седиментологические условия концентрации руд в медистых песчаниках

Обстановка отложения медистых песчаников детально рассмотрена И.П. Дружининым и В.Д. Шутовым на примере Джезказгана. Литолого-формационный анализ меденосной толщи Джезказгана выявил ряд общих признаков локального контроля оруденения. В рамках каждого рудного горизонта Джезказгана оруденение приурочено к депрессиям дна береговой зоны моря, периодически создававшимся в ходе трансгрессивно-регрессивной инверсии. Депрессии имеют плотинную симметричную природу. Со стороны моря они обрамлены отложениями фаций песчаных валов и кос авандельты, к берегу их дно пологое. Палеообстановкой отдельной рудной залежи характеризовалась полным экранированием оруденения в сторону моря песками фации валов и пересыпей. В то же время в противоположную, береговую, сторону происходит последовательное чередование рудных зон от халькозиновой до халькопиритовой (см. рис. 30, б). Факт синседиментного экранирования оруденения гранулометрически такими же песками, как и рудоносные, является одним из сильных аргументов осадочного образования руд.

К числу признаков, маркирующих рудоотложение, относится сероцветная окраска рудных песчаников. К.И. Сатпаевым, Л.Ф. Наркелюном, И.П. Дружининым, В.Д. Шутовым показано ритмичное чередование в рудных пачках сероцветных и красноцветных отложений. Чередование

объясняется стратиграфически запечатанным характером сероцветных осадков и, тем самым, возникновением сероцветности в нижнем члене ритма до начала отложения красноцветного верхнего. С другой стороны, А.М. Лурье и И.Ф. Габлиной [7, 16, 17] доказано, что сероцветная окраска относится к явлениям, которые накладываются на кластогенные аллохтонные элементы рудоносных песчаников, такие как гальки и угловатые обломки. С учетом этих данных начальная граница сероцветной окраски должна быть определена не ранее, чем пересечение терригенным материалом уровня моря.

Латеральные в рамках рудоносных пластов ограничения сероцветов показаны И.П. Дружининым на картах распределения двух- и трехвалентного железа в высокопродуктивных рудных горизонтах. На горизонте IV-2 Златоуст изменение содержаний этих форм железа альтернативное. Концентрация трехвалентного железа достигает фоновой, для красноцветов, сразу у контакта рудных песчаников с баровыми песчаниками. В сторону берега его содержание растет более постепенно. Эти данные показывают, что вытеснение трехвалентного железа двухвалентным и соответственно переход красноцветов в сероцветы имеет не только хроностратиграфические рамки, но и ограничение по латерали рудоносного пласта теми же границами, что и оруденение. Литологически сероцветы — это средне- и грубозернистые песчаники, красноцветы — глинистые алевролиты, песчаники и аргиллиты. Сероцветы являются монополюсно рудоносными, в то время как любые, даже тонкие, пропластки красноцветов внутри линз меденосных сероцветов сульфидного медного оруденения не несут.

Поскольку сероцветы развиты локально в общей красноцветной терригенной формации и по А.М. Лурье и И.Ф. Габлиной [17] не могут рассматриваться как исключительный фациально-литогенетический тип осадков, природа их сероцветной окраски аномальна и может быть решена с привлечением дополнительного, внешнего относительно терригенной седиментации, процесса. Время наложения последнего теоретически может быть как синседиментным, так и эписедиментным, включая сюда диагенез, катагенез и более поздние процессы. Вопрос решается в пользу синседиментной модели по следующему ряду признаков.

1. В ритмично-слоистых разрезах красноцветы и сероцветы литохимически различаются. Первые как более мелкозернистые, вплоть до аргиллитов, глинисто-кремнистые образования, вторые как средне- и грубозернистые кремнисто-карбонатные песчаники.

2. Сохранность даже тонких в несколько сантиметров слоев красноцветов в мощных пластах сероцветов. Эти прослои красноцветов выступают как перегородки внутри рудных линз, непроницаемые для сероцветной окраски.

3. Реакционные взаимодействия красноцветов и сероцветов ограничиваются слабым приконтактным изменением двух типов: красноцвет—сероцвет и сероцвет—красноцвет. Последнее относится к более редкому типу. Энергия взаимодействия невелика, так как взаимодействие не при-

водит к полному замещению красноцветных перегородок мощностью в первые сантиметры в многометровых по мощности линзах сероцветов.

4. Контактные переходы между сероцветами и красноцветами имеют литостратиграфическую структуру. Характерны мелкообломочные гравелит-конгломератные образования.

Перечисленные признаки дают основание сформулировать следующий генетический признак медистых сероцветных песчаников. Как комплексное образование слои и линзы сероцветных медистых песчаников отложились в хроностратиграфических границах между ограничивающими их красноцветными слоями. Это соответствует только седиментогенному представлению о генезисе сероцветов. В этом случае в рамках рудогенерирующей депрессии, заполненной рассолом, существовал локальный восстановительный режим. Не исключено, что некоторое обогащение сероцветных меденосных песчаников Сорг, отмеченное И.П. Дружининым, связано с активизацией биодеятельности на границе рудоносный рассол – морская среда на площади депрессий.

К проблеме седиментологического характера относится связь медного оруденения на Джезказгане и Удокане с фашиями косослоистых и в то же время грубозернистых песчаников, относящихся к осадкам с высокой энергией среды. Например, рудное тело горизонта Златоуст IV-2 Джезказгана локализовано в зоне излома гранулометрической кривой от 0,4 до 0,2 мм, что показано И.П. Дружининым. Косослоистые песчаные серии состоят из пакетов с ориентировкой первичной слоистости двух типов – субгоризонтальной и наклонной. Границы между пакетами также субгоризонтальны. Угол наклона слоистости в косослоистых пакетах относительно горизонтальной транзитной системы слоистости на Удокане составляет около 20° . Граница между пакетами со слоистостью двух типов не является границей резкой смены гранулометрических характеристик песчаника. Однако в удоканских песчаниках хорошо проявлены признаки перерыва в накоплении между косыми и горизонтальными пакетами. Один из них состоит в том, что граница, по которой горизонтально-слоистый пакет с угловым несогласием налегает на косослоистый, часто представлена магнетитовым шпихом с примесью турмалина, ширкона и других минералов россыпей. Таким образом, образование косо- и горизонтальнослоистых пакетов означает смену сравнительно долговременных гидродинамических обстановок на площади накопления рудных залежей и, прежде всего, в донной части депрессионных рудных ловушек. Скорее всего, пакеты с горизонтальной слоистостью осаждались в условиях гидродинамически неактивной среды в "теневых" донных впадинах.

В неоднородно-слоистых сериях медные и другие сульфиды развиты в косо- и горизонтальнослоистых песчаниках. Размещение оруденения в косослоистых пакетах может быть объяснено с позиций диагенетически-регенерационного перераспределения. Хемогенно-осадочная концентрация сульфидных руд здесь мало вероятна вследствие интенсивного про-

точного характера наддонной среды в период отложения косослоистых пакетов.

В общем распределении медного оруденения проявлена независимость по отношению к тонким особенностям слоистости в песчаниках. Это положение подтверждается петроструктурными наблюдениями. Большой интерес представляют данные Ф.П. Кренделева и Н.Н. Бакуна [12] по распределению меди в неоднородно-слоистых сериях Удокана. На детально опробованных участках косослоистых песчаников изолинии содержания имеют общую для месторождений медистых песчаников субгоризонтальную ориентировку. Тем самым отмечается, что первичное накопление сульфидов меди в комбинированном осадке, каким является медистый песчаник, отвечает закону нормального гравитационного осаждения.

Седиментологические обстановки медистых месторождений типично аргиллитового и песчаного рядов отличаются друг от друга. Если сравнивать аргиллитовый и песчаный типы на примере Мансфельда и Джеккагане соответственно, то основные отличия сводятся к нарастанию цикличности рудоносной толщи, числа рудных залежей в разрезе и по латерали, сокращению площади оруденения от Мансфельдского к Джеккаганскому типам. Данные отличия могут быть объяснены моделью биохемогенно-осадочного рудообразования при питании депрессий подземными стоками аридных рассольных систем. В условиях активного осадочного песчаного режима депрессионные ловушки рудоносных рассолов могут создаваться главным образом вследствие неравномерности осадконакопления в зоне авандельты. Это вызывалось неоднородностью гидродинамического режима и сопровождалось формированием теневых депрессий около баровых пересыпей, кос и т.д. Временный характер депрессий обуславливал реализацию рудогенерирующего потенциала на многих стратуровнях.

Подтверждением сделанного вывода следует считать следующий тип соотношений оруденения и регрессивно-трансгрессивной инверсии в Джеккагане. Как уже отмечалось, рудоносные горизонты здесь построены ритмично: рудоносный член ритма — серый песчаник грубо- и среднезернистый, нерудный — красно-бурый глинистый алевролит трансгрессивного ряда. Хотя аргиллиты, как литотипы, рудоносны на многих других месторождениях, на Джеккагане они исключены из рудоносного ряда литотипов. Такие соотношения объясняются отложением аргиллитов ниже зоны гидродинамической активности, где исключалось или было редким явлением образование седиментогенных депрессионных ловушек.

Рассмотренное заключение относится к месторождениям Джеккаганского типа. Седиментогенные обстановки медистых месторождений в связи с аргиллитами и аргиллит-алевролитовыми фациями, типичные для Мансфельдского типа и особенно для Медного Пояса Замбии и Заира, подчинены другим закономерностям. Как отмечалось ранее, образование рудоносных депрессий здесь связано с выступами палеорельефа в берего-

вых и мелководных шельфовых зонах. В Мансфельде меденосные депрессии контролируются выступами варисийских гранитов фундамента. Для месторождений Замбии характерна позиция меденосных осадков в депрессиях нижнепротерозойского рельефа.

Седиментологические обстановки всех крупнейших месторождений мира, различные по типу и природе рудоносных депрессий, имеют два сходства друг с другом. Все они локализованы в береговых зонах, выраженных на стадии седиментации как рифогенноактивное морское мелководье, авандельтовые площади и, возможно, временные бассейны мелких порядков. Медистые песчаники локализованы в осадках, хроностратиграфическими аналогами которых служат отложения аридных формаций.

Проблема седиментологического анализа контроля медистых песчаников активно обсуждался на примере Джекказгана в работах И.П. Дружинина, А.М. Лурье, И.Ф. Габлиной, В.Н. Холодова, Б.Б. Сосюры, Л.Ф. Наркелюна и других. К числу закономерностей, отмеченных в ходе дискуссии, относятся следующие: 1) приуроченность Джекказганского месторождения к береговой трансгрессивно-регрессивной активной зоне бассейна седиментации, по И.П. Дружинину; 2) отсутствие зависимости между содержанием органического вещества, рудно-минеральной зональностью и вариацией серая — красная окраска рудоносной толщи, по А.М. Лурье и И.Ф. Габлиной; 3) отсутствие оруденения в отложениях алевролитового и аргиллитового ряда, по К.И. Саитаеву; 4) наложенность сероцветной окраски на кластогенную фракцию рудоносных пород и карбонатный матрикс красноцветных и сероцветных песчаников, по И.П. Дружинину и И.Ф. Габлиной; 5) независимость доставки в место рудоотложения литокластического материала и рудных компонентов в виде рудоносных гидрогенных растворов, по А.М. Лурье; 6) контроль рудоносной площади со стороны Кингирского палеоберегового выступа, по А.М. Лурье и Г.Д. Младенцеву.

Предложенная биохомогенно-осадочная модель медистых песчаников должна удовлетворять перечисленным закономерностям. Трансгрессивно-регрессивная активность, доказываемая ритмичностью разреза рудоносной толщи типа песчаник—алевролит—аргиллит, свидетельствует о гидродинамической неоднородности, как факторе образования депрессионных форм в береговой зоне. Эти формы выступали коллекторами рассольных стоков со стороны аридной области суши. В глинисто-алевролитовую стадию циклов и, следовательно, при погружении площади рудообразования в гидродинамически неактивную зону, образование седиментогенных депрессий прекращалось. Этим объясняется нерудность на Джекказгане алевролит-аргиллитовых горизонтов.

Наложённая природа серой окраски медистых песчаников должна рассматриваться в корреляции со следующей известной схемой седиментного процесса: 1) мобилизация обломочного материала; 2) перенос; 3) осаждение. Обломочный материал может подвергнуться обесцвечиванию в третью стадию. Соответственно решающую роль при этом бу-

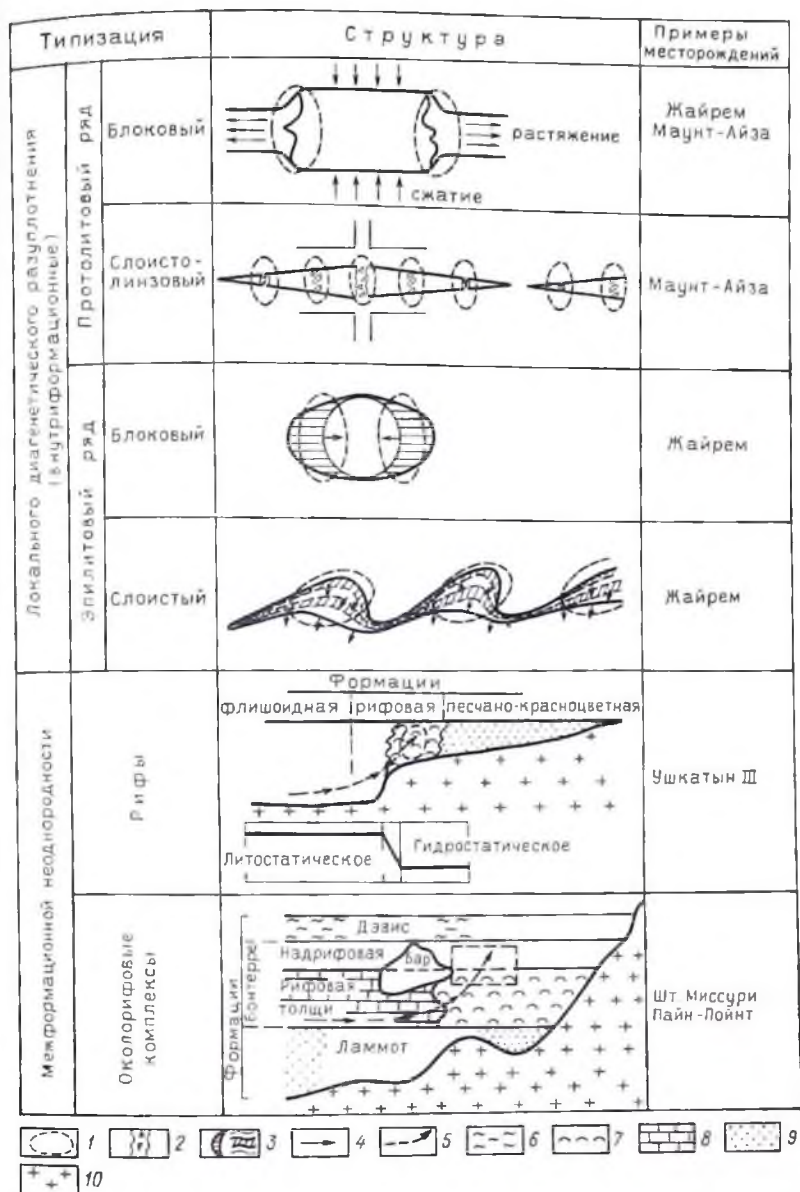


Рис. 33. Структурно-литогенетические рудоконтролирующие барьеры:
 1 – зоны литогенетического разуплотнения; 2 – трещинно-бужинные структуры;
 3 – полости отслаивания; 4 – направление динамических напряжений и пластического течения осадков; 5 – направление разгрузки рудоносных рассолов; 6 – глинистые сланцы; 7 – рифовые постройки; 8 – детритовые известняки; 9 – красноцветные песчаники; 10 – породы основания

дет играть среда в области осаждения. Рудоносные депрессии, заполненные рассолом, а также восстановительный режим в них, создаваемый в зоне контакта рассола с морской средой, обуславливает обеление песчаников вследствие редукции оксидного железа. Восстановительные свойства рудогенерирующего рассола обусловлены как подземным характером стока его в Джезказганскую депрессию, так и, возможно, в большей степени фотогенным продуцированием органического вещества на барьере рассол – морская вода (рис. 33). Толща рассола ниже этого барьера была практически бескислородной.

Экзогенная основа прогнозирования месторождений медистых песчаников и сланцев

Источник оруденения данной группы месторождений определяется в рамках аридных или близких к ним областей выветривания. Это подтверждается береговым размещением месторождений медистых песчаников и сланцев и хроностратиграфическими парагенетическими связями меденосных и аридных формаций. В аридных условиях способностью накапливаться в растворах обладают медь, цинк и свинец, тогда как железо и марганец с высокой устойчивостью их оксидных форм остаются в твердой фазе. В качестве характерного аналога накопления рудоносных растворов в таких условиях следует рассматривать рассол Мертвого моря (см. табл. 8). По сравнению с гидротермальным рассолом впадины Атлантис-II этот рассол резко обеднен железом и марганцем и обогащен медью, свинцом и цинком. Еще одним источником рассолов для медистых песчаников могут служить эвапоритовые и сабха – системы.

Исходя из анализа обстановки рудоотложения в Атлантис-II, можно полагать, что концентрация меди в Мертвом море семикратно превышает необходимую для рудоотложения. Поскольку в подобных рассолах одновременно высока концентрация цинка и свинца, медная доминантность в рудах может быть отнесена к особенностям обстановки рудоотложения и, в частности, может быть объяснена на основе принципа торможения А.И. Перельмана. Вследствие дефицита сульфидной среды цинк и свинец частично отлагались как бедные руды на окраинах площадей накопления медных руд, частично рассеивались в морской среде. Если брать в качестве модельного рассола рассол Мертвого моря, то более высокое содержание в нем свинца и цинка, по сравнению с медью, и в то же время медный профиль оруденения находится в соответствии с распределением оруденения в мульде Мансфельд. Непромышленное, по концентрации цинка и свинца, оруденение в отложениях, окружающих мульду, по общим запасам в три-четыре раза превышает запасы промышленной медной минерализации. Другая геохимическая особенность меденосных аридных рассолов – такое же или даже более низкое содержание железа, как и свинца, цинка, меди – согласуется с ассоциированностью месторождений с красноцветными толщами. В этом случае железо осаждается

фоново при общем континентальном литогенезе или мигрирует в виде оксидной взвеси, но не концентрируется в растворах.

Джезказган, подобно Муфулире и другим крупным месторождениям медистых песчаников, представляет собой локальную рудоносную площадку с многоэтажным оруденением. Расширение или сужение контуров рудоносной площади на разных стратиграфических горизонтах происходит на одном и том же пространстве. Структурно-геологическим признаком, отличающим это пространство от окружающего поля красноцветов, на Джезказгане является контроль его положения Кингирским антиклинальным выступом. На всех рудных горизонтах периклиналиная линия выступа является опорой рудоносной площади. Таким образом, оруденение ни на одной из седиментных стадий не отрывалось от этой линии. Как показано А.А. Пэком, В.Л. Барсуковым и др., антиклинальные зоны организуют гидродинамическую систему только в одном направлении, и именно они обуславливают фокусирование потоков. Этим подчеркивается главенствующая роль периклиналией как растворопроводящих систем. В условиях подземной разгрузки рассольных континентальных растворов в бассейне седиментации крупного масштаба направление потоков определялось периклиналиной зоной как зоной более интенсивной проницаемости.

Подобные структурные особенности рудопроводящей системы проявлены также на месторождениях Центрально-Африканского медного пояса. Однако здесь рудоносные площади привязаны к выступам древнего рельефа внутри бассейновых осадков. Вместе с тем во всем поясе контролирующими являются только околобереговые выступы.

Особенностью рудопроводящей системы является ее береговой характер. Механизм отложения оруденения в медистых песчаниках может быть принят по модели Атлантис-II. Но модель Атлантис-II реализуется на больших глубинах моря за счет эндогенного энергетического питания. Медистые песчаники являются околобереговыми образованиями. Сами по себе меденосные осадки не имеют особых отличий, чтобы приурочить к берегу только особые рудоносные литологические разности пород. На примере Муфулиры отчетливо проявлено, что только надводные золотые пески запрещены для медных руд.

Рудоотлагающая система должна удовлетворять двум требованиям:

1) ее элементом должна быть депрессия на дне бассейна, способная к удержанию рассолов, и 2) быть энергетически обеспеченной для рудного минералообразования. Если обратиться к примеру такой системы — Атлантис-II, то оба условия здесь выполняются. Для модели медистых песчаников вопрос о накоплении руд в локальных депрессиях также не существует. Такие депрессии имеют различную природу. Согласно данным по Джезказгану и Муфулире их два основных генетических типа: баровый и впадин рельефа фундамента. Вопрос об источнике энергии для медистых песчаников должен быть выделен особо. Дело в том, что среда отложения медистых песчаников береговая и в целом низкотемператур-

ная. В качестве источника энергии рудообразования здесь обычно рассматривается осадочное органическое вещество. Однако для таких месторождений, как Джезказган, влиянием органических осадков можно пренебречь, ибо рудоносные отложения являются эквивалентом окружающей красноцветной толщи, практически лишенной $S_{орг}$. В тех случаях, когда органическое вещество содержится в избытке, как в Мансфельде, оно не оказывает влияния на зональное распределение сульфидов и, следовательно, рудоотложение. Проблема энергии рудоотложения решается в соответствии с моделью Атлантис-II с той лишь разницей, что в качестве источника энергии в медисто-песчаных и сланцевых рудогенерирующих системах можно принять солнечную энергию.

Согласно предлагаемой модели генерация сульфидов происходит на поверхности раздела рассолов и обычной морской среды, как это наблюдается в Атлантис-II. Однако необходимой энергией и соответственно осаждением обеспечиваются только рассольные депрессии на мелководье в береговой зоне. В этой зоне граница рассола и обычной воды может стать зоной активного биогенеза из-за застойной обстановки впадин и химического характера барьера. Вариации площади оруденения определяются обмелением или углублением береговой зоны моря.

Общая схема разгрузки — стока рассолов из континентального бассейна источника — является, скорее всего, каскадной. Только береговые ступени каскада рудоносны, более глубоководные, энергетически не обеспеченные, служат неактивными резервуарами на общей линии истечения аридных рассолов в морской бассейн (см. рис. 33). В то же время в сторону берега медное оруденение может проявиться и в зоне сабхи.

В осадочной концепции образования месторождений медистых песчаников в качестве источника оруденения рассматриваются кларковые концентрации меди и других металлов в породах областей эрозии [21, 43]. Опираясь на данное решение, можно объяснить образование многих отдельных рудопроявлений и, возможно, небольших месторождений. Но для гигантских месторождений и рудонасыщенных меденосных поясов этот источник вряд ли имеет реальное значение, так как в противном случае бассейны промышленного меденакпления были бы широко распространены в субаридных формациях земной коры. Отрицательное отношение к "кларковому" источнику возникает при рассмотрении палеогеографической структуры медного пояса Замбии. Как показано У. Гарликом, Ф. Мендельсоном и др., все месторождения пояса контролируются береговой зоной между островным выступом кратонизированного гранит-метаморфического фундамента системы Луфубу (нижний протерозой, 2,6 млн. лет) и чехлом рудоносной формации Катанга (около 1,3 млн. лет).

В соответствии с осадочной генетической концепцией и палеогеографической схемой региона питание месторождения медью осуществлялось за счет эрозии выступа и переноса продуктов выветривания на небольшое расстояние (см. рис. 32, в, 33). Общая площадь выступа составляет примерно 3000 км². Эта площадь в период эрозии должна была обеспе-

чить образование около 10 крупных месторождений медистых песчаников с общими запасами свыше 30 млн. т меди и средним содержанием ее в рудах 3,5% [18]. Кларк меди в породах гранитоидного типа равен 0,002%. Слой гранитоидов и метаморфических сланцев толщиной 1 м на площади выступа (около 3000 км²) содержит 156000 т меди. Чтобы обеспечить накопление существующих запасов меди в поясе (30 млн т), необходимо эродировать толщу мощностью 192 м на той же площади при условии извлечения, доставки и осаждения всей кларковой меди. Нереальность ситуации следует из того, что кларк меди в песчано-глинистых породах не меньше, чем в гранитоидах, а даже выше — до 0,005%. Таким образом, вероятность обособления больших количеств меди при эрозии катангской протерозойской островной системы очень мала. Особенно, если учитывать, что извлечение меди должно сопровождаться механической и другими видами переработки огромной массы пород. Допуская, что некоторая часть кларковой меди при седиментогенезе отторгается от осадков для накопления руд, то при соотношении долей меди, перешедшей в руды и новые осадки (1:1), потребовалась бы эрозия и спуск островной пластины толщиной не менее 400 м. При снижении этого отношения до 1:5 такая пластина имела бы мощность около 1,5 км. Эрозия столь мощной пластины представляла бы интенсивный механический процесс, чем снижается вероятность обособления меди от обломочных дезинтегратов, особенно если процесс происходит на малой площади.

Решение проблемы источника меди как и примесных металлов месторождений медистых песчаников на основе осадочной концепции предлагается с учетом литоформационной дифференциации фундамента на примере Замбийского рудного района. Особенность фундамента в районе в том, что примерно 50% его объема составляют интрузивные гранитовые тела, отличающиеся высокой концентрацией в них эндогенного медного оруденения. Все крупнейшие осадочные месторождения меди района локализованы вокруг площади выступа фундамента, исключительно насыщенной гранитами (см. рис. 32, в).

Возможность образования месторождений за счет эрозии меденосных гранитов иллюстрируется расчетом по приведенной схеме. Площадь гранитов принята 1500 км², что составляет 50% от площади выступа. Примесь меди в них составляет около 0,13% [18]. В пластине толщиной 1 м содержится 5070000 т меди. Накопление 30 млн т меди может быть обеспечено эрозией пластины мощностью только 6 м. Таким образом, гигантские месторождения медистых песчаников Замбийского пояса сформировались за счет выветривания меденосных гранитных интрузий. Крушные запасы меди в поясе обеспечивались обстановкой неинтенсивной механической эрозии и при рассеянии некоторого количества меди фундамента.

**ЛИТОГЕНЕТИЧЕСКАЯ И ТЕКТОНОМАГМАТИЧЕСКАЯ ОСНОВА
ПРОГНОЗИРОВАНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ****Генетические факторы прогнозирования**

Месторождения цветных металлов углеродистых аргиллит-карбонатных формаций образуются в условиях дефицита серы по одностадийной и двустадийной осадочной и диагенетически-регенерационной моделям. В качестве базовой модели осадочного сульфидного рудообразования в данном случае предложена модель на основе геохимических параметров сульфидообразования во впадине Атлантик-II. Вследствие дефицита сульфидиона и относительно высокой окислительной способности морской среды на барьере между рудоносным рассолом и морской водой генерируются сульфиды цветных металлов и оксиды железа. Этими геохимическими особенностями модели объясняется присутствие во многих крупных полиметаллических рудных районах месторождений и рудопроявлений оксидных марганцевых и железных руд.

Диагенетическое регенерационное рудообразование характерно для аргиллит-карбонатных и карбонатных рудоносных формаций. Различается раннедиагенетическая регенерация, как процесс дифференциации седиментных рудных залежей, и позднедиагенетическая, результатом которой является образование новых месторождений.

К одному из главных условий диагенетической регенерации относится дифференциальная литификация среды. Узлами ранней литификации служат кремнисто-баритовые, кремнисто-доломитовые зоны гидротермально-осадочных рудных залежей, рифовые постройки, баровые пески и др.

Масштабность постседиментного регенерационного рудообразования определяется концентрацией и объемом оруденения осадочной стадии, размерностью поровых систем – "ловушек" и длиной пути переноса. Примером благоприятного сочетания перечисленных факторов являются кремнисто-барит-свищовые центральные зоны Жайремских рудных залежей, где проявлена главная роль структурного контроля для регенерационного оруденения. Структурный контроль является ведущим для размещения оруденения в рифовых комплексах. Рудным коллектором здесь служит пористость седиментно-диагенетического типа. Время ее открытого активного состояния совпадает с периодом диагенетического уплотнения основной части рудоносных толщ.

Источником регенерационных руд служит гидротермально-осадочное оруденение. Это доказывается примером металлогенического комбинирования Ушкатынского и Жайремского рудных полей. В обоих рас-

пространены полиметаллические месторождения гидротермально-осадочного типа. Оруденение Ушкатынского рифа практически не имеет цинка, гает 1:4. Причина избирательного накопления свинца в рифе связана с и структурных преобразований рудоносных отложений при диагенезе. Ушкатынский рудный риф имеет сходство с рудоносными рифовыми комплексами шт. Миссури с их низкой степенью доломитизации и одно- временно высоким отношением свинец : цинк около 4:1. Возможно, с повышением степени доломитизации среды это отношение смещается до 1:2 и более, что наблюдается для месторождений в глубоко доломитизи- рованных рифах (Сардана, Пайн-Пойнт и др.).

Генетическая соподчиненность слоистых гидротермально-осадочных и регенерационных стратиформных руд в рифогенных брекчиях проявле- на также в регионе Мак-Артур-Ривер. Оба типа оруденения локализованы в строгом соответствии с фациями осадочных пород – слоистой в углито- м флишоиде мутьловых депрессий, секущей в брекчиевидных и мас- сивных доломитовых строматолитовых рифовых комплексах тектони- чески активной береговой зоны этих депрессий. Как в Жайрем-Ушкатын- ской ассоциации месторождений, в регионе Мак-Артур-Ривер отчетливо выражена одна и та же относительная стратиграфическая зависимость в распределении оруденения. Общий контроль секущего оруденения в рай- оне Мак-Артур-Ривер заключается в его регенерационной природе за счет мобилизации слоистого гидротермально-осадочного оруденения в фли- шоидах нижних горизонтов системы Мак-Артур. Соотношение орудене- ния и циклов седиментогенеза доказывает, что время образования секу- щих рудных залежей не выходит за рамки диагенеза рудоносной форма- ции.

Физико-химические закономерности регенерационного рудообразо- вания рассмотрены на основе рассольной геотермальной Челекенской системы. Рудоносные рассолы Челекена обладают аномально узловым распределением металлов. Динамика системы характеризуется колеба- нием концентрации металлов во времени, сопряженным с сейсмической активностью. Рудогенерирующая модель на примере Челекена описы- вается как инверсионно пульсирующая система по схеме: осаждение – рас- творение-осаждение – растворение и т.д. Одновременно происходит на- копление рассолов с аномально высокой концентрацией металлов в структурно благоприятных зонах. Устанавливается дифференциальное поведение свинца и цинка. Концентрация цинка в условиях высокоам- плитудных колебаний концентраций свинца более постоянна. Свинец при вскрытии рассолов скважинами лавинно переходит в самородную твер- дую фазу, цинк остается в рассоле. Различие в поведении этих металлов объясняет широкие пределы вариации отношения свинца к цинку в стра- тиформных месторождениях.

Формационный контроль оруденения

Формационно-генетические рудоконтролирующие системы месторождений цветных металлов анализируются на примерах свинцово-цинковых месторождений в рифовых комплексах и месторождений типа медистых песчаников.

Представителями месторождений рифовых комплексов являются месторождения пояса Вайбурнум шт. Миссури. Здесь оруденение локализовано в шнуровидной зоне брекчий обрушения, латерально совмещенной с рифовыми постройками. При дешифрировании палеогидродинамической обстановки наиболее вероятная модель основана на латеральном перемещении растворов из областей высокого литостатического в области низкого гидростатического давления внутри рудоносной толщи Бонтерре. В этой модели активным проводником растворов является регионально развитый маркирующий горизонт. Резкое падение давления в потоке происходило почти вдоль всей латерально узкой зоны внутри этого горизонта. Фокусирующая зона соответствовала тыльной части баровой полосы, исходно, вероятно, наиболее пористой. Факторы, регулирующие концентрацию оруденения, в конечном итоге, относятся к структурному типу. Аналогию такого типа контроля рудообразования можно видеть в скважинах, вскрывающих Челекенскую систему. Рудообразование в виде самородного свинца происходит в скважинах сразу при их вторжении в растворосодержащие горизонты. В данном примере внесение в потенциально рудообразующую гидротермальную систему скважинной полости, снижающей пластовое давление и отводящей раствор, достаточное условие отложения руд.

Сравнимость рудообразования в Челекенской системе на юго-востоке шт. Миссури следует из данных Д. Сверенского [49] по месторождению Бьюик. Галенит-сфалеритовое рудообразование происходит здесь в обстановке неоднократной изверсии сульфиды – раствор (осаждение–растворение). Корреляция изотопного состава сульфидной серы и рудного свинца обосновывает модель рудообразования, согласно которой свинец и цинк транспортировались в виде хлоридных комплексов к месту отложения совместно с сульфидной серой, например, сероводородом. Температура высокохлоридных растворов-рассолов в зоне рудообразования была около 100–150°C, pH – около 6. Данные параметры характеризуют растворы как потенциально способные к рудоотложению в любой точке на интервале переноса. Главным условием отложения следует считать вторжение потока в высокопористую систему.

Обобщенная рудоконтролирующая система для пояса Вайбурнум шт. Миссури может быть составлена с включением в нее элементов систем других месторождений данного типа. Источником оруденения, по аналогии с месторождением Ушкатын III и секущими рудами региона Мак-Артур-Ривер, предполагаются гидротермально-осадочные руды, хотя и не концентрированные в виде рудных залежей.

Рассматриваются четыре вероятных источника оруденения Ю.В. Миссури: а) рассолы региональных осадочных бассейнов; б) мобилизация рассеянного радиогенного свинца пород докембрийского фундамента; в) мобилизация оруденения из терригенной пестроцветной подрудной формации Ламотт; г) эвапоритное снабжение рудного процесса за счет металлов морской воды, концентрируемых рифостроящими водорослями. Эти представления объединены одним признаком – материнское оруденение либо кларково-рассеянное, либо более обогащенное путем биогенной адсорбции свинца из морской воды или эвапоритных рассолов. Не обсуждая вероятность этих источников, отметим, что практически все исследователи шт. Миссури не находят необычную концентрацию крупных локальных скоплений свинца в рифовом комплексе из рассеянного оруденения. С этих позиций существование материнского оруденения в виде полей известково-глинистых отложений, зараженных гидротермально-осадочной минерализацией, в рудоносной формации Ламотт в более глубоководных участках бассейна не является невозможным.

Рудоконтролирующая система месторождений медистых песчаников и сланцев определяется как экзогенная в аридных или близких к ним геообстановках. Поверхностные рассолы в данном случае резко обеднены железом и марганцем и обогащены цветными металлами. Промышленно-медный профиль объясняется дефицитом сульфидной серы при отложении медистых песчаников. Месторождения контролируются береговыми выступами древнего рельефа, а также антиклинальными структурами внутри рудоносных толщ. Те и другие обуславливают подземную разгрузку континентального рудоносного рассола в бассейны седиментации. Синседиментное накопление сульфидов в медистых песчаниках рассматривается на основе биохимической модели в условиях баровых и наследованных береговых депрессий.

Согласно предлагаемой модели генерация сульфидов происходит на поверхности раздела металлоносных рассолов и обычной морской среды. Фотогенной энергией и соответственно осаждением обеспечиваются рассольные депрессии мелководья в береговой зоне.

Источник меди, как и примесных металлов месторождений медистых песчаников, на основе осадочной концепции определяется с учетом литоформационной дифференциации фундамента на примере Замбийского рудного района. Особенность фундамента в том, что около 50% его объема составляют интрузивные гранитные тела, отличающиеся повышенной концентрацией в них эндогенного медного оруденения. Все крупнейшие осадочные месторождения меди района локализованы вокруг площади выступа фундамента, исключительно насыщенной гранитами. Элементы рудоконтролирующей системы медистых песчаников на примере Замбийского региона следующие: 1) эндогенное медно-порфировое оруденение; 2) аридный эрозионный процесс с активным участием окисления сульфидов; 3) подземный сток купоросных и других растворимых соединений меди в береговую область бассейна; 4) биохимическое

осаждение в близбереговых депрессионных структурах. Данная схема предполагает сопряженность первичных бедных эндогенных и вторичных высококонцентрированных осадочных месторождений меди. Возможны усложнения схемы как в связи с наращиванием числа стадий рудного седиментогенеза и, следовательно, неоднократного переотложения рудоносных песчаников, так и геохимических вариаций источников оруденения.

Энергетический и структурный контроль оруденения

Сульфидное рудообразование в зоне литогенеза сопряжено с локальными рудоконцентрирующими барьерами литогенетического (см. рис. 33) и теплового (рис. 34) типов. Тепловые барьеры характеризуются трехчленной колонкой. Колонка формируется в зоне осадок – водный бассейн и составлена из илового осадка, холодного или термального рудоносного рассола и морской среды. По источнику энергии тепловые барьеры делятся на эндогенные и фотогенные. Эндогенный барьер создается на контакте гидротермальной системы и морской среды, в фотогенных – источником энергии рудообразования выступает энергия солнца. Механизм концентрирования сульфидов эндогенных тепловых барьеров представлен неорганическим и биогенно-осадочным. Фотогенные барьеры относятся только к биогенно-осадочному типу.

Модель неорганического эндогенного теплового барьера соответствует распределению рудных фаций в месторождениях типа Куроко (см. рис. 3). Динамическая структура модели характеризуется как каскадное комбинированное осадочно-метасоматическое рудоотложение на фронте сброса потока рудоносных растворов в открытый бассейн. Совпадающий со слоистостью фронт сульфидоотложения совмещен с зоной повышения плотности изотерм у границы осадок – вода. Удовлетворительная трактовка данного соответствия, а также полной вертикальной рудно-минеральной зональности этих месторождений (снизу вверх): $\text{CuSO}_4 (\pm \text{Fe}_3\text{O}_4) - \text{FeS}_2 - \text{FeS}_2 + \text{CuFeS}_2 - \text{ZnS} + \text{PbS} - \text{Fe}_2\text{O}_3$ выполняется на основе реакций гидролиза ассоциированных комплексных соединений.

Барьер биогенно-осадочного типа описан на примере сульфидообразования в гидротермальной впадине Атлантис-II. Принципиальная особенность барьера в том, что рудогенерирующий химический процесс возникает в зоне контакта горячего рассола и морской среды независимо от глубины дна моря. Фотогенный барьер сходен по структуре и механизму рудообразования с барьером типа Атлантис-II. Но в данном случае существует батиметрическое ограничение, и сульфидное рудоотложение происходит только на тех барьерах, которые расположены в зоне активного фотосинтеза. Глубина зоны, возможно, маркируется по нижней границе распространения рифостроящих организмов. Батиметрическая

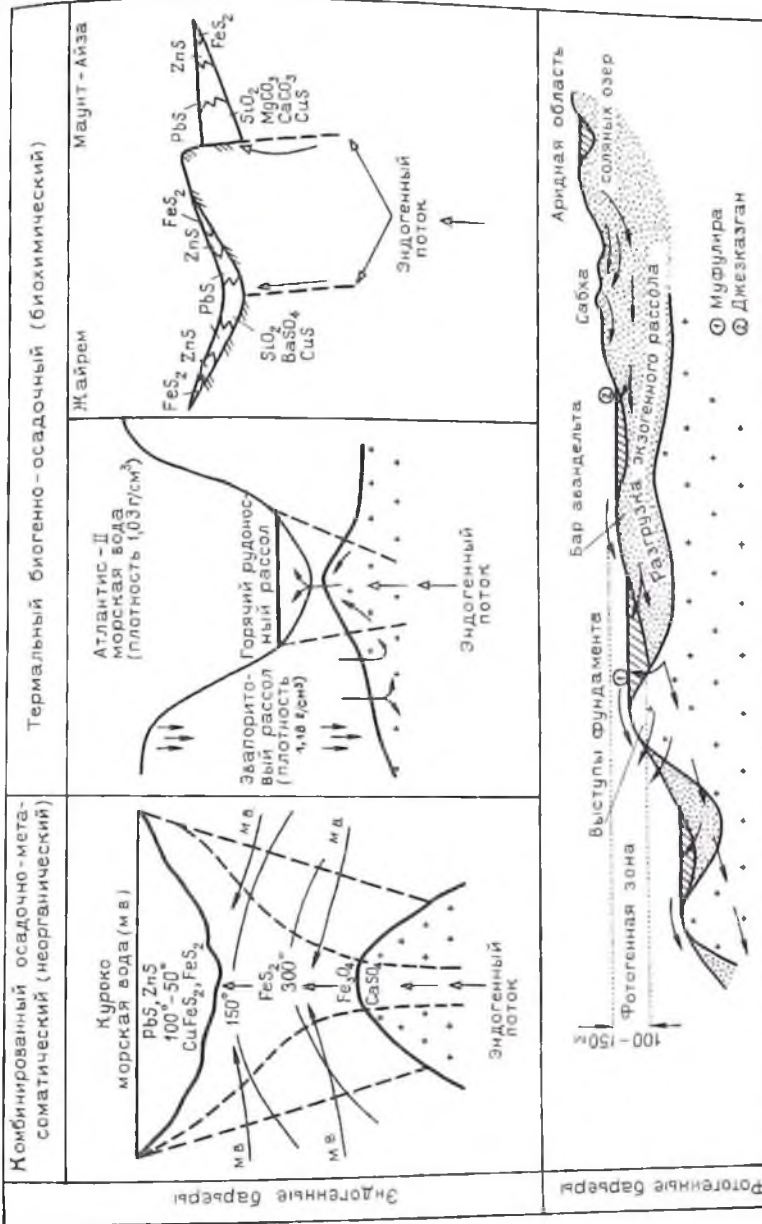


Рис. 34. Тепловые (энергетические) барьеры в зоне литогенеза

сопоставимость зоны рудообразования и фотогенных сульфидных барьеров подтверждается присутствием рифовых и эвапоритовых инклюдений в рудоносных горизонтах крупнейших месторождений медистых песчаников (Джезказган, Удокан, Муфулира и др.). С позиций фотогенной модели находит объяснение распределение только в неритовой части моря месторождений типа медистых песчаников и сланцев.

Структурные литогенетические барьеры представлены двумя морфогенными типами: локального диагенетического разуплотнения – диагенные, и седиментной формационной неоднородности – седиментные. Диагенные барьеры возникают как результат дифференцированного уплотнения осадков и являются внутрiformационными образованиями. Структуры разуплотнения проявляются в стадию раннего и позднего диагенеза. В первом случае в связи с усадкой иловой среды вокруг блоков ранней литификации, во втором – в связи с отслаиванием на границах среды и блоков поздней литификации. Наблюдаемые масштабы тех и других структур неравноценны. Блоки ранней литификации достигают десятков метров по мощности и могут проявляться как самостоятельные рудные тела (Маунт-Айза) или крупные ядерные зоны высокообогащенных руд (Жайрем). Размерность структур отслаивания в связи с поздней литификацией обычно не превышает первых сантиметров. Однако большое количество их в разрезе может обеспечить образование зон высококонцентрированных регенерационных руд.

Литогенетические структурные барьеры седиментной неоднородности определяются как региональные пояса накопления регенерационного оруденения (шт. Миссури, Пайн-Пойнт и др.). Известным типом этих барьеров являются рифогенные барьеры обрамлений бассейнов седиментации. В качестве рудоносной выступает обращенная к морю сторона рифовых комплексов. Особенности функционирования рудоконцентрирующих рифовых систем определяются длительностью периода устойчивости седиментгенной растворопроводящей пористости и положением рудоносных рифовых комплексов на шельфовых и береговых уступах контрастного гилсометрического перегиба фундамента. Перегиб фундамента консолидирующейся бассейновой формации обуславливает резкую смену направления рассольного элизионного потока, несущего в себе оруденение. В зоне развития рифового барьера такой поток направляется по кратчайшему, субвертикальному, пути к области разгрузки.

Главная причина интенсивного рудообразования в рифовых комплексах связывается с резким падением давления растворов в зоне перехода от иловых к рифовым фациям. Такая трактовка подтверждается примером техногенной разгрузки Челекенской геотермальной системы. Скачкообразное падение давления в рифовых комплексах создается выводом на поверхность элизионного потока через каналы седиментогенной пористости и систем полостей растворения.

Тектономагматический контроль

Крупнейшие месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах относятся к трем генетическим классам: гидротермально-карбонатному в бассейнах флишовой седиментации; гидротермально-рифтовой в формациях рифогенного типа и флюидно-карбонатному в красноцветных формациях медистых песчаников и сланцев. В связи с признаками, объединяющих все три класса, следует назвать локализацию наиболее крупных месторождений в палеобереговых рудных зонах.

Таблица 11

Палеобереговой контроль крупнейших месторождений цветных металлов в осадочных породах

Месторождения и запасы металлов	Источник металлов, главный морфо-генетический тип руд	Рудоносная формация	Рудный коллекторы	Условные геологические познания
Салливан Содержание: Pb — 6,6% Zn — 5,7% Запасы: Pb + Zn = 19 млн т	Эндеогенный. Слоистый седиментный	Углеродистая аргиллит-алевролитовая с базальтоидным магматизмом в основании. Характерны конгломератовые депрессии	Тектоногенные конгломератные мульдовые депрессии бортовой зоны кратона	Запасный бортовой Северо-Американской платформы
Мак-Артур-Ривер Содержание: Pb — 4% Zn — 9,5% Запасы: Pb + Zn = 26 млн т	Эндеогенный. Слоистый седиментный	Углеродная глинисто-карбонатная с базальтоидами в основании. Характерны рифовые брекчии	Мульдовые депрессии бортовой зоны рифа	Бортовая внутриплатформенная зона старого рифа
Бьюик Содержание: Pb — 8% Zn — 2% Запасы: Pb + Zn = 5 млн т	Диagenетически регенерированное эндогенное оруденение. Инкрустационно-корковый пологий	Красноцветная карбонатная с барровыми и золотыми песчаниками	Внутририфовые и надрифовые гидротермально-карстовые структуры	Околобереговая зона старого выступов фундамента
Муфулира Содержание: Cu — 3,35% Запасы: Cu = 6 млн т	Седиментно-пеллоотложенное эндогенное оруденение. Слоисто-вкрапленный, конкреционный	Красноцветная аргиллит-песчаная. Характерны биостромные банки и конгломератовые депрессии	Депрессии авандельта и эрозийного рельефа фундамента	Береговая зона выступа фундамента

сах. Последние определяются как бортовые рифтообразующие разломы, границы кратонизированных платформ и их шельфовых выступов. В табл. 11 обобщены региональные и локальные формационно-генетические обстановки рудных залежей месторождений Салливан, Мак-Артур-Ривер, Бьюик, Муфулира. Доказательства берегового размещения всех этих крупных месторождений не вызывают сомнений.

Салливан локализован в западном борту Северо-Американской архей-протерозойской платформы в зоне ее контакта с геосинклинальной системой Кордильер. В рамках зоны рудоносная площадь примыкает вплотную к северному ограничению внутриплатформенной рифтовой зоны. Депрессия, в которой размещается рудная залежь Салливан, маркируется дельтовыми конгломератами, образующими подушку залежи.

Рудная залежь Мак-Артур-Ривер находится в восточном борту внутриплатформенного протерозойского рифта. Рудоносная мульдовая депрессия сформировалась в связи с конседиментными движениями разломов ограничения рифта Баттен. Береговое положение рудоносной структуры доказывается стыковкой рудной пачки с грубобрекчиевым шлейфом рифового комплекса.

Месторождение Бьюик является наиболее крупным среди месторождений рифовой полосы, опоясывающей платформенный островной выступ Озарк в шт. Миссури. Месторождения медистых песчаников и сланцев регионов Замбии-Заира, Джекказгана и других локализованы в горизонтах терригенных пород, в которых развиты отложения авандельта и рифовых комплексов.

Ведущим фактором, контролирующим распределение и вещественные различия полиметаллических месторождений, необходимо считать тектономагматический. В ряде крупнейших рудных районов генетические типы месторождений сопряжены по схеме: первичные гидротермально-осадочные – вторичные регенерированные карсто-рифогенные. Гидротермально-осадочный класс месторождений (Салливан, Мак-Артур-Ривер и др.) характеризуется максимально достигаемыми в земной коре запасами и содержанием металлов. Высокая магматическая базальт-риолитовая активность, проявленная в подстиляющей части разрезов рудоносных формаций, предполагает эндогенный, скорее всего, мантийный источник этих месторождений. Перемещенное свинцово-цинковое оруденение в карбонатных породах связано с диагенетическим регенерационным процессом. Условием такого рудообразования является предшествующее оруденение гидротермально-осадочной эндогенной стадии, отличающееся, однако, низким содержанием металлов в большом объеме пород. Именно такой рассеянный тип оруденения имеет высокую способность к диагенетическому мобилизму и может повторно концентрироваться в поровых рудных коллекторах.

Геохимическая обособленность месторождений медистых песчаников и сланцев состоит в их монометальном медном профиле. Присутствие других элементов, включая свинец и цинк, только примесное и не

смещает эти месторождения в группу полиметаллических. Существующие представления о природе этих месторождений исходят из идеи мобилизации и последующей осадочной или диагенетической концентрации кларковых количеств меди в литогенетическом цикле. Эти представления малоприемлемы, так как любые вновь образованные осадки содержат седиментогенную кларковую медь. Принятая в настоящей работе модель источника оруденения месторождений медистых песчаников базируется на примере меденосного пояса Замбии, локализованного вдоль протерозойской береговой линии платформенного выступа, насыщенного интрузиями гранитов с гидротермально-метасоматическим медным оруденением. Рудообразование связано с субаридным выветриванием и подземным стоком медьсодержащих рассолов в береговые депрессии морского бассейна. Одним из условий процесса является небольшой интервал переноса экзогенного мобилизованного оруденения, до первых десятков километров. Этот пример делает вероятной концепцию связи крупных медисто-песчаных поясов с древними регионами эндогенной медной минерализации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ геологии месторождений цветных металлов доказывает металлогеническую продуктивность литогенеза как этапа наиболее высокой химической и структурной активности осадочных пород. На современной стадии изучения стратиформного класса месторождений генетическая основа прогнозных построений исходит из положения о связи их с источниками металлов эндогенной первичной природы. Однако решающую роль в образовании месторождений играет трансформация оруденения в осадочно-литогенетическом цикле. В последнем создаются благоприятные седиментологические обстановки для локализации руд. Но подавляющее большинство обстановок никогда не реализует свою рудогенерирующую способность. В книге по материалам крупнейших рудных районов раскрыты приоритетные сочетания гидротермально-осадочных и литогенетически трансформированных из них месторождений полиметаллических руд в рифовых комплексах.

Эндогенный источник предполагается для месторождений медистых песчаников с крупными запасами и высокой удельной концентрацией меди. Непосредственным источником меди выступают породы фундамента меденосных формаций с надкларковым содержанием меди.

Длительный опыт изучения стратиформных месторождений цветных металлов в СССР и за рубежом доказывает ведущее значение формационно-генетического анализа при прогнозировании рудоносности осадочных пород.

Список литературы

1. *Абдулин А.А., Паталаха Е.И.* Геодинамика земной коры Казахстана. — Алма-Ата, Наука, 1980.
2. *Асаналиев У.А.* Закономерности размещения стратиформных месторождений Тянь-Шаня. — Фрунзе. — Илим. — 1984.
3. *Бауман Л., Тишендорф Г.* Введение в металлогению — минерагению. — М.: Мир, 1979.
4. *Богущ И.А., Труфанов В.Н.* Температурный режим и зональность рудообразования полигенных колчеданных залежей (Северный Кавказ) // Геол. рудн. месторожд. — 1983. — № 4 — С. 71–79.
5. *Бутузова Г.Ю.* Минералогия и некоторые аспекты генезиса металлоносных осадков Красного моря. // Литология и полезные ископаемые. — 1984. — № 4 — С. 11–32.
6. *Бутузова Г.Ю., Лисицына Н.А.* Металлоносные осадки глубоководных впадин Красного моря // Литология и полезные ископаемые. — 1983. — № 3. — С. 6–32.
7. *Габлина И.Ф.* Условия меденакпления в красноцветных континентальных формациях. — М., Наука, 1983.

8. Геохимия гидротермальных рудных месторождений / Под ред. Х. Бариса. — М., Мир, 1982.
9. Горжевский Д.И., Макеева И.Т. Стратиформные месторождения цветных металлов // Рудные месторождения (Итоги науки и техники ВИНТИ АН СССР). — М., 1982. — С. 89–97.
10. Густафссон Л.Б., Уильямс Н. Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка в осадочных породах // Генезис рудных месторождений. — М., Мир, 1984. — Т.1. — С. 156–244.
11. Колчеданные месторождения мира / Под ред. В.И. Смирнова. М., Наука, 1979.
12. Кренделев Ф.П., Бакун Н.Н., Володин Р.Н. Медистые песчаники Удодана. — М., Наука, 1983.
13. Кривцов А.И. Палеовулканизм эвгросинклинальных зон Урала и колчеданообразование. — М., Недра, 1979.
14. Кузнецов В.Г. Геология рифов и их нефтегазоносность. — М., Недра, 1978.
15. Лебедев Л.М., Никитина И.Б. Челекенская рудообразующая система. — М., Наука, 1983.
16. Лурье А.М. Условия накопления меди при образовании медистых песчаников и сланцев // Геохимия. — 1985. — №11. — С. 1646–1655.
17. Лурье А.М., Габлина И.Ф. Условия концентрации меди в экзогенном процессе // Условия образования месторождений редких и цветных металлов. — М., Наука, 1982.—С. 132–142.
18. Медный пояс Северной Родезии / Под ред. Ф. Мендельсона. — М., 1963.
19. Металлоносные осадки Красного моря / Ю.А. Богданов, Е.Г. Гурвич, Г.Ю. Бутузова и др. — М., Наука, 1986.
20. Митряева Н.М. Минералогия барито-цинково-свинцовых руд месторождений Атасуйского района. — Алма-Ата, Наука, 1979.
21. Наркелюи Л.Ф., Салихов В.С., Трубачев А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. — М., Недра, 1983.
22. Овчинников Л.Н. Геохимические аспекты единой генетической модели рудного месторождения // Генетические модели эндогенных рудных формаций. — Новосибирск, Наука, 1983. — Т.1. — С. 26–34.
23. Поиски меднорудных месторождений / М.Б. Бородаевская, Р.Н. Володин, А.И. Кривцов и др. — М., Недра, 1985.
24. Попов В.В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. — М., Недра, 1980.
25. Попов В.В., Яковлев Г.Ф. Полигенные стратиформные месторождения руд цветных металлов // Металлогения и рудные месторождения. — М., Наука, 1984. С. 56–62.
26. Ручкин Г.В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. — М., Недра, 1984.
27. Сатаев К.И. Основные элементы геологии и металлогении Джезказган-Улутаусского района // Большой Джезказган, геология и металлогения. — Алма-Ата, Изд-во АН КазССР, 1961, С. 27–59.
28. Сатаева М.К. Руды Джезказгана и условия их формирования. — Алма-Ата, Наука, 1985.
29. Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. — М., Недра, 1980.
30. Скрипченко Н.С. Осаждение и дифференциация рудных илов впадины Атлантис-Н Красного моря // Геол. рудн. месторожд. — 1983. — №1. — С. 74–86.
31. Скрипченко Н.С. Зональность и концентрация оруденения в медистых песчаниках и сланцах // Геол. рудн. месторожд. — 1986. — № 5 — С. 3–15.
32. Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. — М., Недра, 1982.
33. Современное гидротермальное рудоотложение / Редакторы Э. Дегенс, Д. Росс. — М., Мир, 1974.

34. Тамбиев А.С. Палеоструктурный анализ и прогнозирование колчеданного оруденения в базальтоидных комплексах рифтовых зон. — Тбилиси, Сабчота Сакартвело, 1986.
35. Твалчрелидзе А.Г. Геохимические условия образования колчеданных месторождений. — М., Недра, 1987.
36. Твалчрелидзе Г.А. Металлогения двух основных типов развития земной коры // Геол. рудн. месторожд. — 1982. — № 2. — С. 3—13.
37. Франклин Дж. М., Лайдон Дж. У., Сангстер Д.Ф. Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // Генезис рудных месторождений. — М.: Мир, 1984. — Т. 2. — С. 39—252.
38. Халгессон Г. Комплексообразование в гидротермальных растворах. — М., Мир, 1967.
39. Холодов В.Н. Роль регионального катагенеза в формировании термальных газовых растворов // Генезис редкометаллических и свинцово-цинковых стратиформных месторождений. — М.: Недра, 1986. — С. 6—28.
40. Эндогенное рудообразование / Под ред. В.А. Кузнецова. — М., Наука, 1985.
41. Finlow-Bates J. Cyclicity in the lead-zinc-silver-bearing sediments at Mount Isa mine, Queensland, Australia, and rates of Sulfide accumulation // Econ. Geol. — 1979. — Vol. 74, № 6. — P. 1408—1419.
42. Qarlick W. Sabkhas, slumping and compaction of Mufulira, Zambia // Econ. Geol. — 1981. — Vol. 76, № 7. — P. 1817—1847.
43. Haynes D., Bloom M. Stratiform Copper Deposits Hosted by Low-Energy Sediments // Econ. Geol. — 1987. — Vol. 82, № 4 — P. 875—893
44. Large D. E. Geological parameters associated with sediment-hosted, submarine exhalative PbZn deposits; an empirical model for mineral exploration // Geologisches Jahrbuch Reihe D. — Hannover, 1980. — Heft 40. — P. 59—129.
45. Perkins W.Q. Mount Isa silica dolomite and copper orebodies: The result of a Sintectonic hydrothermal alteration system // Econ. Geol. — 1984. — Vol. 79, № 4. — P. 601—637.
46. Ray D.M. Williams N. Studies of the base metal sulfide deposits at McArthur River, Northern Territory, Australia: III. The stable isotope geochemistry of the H.J.C., Ridge, and Cocley Deposits // Econ. Geol. — 1981. — Vol. 76, № 1 — P. 1—26.
47. Shanks W.C., Bischoff J.L. Geochemistry sulfur isotope composition, and accumulation rates of Red Sea geothermal deposits // Econ. Geol. — 1980. — Vol. 75, № 3. — P. 445—459.
48. Schmidt F., Schumacher C., Spiets V., Friedrich G. Results of Recent Exploration for Copper-Silver Deposits in the Kupferschiefer of West Germany // Geology and Metallogeny of Copper Deposits, Springer. — Verlag Berlin Heidelberg, 1986. — P. 574—582.
49. Sverjensky D.A. The origin of a Mississippi valley-type deposit in the Viburnum trend, Southeast Missouri // Econ. Geol. — 1981. — Vol. 76, № 8. — P. 1848—1872.
50. Sverjensky D.A. Oilfield brines as ore-forming solutions // Econ. Geol. — 1984. — Vol. 79, № 1. — P. 23—37.
51. Walker R.N., Gibson B., Smith Y. The Coxco deposit a proterozoic Mississippi Valley-type deposit in the McArthur River district, Northern Territory Australia // Econ. Geol. — 1983. — Vol. 78, № 2. — P. 214—249.

Оглавление

Введение	3
часть I. Генетические основы прогнозирования	5
Глава 1. Гидротермально-осадочная концентрация как фактор зональности оруденения	9
Биотермальная осадочная концентрация сульфидных руд	9
Гидролизно-реакционная осадочно-метасоматическая концентрация сульфидных руд	26
Глава 2. Локальный структурный контроль гидротермально-диагенетического оруденения	32
Раннедиагенетическая концентрация и структурно-прогнозные схемы месторождений типа Жайрем и Маунт-Айза	33
Позднедиагенетическая концентрация и литостратиграфический контроль руд в структурах растворения	65
Приоритетные соотношения гидротермально-осадочного слоистого и эпигенетического секущего оруденения как прогнозно-поисковый критерий стратиформных месторождений	110
Термодинамический и геоструктурный контроль металлоносности рассолов в осадочных бассейнах	123
Часть II. Формационные системы контроля и прогноза месторождений цветных металлов в осадочных породах	135
Глава 3. Прогнозная система полиметаллических месторождений в рифогенных комплексах	136
Структура и рудоносность свинцового пояса Вайбуриум	136
Литофации и оруденение	140
Брекчии растворения и оруденение	144
Глава 4. Система прогноза медных месторождений в песчаниках и сланцах	150
Эписедиментный мобилизм и диагенная природа сростаний сульфидов в медистых песчаниках	152
Рудно-минеральная зональность медистых песчаников и сланцев	160
Структурно-фациальные типы зональности медистых песчаников	176
Хомогенно-осадочная концентрация оруденения в месторождениях медистых песчаников	179
Седиментологические условия концентрации руд в медистых песчаниках	184
Экзогенная основа прогнозирования месторождений медистых песчаников и сланцев	190
Глава 5. Литогенетическая и тектономагматическая основа прогнозирования месторождений цветных металлов в осадочных породах	194
Генетические факторы прогнозирования	194
Формационный контроль оруденения	196
Энергетический и структурный контроль оруденения	198
Тектономагматический контроль	201
Заключение	204
Список литературы	204

ПРОИЗВОДСТВЕННОЕ (ПРАКТИЧЕСКОЕ) ИЗДАНИЕ

Скрипченко Николай Семенович

**ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ЦВЕТНЫХ МЕТАЛЛОВ
В ОСАДОЧНЫХ ПОРОДАХ**

Заведующий редакцией В.А. Крыжановский
Редактор издательства Л.А. Журавлева
Обложка художника А.Е. Чучканова
Художественный редактор Г.Н. Юрчевская
Технические редакторы Л.А. Миронова, Л.Н. Фомина
Корректор Е.М. Федорова
Оператор М.Г. Булковская
ИБ № 7784

Подписано в печать с репродуцируемого оригинал-макета 10.04.89. Т – 08472.
Формат 60 × 88 1/16 Бум. офсетная № 1. Гарнитура Пресс-роман. Печать офсетная.
Усл.-печ. л. 12,74. Усл. кр-отг. 12,98. Уч.-изд. л. 14,70. Тираж 1900 экз. Зак.
№ 2827 /1858-2. Цена 30 коп.
Набор выполнен на наборно-пишущей машине

Ордена "Знак Почета" издательство "Недра".
125047 Москва, пл. Белорусского вокзала, 3.

Московская типография № 9 НПО "Всесоюзная книжная палата" Государственного
комитета СССР по печати. 109033, Москва, Волочаевская ул., 40.

80 коп.

НЕДРА