

Стратиформные  
свинцово-  
цинковые  
месторождения  
в отложениях  
венда  
Юго-Восточной  
Якутии

РВ

ИИ

АКАДЕМИЯ НАУК СССР  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ  
В ы п у с к 415

Стратиформные  
свинцово-цинковые  
месторождения в отложениях  
венда  
Юго-Восточной  
Якутии

Ответственные редакторы:  
академики *В. А. Кузнецов, А. Л. Яншин*



ИЗДАТЕЛЬСТВО «НАУКА»  
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ  
Новосибирск • 1979

УДК 553.277 + 553.445: 446(571.56)

В монографии рассмотрены вопросы геотектонического положения стратиформного свинцово-цинкового оруденения Майского полиметаллического пояса в структурах восточного обрамления Алданского щита и формационный характер рудовмещающих толщ. Проведен анализ литологии и вещественного состава продуктивной субформации и постседиментационных изменений. Описаны главные минеральные парагенетические ассоциации, структурно-текстурные особенности природных типов руд и приведен сравнительный типоморфический анализ главных минералов из различных парагенезисов.

Книга рассчитана на литологов, геохимиков и геологов-рудников научно-исследовательских и производственных организаций, а также будет полезна для аспирантов и студентов старших курсов высших учебных заведений.

## ВВЕДЕНИЕ

В складчатом обрамлении Сибирской платформы в результате многолетних геологоразведочных работ выявлены и оконтурены новые площади с месторождениями свинца и цинка различных генетических типов и возраста. Один из таких районов расположен в восточном обрамлении Алданского щита на юго-востоке Якутии.

Впервые галенит-сфалеритовая минерализация в восточном обрамлении Алданского щита была обнаружена в 1940 г. в толще доломитов на правом берегу р. Юдома близ пос. Сордонгнох (Дзевановский, Кириллов, 1941). Позднее, в 60-х годах, свинцово-цинковые проявления были установлены и на левобережье р. Юдома (Лугунская группа рудопроявлений). В 1970 г. в бассейне р. Аллах-Юня открыта Курунг-Дьукатская группа свинцово-цинковых рудопроявлений, а в 1971 г. в бассейне р. Юдома — еще несколько десятков подобных рудопроявлений (Горбунов и др., 1972). Летом 1974 г. в северной части Кыллахской гряды, на правом берегу р. Алдан открыто и изучено рудопроявление Прогнозное (Иогансон, Кропачев, 1976).

В 1972—1974 гг., по данным В. В. Олькова (Красный, Рассказов, 1975), в бассейнах рек Лугуна и Бэс-Юреха зафиксировано 40 новых точек с проявлениями свинцово-цинковой минерализации и впервые установлено рудопроявление на левобережье р. Пуханила (север Хабаровского края вблизи границы с Якутской АССР). Рудопроявления этого района рассматриваются сейчас как единый Лугун-Пуханильский рудный узел (Красный, Рассказов, 1975). В бассейне р. Челасин в отложениях юдомской свиты найдены обломки ожелезненных полиметаллических руд (Ставцев, 1976).

В современных металлогепических построениях отмеченные точки со свинцово-цинковым оруденением фигурируют под названием Кыллахской металлогенической зоны (Волкодав и др., 1976), Майского рудного пояса второго порядка (Щеглов, 1976), Майско-Кыллахской свинцово-цинковорудной зоны (Иогансон, Кропачев, 1976) или Лугун-Сарданинской металлогенической зоны (Красный, Рассказов, 1975), являясь фрагментом трансрегионального (Кутырев и др., 1973) или Перисибирского (Идиксон, Красный, 1973) полиметаллического пояса складчатого обрамления Сибирской платформы.

Главная масса свинцово-цинковых месторождений, рудопроявлений и точек минерализации Кыллахской металлогенической зоны в подавляющем большинстве случаев приурочивается к пачкам доломитов и доломитизированных известняков верхней части юдомской свиты венда и лишь единичные точки минерализации известны в пестроцветной свите кембрия; в разрезе продуктивной толщи устанавливается несколько уровней минерализации; характерна территориальная близость к зонам разломов, проявленных в виде взаимосвязанных сопряженных систем тектонических нарушений различных порядков; часто локальная связь пласто-линзо-



видных галенит-сфалеритовых рудных тел с секущим кальцит-галенитовым и кальцит-сфалерит-галенитовым оруденением; очень близок минеральный состав руд и особенности их текстурно-структурного рисунка даже из весьма удаленных друг от друга участков; отсутствует пространственная связь свинцово-цинкового оруденения с однообразными магматическими породами и четко проявленные признаки окolorудного метасоматоза вблизи пласто-линзовидных рудных залежей.

Совокупность перечисленных особенностей уже на первых этапах изучения свинцово-цинковых месторождений Кыллахской металлогенической зоны позволила совершенно обоснованно отнести их к группе стратиформных (Горбунов и др., 1972; Йогансон, Кропачев, 1976; Щеглов, 1976; Пономарев и др., 1977). Как известно, в группу стратиформных объединены месторождения, подчиненные напластованию вмещающих пород и прошедшие длительное развитие от сингенетичного отложения рудного вещества в период формирования рудовмещающих толщ до последующего эпигенетического накопления рудной массы, осуществляющегося после возникновения и даже перерождения этих толщ (Смирнов, 1971). Вероятная полигенность и полихронность формирования стратиформных месторождений предполагает совмещение в пределах единого рудного района, а нередко и месторождения, образований с признаками осадочного и эпигенетического (гидротермального) отложения рудного вещества. Поэтому только всесторонний анализ геологического материала позволяет приблизиться к решению проблемы происхождения стратиформного оруденения и выработке научных критериев поисков новых и разведки уже открытых объектов. Последнее приобретает первостепенное значение, поскольку с началом строительства Байкало-Амурской магистрали перспективная экономическая оценка Кыллахской металлогенической зоны, как возможной сырьевой базы свинцово-цинковой промышленности Якутии, представляет несомненный практический интерес (Щеглов, 1974).

В основу настоящей работы положены личные наблюдения авторов и весь доступный фактический материал других исследователей. При сборе и отборе фактического материала использован комплекс методов: геотектонический, металлогенический, палеографический (палеоклиматический), литолого-фациальный, литологический, минералого-парагенетический, геохимический и изотопический. При написании и компоновке монографии это нашло отражение в соответствующих главах и разделах. Основной материал для характеристики стратиформного свинцово-цинкового оруденения в карбонатных отложениях венда Юго-Восточной Якутии получен по Сарданинскому и Уруйскому рудным полям в силу их лучшей изученности.

В работе достаточно подробно рассмотрены геотектоническое положение площади развития свинцово-цинкового оруденения в восточном обрамлении Алданского щита, тектоническое строение, литолого-фациальные особенности, металлогения и формационная принадлежность рифейско-вендских отложений Кыллахской металлогенической зоны. Учитывая четкую приуроченность галенит-сфалеритовой минерализации к определенным стратифицированным пластам пород однообразного литологического состава, распространенным на огромной площади, и для проверки гипотезы о вероятности сингенетичного накопления рудного вещества с вмещающими их породами проведена детальная литологическая и геохимическая характеристика доломитов, доломитизированных известняков и глинистого вещества рудовмещающих пород.

При выделении природных типов руд применены приемы и методы парагенетического анализа минеральных ассоциаций, заложенные еще А. Г. Бетехтиным и впоследствии развитые в работах его многочисленных последователей. Используемое в работе понятие «парагенетическая минеральная ассоциация» отвечает общему определению, сформулированному Н. В. Петровской: «...парагенетическая минеральная ассоциация —

это закономерное сообщество минералов, образованных 'совместно как равновесная минеральная система, в пределах термодинамических условий, допускающих возникновение такой системы и в ограниченном отрезке времени, соответствующей одной ступени минерального равновесия» (Петровская, 1967, с. 72). Учитывая сходство в минеральном составе парагенетических ассоциаций, их разграничение в первую очередь основывалось на признаках перекристаллизации и перегруппировки более ранних минеральных агрегатов и отсутствии этих признаков в более поздних. Таким образом, при выявлении признаков разновременности формирования парагенетических минеральных сообществ большое внимание уделено текстурным соотношениям минеральных агрегатов, а также выявлению типоморфических особенностей главных рудных и нерудных минералов.

Для суждения о температурах формирования минеральных парагенезисов и некоторых физико-химических условий их отложения использованы методы анализа газово-жидких включений. В специальной главе сведены результаты изотопического анализа серы сосуществующих сульфидов и результаты изотопического анализа свинца, что позволило выявить суммарную статистическую картину распределения изотопов серы и свинца по природным типам руд Кыллахской зоны и провести сравнение с изотопическими данными аналогичных объектов в других регионах. Возможные варианты формирования стратиформного оруденения свинца и цинка юго-востока Якутии изложены в заключительной главе. Настоящая работа представляет собой коллективный труд сотрудников Института геологии и геофизики СО АН СССР (Е. П. Акульшина, В. Г. Пономарев, А. А. Тычинский, Г. М. Писарева), Геологического института ЯФ СО АН СССР (Б. Л. Флеров, Ю. В. Давыдов, Е. Р. Степенев, А. Л. Галямов, Н. Н. Гаврильев, А. И. Зайцев), Якутского территориального геологического управления (В. Д. Боговин, Г. Г. Казаненко) и Московского госуниверситета (Л. Н. Гринепко). Конструкция книги была задумана В. Г. Пономаревым, им же проведена компоновка материала и предварительное редактирование. Авторы считают своим приятным долгом выразить благодарность А. А. Алабиной, Г. В. Бердичевскому, М. И. Зеркаловой, И. М. Фоминых (ИГиГ СО АН СССР), Г. К. Амузинской, Е. Б. Галайской, З. Щербину, Г. И. Охлопкову, П. Д. Телье, Л. В. Телье (ИГ ЯФ СО АН СССР) за качественное выполнение аналитических работ, С. Г. Моторину (ИГиГ СО АН СССР) за прекрасное выполнение части представленных в работе фотографий шлифов и штуфов пород и руд, а также главному геологу Якутского территориального геологического управления В. А. Биланенко и сотрудникам Аллах-Юньской экспедиции И. Н. Иноземцеву, Н. В. Голоперову, В. К. Филиппову, В. И. Лобанову, В. А. Янжин-Шину и другим за помощь при полевых исследованиях. Глубокую благодарность авторы выражают ответственным редакторам монографии академикам В. А. Кузнецову и А. Л. Яншину, сделавшим ряд ценных замечаний при прочтении работы в рукописи.

## КЫЛЛАХСКАЯ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКАЯ ЗОНА

### § 1. ГЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Кыллахская металлогеническая зона расположена между Алданским щитом, или, точнее, Алдано-Майским прогибом, и Сетте-Дабанским складчато-глыбовым поднятием (рис. 1). Она протягивается в субмеридиональном направлении вдоль восточного края Алдапского щита от верховьев р. Челасин на юге до верховьев р. Белой на севере более чем на 700 км при максимальной ширине в районе р. Белой 100 км и минимальной в междуречье рек Хамна и Юдома (центральная часть) 45 км.

Территория Кыллахской металлогенической зоны на схемах тектонического районирования восточного обрамления Сибирской платформы известна под названием Кыллахской глыбово-складчатой резонансной структуры (Пушаровский, 1969), Западной зоны Восточно-Верхоянской складчатой области (Башарип, 1967), Западной (или Майско-Томпонской) ветви Юдомо-Майской складчато-глыбовой системы (Гусев, 1968) или Нельканской чешуйчато-надвиговой зоны (Ставцев, 1976). Соблюдая приоритет в выделении структур и их наименовании, мы в дальнейшем употребляем название Кыллахская структура. Одними исследователями эта тектоническая единица отождествляется с Сибирской платформой и рассматривается как выступ протерозойского фундамента (Кропоткин, Херасков, 1937), другие выделяют ее в качестве области байкальской складчатости (Гусев, 1968), палеозойского выступа мезозойского складчатости Верхоянского мегантиклинория (Мокшанцев и др., 1964; Яншин, 1965) или самостоятельного герцинского сооружения (Иванов, 1964). На геотектонических схемах Кыллахская структура фигурирует как авлакоген (Сулиди-Кондратьев, Козлов, 1966), составная часть Восточно-Верхоянской эпикратонной геосинклинали (Башарин, 1967), «подвижная платформа» или «парагеосинклиналь» (Пушаровский, 1960), складчатая система салического или верхоянского типа (Спижарский, 1973), многогеосинклиналь (Нужнов, Ярмолюк, 1963; Еловских, 1962; Гусев, 1968), эвгеосинклиналь (Резанов, 1962) или перикратонное опускание (Косыгин, 1961; Косыгин, Лучицкий, 1961; Казанский, Терентьев, 1968).

Различие во взглядах на геотектоническую природу Кыллахской и сопредельных с ней структур обусловлено различием в генетических представлениях отдельных исследователей относительно границ Сибирской платформы. Можно целиком согласиться с К. В. Боголеповым в той части высказываемых им представлений, что пока в основу тектонического районирования будут закладываться генетические аспекты «...мы еще долгое время будем находиться в сфере различных, часто противоположных гипотез, постоянно трансформирующихся по мере развития отдельных сторон наук о Земле» (Боголепов, 1974, с. 103).

Западная граница Кыллахской структуры (см. рис. 1) проводится по серии субмеридиональных разломов Нелькано-Кыллахской зоны (Кыллахский разлом на севере и Нельканский на юге), которые аэро-

магнитной съемкой фиксируются в виде полосы повышенных аномалий, интенсивностью 5—10, реже 20—50 мЭ, на фоне пониженного магнитного поля (Краснов, 1964). В структурном отношении эта зона представляет собой систему кулисообразно расположенных крупных взбросов или надвигов, наклоненных в целом на восток в сторону складчатой области под углом 40—80°; их амплитуда достигает 3—4 км. В свою очередь отмеченные взбросы осложнены многочисленными мелкими поперечными сбросами и сдвигами. На севере Кыллахский разлом сочленяется с предполагаемым широтным Томпонским разломом, маркирующим Алданскую часть Приверхоянского краевого прогиба (Ставцев, 1976). Возраст заложения разломов Нелькано-Кыллахской системы считается рифейским или более древним (Гусев, 1968).

От Сетте-Дабанского складчато-блокового поднятия Кыллахская структура отделена также серией глубинных разломов, главным из которых является Бурхалинский (или Сетте-Дабанский). По внутреннему строению Бурхалинский разлом относится к категории взбросо-надвигов (Башарин, 1967).

Наряду с разломами Нелькано-Кыллахской и Бурхалинской систем, Кыллахская структура рассекается крупными продольными и Улахан-Бамский взбросо-надвиги) и поперечными (Северо-Кыллахский, Южно-Кыллахский и Дыгдинский) разломами. Анализ региональных геофизических материалов позволил предположить (Ставцев, 1971), что разломы с глубиной выполаживаются, переходя в пологие и даже послонные серии надвигов (рис. 2), по которым низкие горизонты докембрийских образований Кыллахской структуры надвинуты на более высокие. Исходя из этого, А. Л. Ставцев приходит к выводу о решающей роли в формировании складчатых и разрывных структур не вертикальных движений блоков кристаллического фундамента, как это считалось ранее (А. К. Башарин, В. И. Иванов, В. В. Козлов, В. М. Моралев, А. Д. Сулиди-Кондратьев и др.), а горизонтальных напряжений и послонных срывов, параллельных поверхности кристаллического фундамента. Видимо, одновременно с горизонтальными сжимающими напря-

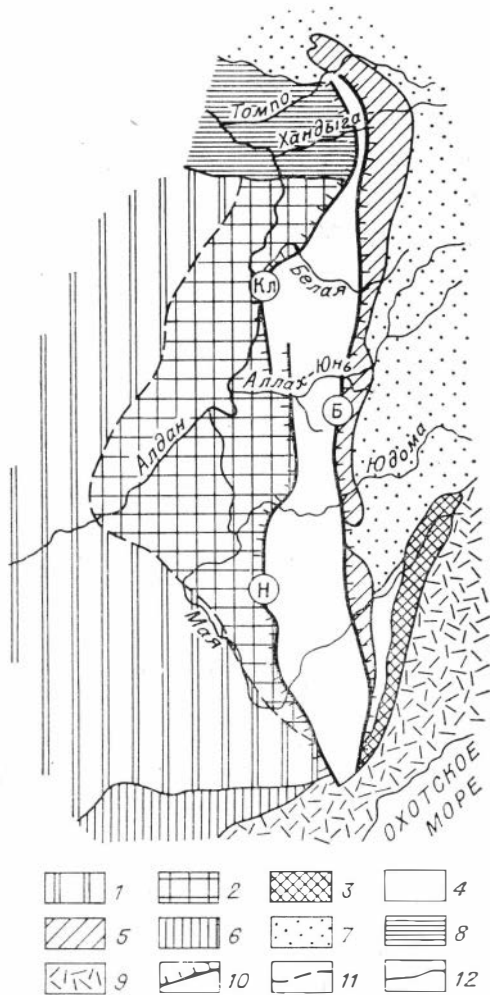


Рис. 1. Положение Кыллахской структуры среди тектонических элементов юго-восточной окраины Сибирской платформы (по Гусеву, 1968; и др.).

1 — Алданский шит; 2 — Учуро-Майская плита; 3 — Верхне-Майское антиклинальное поднятие; 4 — Кыллахская структура; 5 — Сетте-Дабанское складчатое поднятие; 6 — Становая структура; 7 — Южно-Верхоянский синклинорий; 8 — Приверхоянский прогиб; 9 — Джунгурский сегмент Охотско-Чукотского вулканического пояса; 10 — зоны глубинных разломов; 11 — предполагаемая западная граница Учуро-Майской плиты; 12 — границы структурно-тектонических единиц. Разломы (буквы на схеме): К — Кыллахский, Н — Нельканский, Б — Бурхалинский.

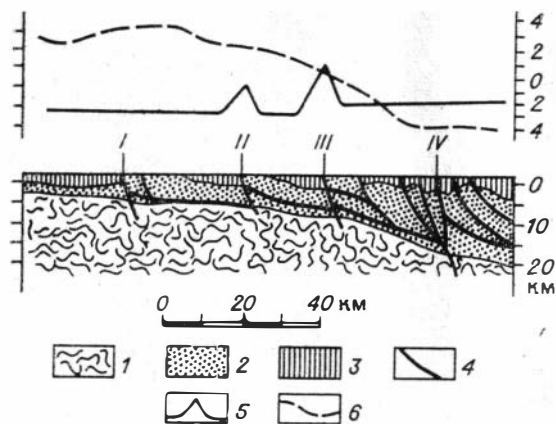


Рис. 2. Схематический профиль вкост простира-  
ния Кыллахской структуры (по Ставцеву, 1971).  
Разломы: I — Нельканский, II — Гувиндинский, III —  
Челатский, IV — Бурхалинский. 1 — архейский кри-  
сталлический фундамент, 2 — верхнепротерозойские об-  
разования, 3 — вендско-нижнесреднепалеозойские об-  
разования, 4 — разломы, 5 — график  $\Delta T$  (мЭ), 6 — график  
 $\Delta g$  (усл. ед.).

жениями оживают зоны древ-  
них крупных разломов, по  
которым происходят незна-  
чительные вертикальные пе-  
ремещения блоков. Комби-  
нация горизонтальных и  
вертикальных напряжений  
определила субмеридиональ-  
ную ориентировку складок  
и разрывов Кыллахской  
структуры и ленточно-блоч-  
ное ее строение. В целом  
направление главных разло-  
мов Кыллахской структуры  
совпадает с общей планетар-  
ной трещиноватостью (Спи-  
жарский, 1973). Наибольшая  
мощность земной коры до  
поверхности Мохоровичича  
35—40 км, а мощность «гран-  
итного слоя» вместе с оса-  
дочными породами 20—25 км  
(Шапошников, 1961, 1962).

Для внутреннего строения Кыллахской структуры характерны уз-  
кие линейно вытянутые вдоль Гувиндинского, Челатского и Улахан-  
Бамского разломов в меридиональном направлении гребневидные анти-  
клинали (брахиантиклинали) и сопряженные с ними плоские относительно  
широкие сложнодислоцированные синклинали (Вашарин, 1967; Гусев,  
1968). На юго-западе, в связи с разворотом Нельканского разлома, наме-  
чается северо-восточное простираение пликативных структур. Для анти-  
клиналей отмечается большая протяженность (первые сотни километров)  
и асимметричное строение с пологими и широкими (до 6—7 км) восточ-  
ными крыльями, часто осложненными продольными сбросами и взбро-  
сами. Западные крылья антиклиналей обычно узкие (2—3 км), круглые  
и осложнены поперечными сдвигами. В тектонических зонах осадочные  
отложения испытывают смятие, а в восточных приразломных часто пре-  
вращены в крупнообломочные брекчии. В целом намечается увеличение  
интенсивности разрывных и складчатых дислокаций с запада на восток.  
Ширина синклиналей достигает 40 км. Как правило, осадочные породы  
в них имеют горизонтальное (пологое) залегание и осложнены мелкой  
складчатостью. Наряду с линейными структурами, в Кыллахской зоне  
выделено два крупных (Горностахское — Гр и Нетское — Не) антикли-  
нальных поднятия (рис. 3).

На рис. 4 и 5 приведены карты изопакит осадочных толщ для нижней  
и верхней половины среднего рифея, позднего рифея, венда, алданского  
и ленского веков нижнего кембрия Юдомо-Майского прогиба и прилегаю-  
щих частей Алданского щита. Древние разломы, распространение и влия-  
ние которых на интенсивность осадконакопления изучены еще довольно  
слабо, при проведении изопакит не учитывались. Следовательно, карты  
изопакит отображают мощность конкретных отложений независимо от  
полноты соответствующих стратиграфических подразделений. Несмотря  
на отмеченные допущения, анализ мощностей осадочных толщ различного  
возраста позволяет сделать вывод об интенсивных тектонических дви-  
жениях в вендское время, вызвавших изменение структурного плана  
территории Юдомо-Майского прогиба. Видимо, этим в первую очередь  
следует объяснить резкое сокращение (от 350 до 155 м) мощности юдом-  
ской свиты к северу от р. Юдома в разрезе по р. Ахлах-Юнь. Заметное  
уменьшение мощности юдомской свиты к северу четко фиксируется и



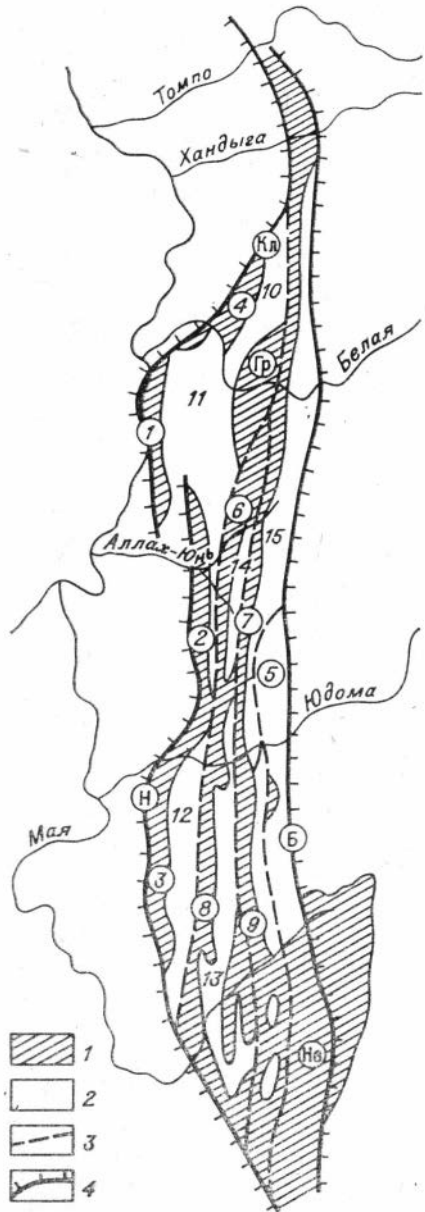


Рис. 3. Схема тектонического районирования Кызлашской структуры (по Гусеву, 1968; Башарину, 1967; и др.).

1 — площади распространения рифейских отложений, 2 — площади распространения вендско-кембрийских отложений, 3 — межблоковые тектонические нарушения, 4 — региональные разломы. Цифры на схеме: антиклинали: 1 — Кызлашская, 2 — Усть-Сухаринская, 3 — Нельканская, 4 — Эбейке-Хаятинская, 5 — Улахан-Бамская, 6 — Юркандинская, 7 — Чагдинская, 8 — Гувиндинская, 9 — Челатская; синклинали: 10 — Мутулинская, 11 — Кербинская, 12 — Лянтинская, 13 — Пуханильская, 14 — Селединская, 15 — Ыгыгинская.

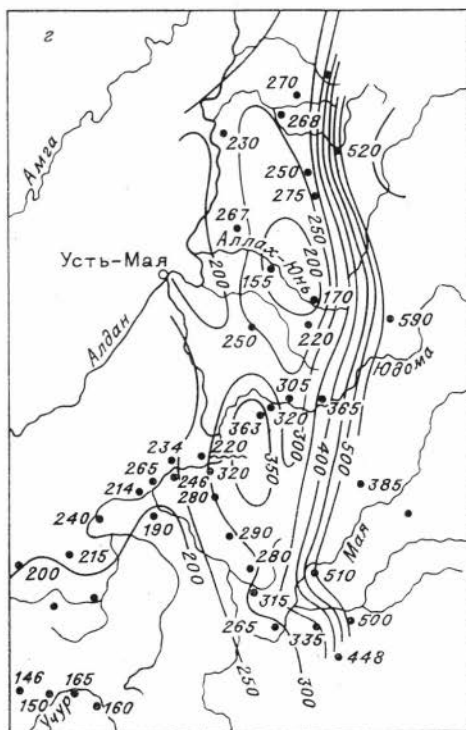
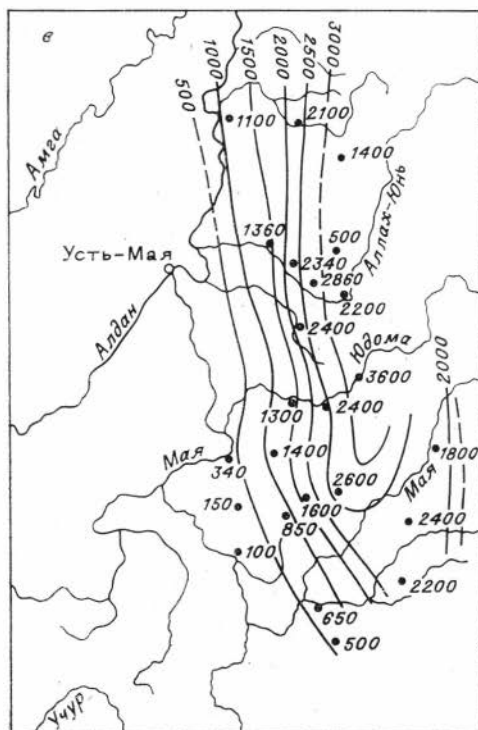
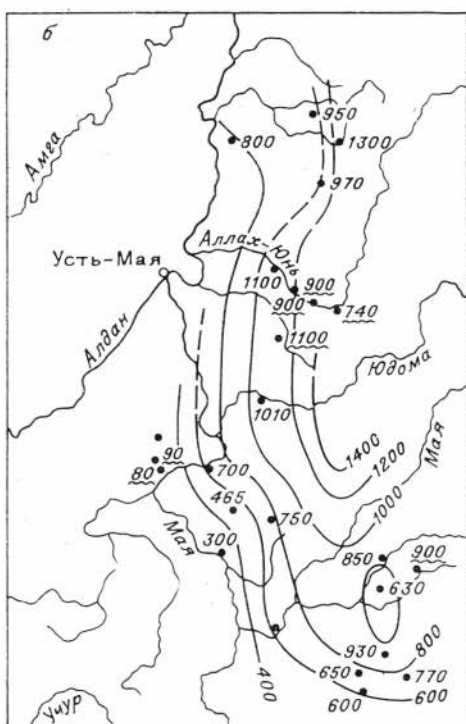
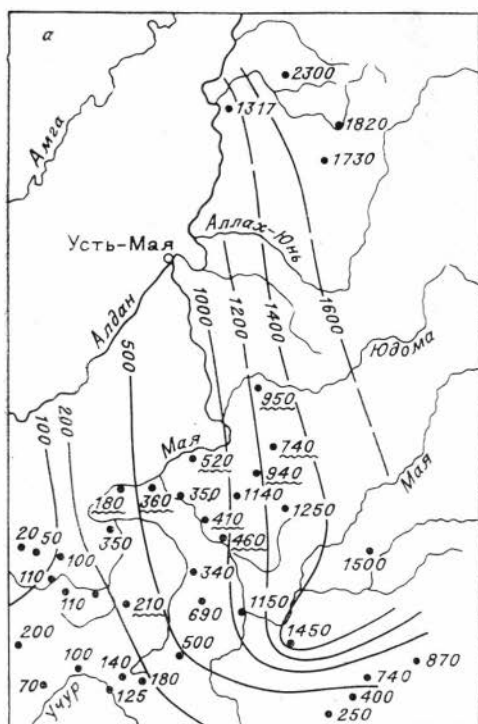


Рис. 4. Карты изобат рифейско-вендских отложений. Составил Ю. В. Давыдов.  
 а — нижняя половина среднего рифея (энинская, омнинская, малгинская, ципандинская свиты);  
 б — верхняя половина среднего рифея (лахандинская свита); в — поздний рифей (уйская серия);  
 г — венд (юдомская свита).

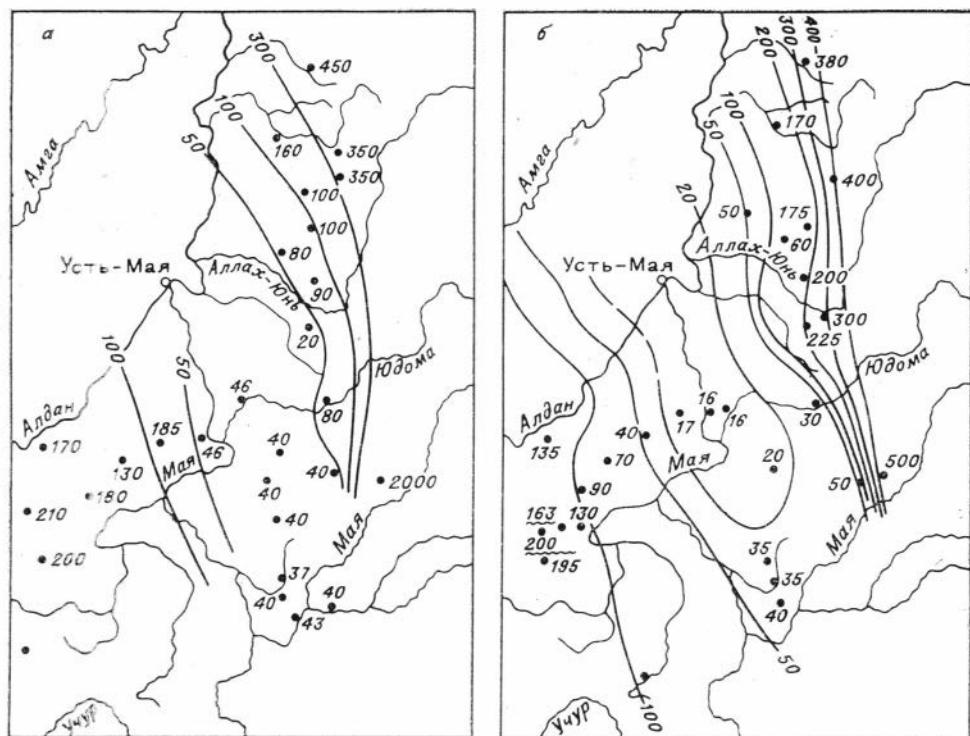


Рис. 5. Карты изопакит кембрийских отложений. Составил Ю. В. Давыдов.  
 а — алданский ярус (пестроцветная свита и ее аналоги); б — ленский ярус (инниканская свита и ее аналоги).

в пределах Сарданинского рудного поля: от центральной части рудного поля к северному периклинальному замыканию Селендинской синклинали мощность свиты сокращается на 50 м.

Совмещение местоположения месторождений и рудопроявлений Кыллахской металлогенической зоны с картой изопакит отложений юдомской свиты привело Ю. В. Давыдова к выводу о том, что размещение оруденения контролировалось крупной палеоструктурой вендского времени, вырисовывающейся в междуречье рек Юдома — Белая. Все рудопроявления тяготеют к склонам этой палеоструктуры. Таким образом, наиболее перспективной с точки зрения поисков свинцово-цинкового оруденения следует считать субмеридиональную зону этого палеоподнятия между изопакитами 180—250 м (см. рис. 4, з).

## § 2. ФОРМАЦИОННЫЙ АНАЛИЗ РИФЕЙСКО-ВЕНДСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ КЫЛЛАХСКОЙ СТРУКТУРЫ И ОСОБЕННОСТИ ИХ МЕТАЛЛОГЕНИИ

Кыллахская структура сложена осадочными породами рифея, венда, палеозоя и мезозоя, которые по литологическому составу и фацальному положению отвечают терригенным, терригенно-карбонатным и карбонатным морским образованиям. Схемы стратиграфического расчленения рифейско-вендских толщ приведены в многочисленных публикациях (Нужнов, Ярмолюк, 1963; Нужнов, 1967; Комар и др., 1970; Раабен, 1975; и др.), согласно которым рифейские отложения объединены в три серии: учурскую (нижний рифей), майскую (средний рифей) и уйскую (верхний рифей). Венд представлен юдомской свитой, нижний кембрий — пестро-

цветной и пинниканской. Более молодые отложения здесь не рассматриваются. В вертикальном строении серий намечается цикличность: в основании залегают существенно терригенные толщи, а венчают разрез существенно карбонатные толщи. В целом для разреза докембрия отмечается широкое распространение карбонатных пород и преобладание среды терригенных членов разреза кварцевых разновидностей.

С целью выяснения особенностей металлогении различных частей разреза рифейско-вендских отложений Кыллахской структуры, специфики их формирования и отличия или сходства с отложениями аналогичного возраста чехла Сибирской платформы проведен формационный анализ. В качестве фактического материала использованы уже многочисленные разрезы Кыллахской структуры и сопредельных с ней территорий Учуро-Майской плиты и Сетте-Дабанского глыбово-складчатого поднятия из работ А. К. Башарина, А. К. Боброва, Г. Г. Григорьева, С. В. Нужева, И. Г. Шаповаловой, В. Я. Ярмолюка и др. Формация выступает как ассоциация горных пород, отдельные члены которой парагенетически связаны друг с другом в возрастном и пространственном отношении и которые отражают определенный этап в развитии региона или модификацию в течение определенного этапа. По объему, следовательно, мы рассматриваем формацию несколько уже, чем Н. М. Страхов. Фациальные изменения формации по латерали (типы разрезов) могут рассматриваться как градации по терминологии И. В. Хворовой. Поскольку при расчленении пород разреза докембрия использован литологический принцип, границы выделяемых формаций в ряде случаев отвечают в своем объеме свитам.

При формационном анализе учитывался набор пород, их минеральный состав, стратиграфическое положение, мощность, степень постседиментационных преобразований и т. д. Кроме этих, ставших уже традиционными, критериев при выделении формаций в настоящей работе широко использованы результаты анализа глинистого вещества, что позволило получить дополнительную информацию как при решении вопросов общности геотектонических и палеогеографических условий формирования выделяемых формационных единиц, так и при уточнении определенных металлогенических уровней. Поскольку мы оперировали в основном эмпирическими данными и по ряду разрезов не имели достаточного материала, приведенные ниже результаты анализа глинистого вещества имеют обобщенный и предварительный характер. В дальнейшем возможен переход к статистико-математической их обработке.

Кратко остановимся на отправных положениях анализа глинистого вещества и смысле геохимических и структурных параметров, применяемых в дальнейшем.

В своем развитии от места зарождения до бассейна седиментации и в последующей геологической истории глинистое вещество пород проходит несколько этапов. В коре выветривания и на путях миграции глинистые минералы формируются в результате преобразования силикатов пород. Здесь происходит разупорядочение структур глинистых минералов, представляющих плотную упаковку анионов — ионов кислорода и гидроксильных групп. В зависимости от величины рН и интенсивности химического разложения пород в кристаллической решетке глинистых минералов осуществляются изоморфные замещения, возможность которых в слоистых силикатах чрезвычайно большая (Фрэнк-Каменецкий, 1964; Куковский, 1973). По пути в бассейн седиментации глинистые минералы претерпевают дальнейшие механические и физико-химические превращения; протекают реакции обмена и абсорбции. При этом изоморфные замещения препятствуют образованию совершенных структур и способствуют диспергированию минералов. Малый размер кристаллов, отражающий неупорядоченность их структур, является важной особенностью геохимии поверхностных процессов и одним из главнейших механизмов

выветривания (Франк-Каменецкий, 1964; Милло, 1968; Куковский, 1973).

При осаждении глинистого вещества в седиментационном бассейне, хотя и происходит смена физико-химических условий, структурная решетка глинистых минералов в своей основе остается неизменной. Общеизвестно, что морские глины состоят из материала, поступившего с континента (Страхов, 1960). Однако некоторая трансформация структуры глинистых минералов в результате изоморфных замещений и абсорбции все же наблюдается.

В стадию эпигенеза, при изменении  $pT$ -условий и при свободном доступе и циркуляции растворов, грубодисперсные глинистые минералы частично очищаются от изоморфных примесей. В них также происходит извлечение и перегруппировка чуждых ионов. Все это приводит к совершенствованию структуры; кристаллы растут и трансформируются в крупные эпигенетические образования. Такие эпигенетические кристаллы глинистых минералов для воссоздания предыдущих этапов осадкообразования непригодны, поскольку характер и степень их превращений в большей мере определяются составом и количеством циркулирующих растворов.

В глинистом веществе глинистых и карбонатно-глинистых пород при отсутствии свободной циркуляции растворов, привноса дополнительных элементов и благоприятном рН (Логвиненко, 1968) осуществляется лишь некоторая перегруппировка чуждых ионов и в какой-то мере упорядочение структуры, без существенного изменения их химического состава. В данном случае такие тонкодисперсные глинистые минералы могут служить источником информации об условиях осадконакопления. Установлено, что структуры гидрослюдистых минералов не претерпевают существенных изменений при увеличении температур до  $300-400^{\circ}\text{C}$  и только при температуре  $400-700^{\circ}\text{C}$  отмечено уменьшение структурных гидроксильных групп (Калиниченко и др., 1973).

Изложенное выше, с учетом изохимического характера постседиментационных преобразований глинистого тонкодисперсного вещества, позволяет использовать и глинистое вещество докембрийских пород для воссоздания некоторых физико-химических параметров формирования толщ и обстановки на суше, продуцирующей глинистые минералы (Акульшина, 1973). В работе использованы следующие геохимические и структурные параметры: а) отношения  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$  позволяют судить об интенсивности химического выветривания на континенте; б) отношение  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$  является показателем физико-химических (климатических) условий в областях, поставляющих глинистый материал в бассейн седиментации; в) отношения  $\text{V} : \text{Ga}$  и  $\text{V} : \text{Li}$  отражают степень влияния суши или моря (соленость вод, удаленность берега) на условия осадконакопления в седиментационном бассейне (вариации этих величин по разрезу позволяют судить о трансгрессивном или регрессивном течении процесса осадконакопления); г) величина  $\text{A} : \text{V}$  (степень кристалличности гидрослюды) определяет характер постседиментационных преобразований пород.

Нижний рифей Кыллахской структуры представлен двумя формациями: терригенно-полимиктовой красноцветной и терригенно-известково-доломитовой (рис. 6). В своем объеме эти формации отвечают учурской серии.

Терригенно-полимиктовая красноцветная формация сложена толщей мелководных морских терригенных пород (гонамская свита). Главные породы: конгломераты, разномзернистые полевошпатово-кварцевые и кварцево-полевошпатовые песчаники, крупнозернистые алевролиты и, в небольшом объеме, линзы кирпично-красных глинисто-кремнистых пород (литифицированные продукты размытой коры выветривания). Отдельными исследователями отложения терригенно-полимиктовой красноцветной формации относятся к молассам, с чем согласиться нельзя, поскольку в данных отложениях отсутствует типичная для моласс направленность



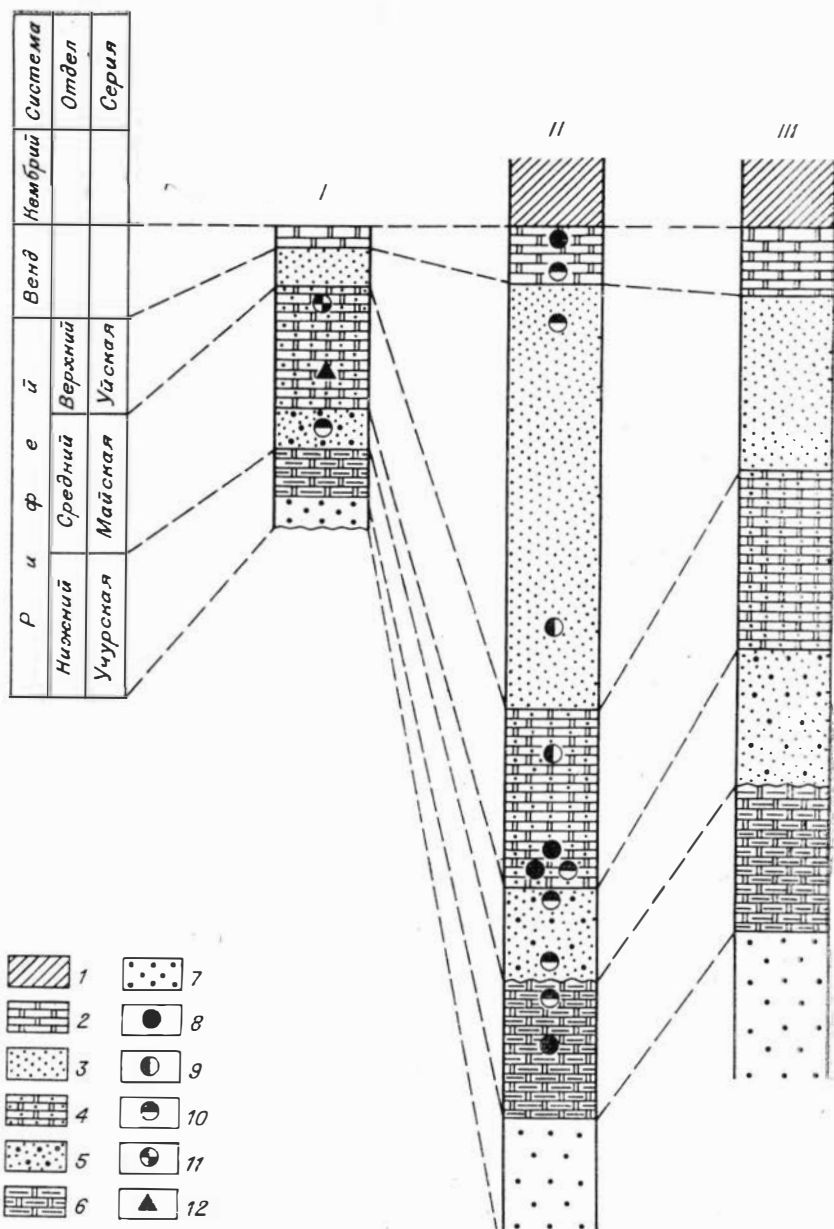


Рис. 6. Стратиграфо-формационные колонки рифейско-вендских отложений Учуро-Майской плиты (I), Кыллахской структуры (II) и Сетте-Дабанского складчатого поднятия (III). Составлена по материалам А. К. Башарипа, С. В. Нужнова, Н. Г. Шаповаловой, В. Я. Ярмолюка и др. Масштаб 1 : 50 000.

1 — отложения нембрия; формации: 2 — рудносная доломитовая (юдомская свита); 3 — терригенная (кандыкская и усть-кирбинская свиты); 4 — известково-доломитовая пестроцветная субформация (малгинская, ципандинская и лахандвская свиты), 5 — терригенная сероцветная субформация (тоттинская свита); 6 — терригенно-известково-доломитовая (омактинская свита); 7 — терригенно-полимиктовая красноцветная (гонамская свита); 8 — свинец и цинк; 9 — цинк; 10 — медь; 11 — железо; 12 — нефть.

в вертикальной смене ассоциаций пород (возрастание роли грубообломочных отложений вверх по разрезу), и трансгрессивному типу строения. Калий-аргоновые датировки глауконита из разрезов данной формации показывают значения 1500—1550 млн. лет, хотя считается, что они сильно «омоложены» вследствие утечки аргона (Салоп, 1973).

Терригенно-известково-доломитовая формация (омахтинская свита)— лагунно-морская толща карбонатных пород: мергелей, доломитов, известняков и их переходных разновидностей с розовой и кремовой окраской. Терригенные члены формации имеют резко подчиненное значение и представлены в основном алевролитами и песчаниками с карбонатным цементом.

В разрезах формации в соседних с Кыллахским районах содержатся строматолиты, а также онколиты (Нужнов, 1967; Журавлева, 1964). В бассейне р. Белой в окремненных доломитах встречена густая сеть прожилково-вкрапленной барит-галенитовой минерализации с содержанием свинца до 5%, а в прослоях среднезернистых песчаников мощностью 0,05—0,1 м — обильная вкрапленность халькопирита (Волкодав и др., 1976).

**Средний рифей** (майская серия) представлен терригенно-известково-доломитовой формацией, в составе которой выделяются две субформации: нижняя — терригенная сероцветная и верхняя — известково-доломитовая пестроцветная.

Терригенная сероцветная субформация (тоттинская свита) слагается толщей сероцветных алевролитов, чередующихся с маломощными пластами и прослоями темно-серых, темно-зеленых, редко вишневых песчаников и аргиллитов и залегает со стратиграфическим несогласием на отложениях терригенно-известково-доломитовой формации нижнего рифея. Возраст глаукоита из пород терригенной сероцветной субформации 1190 млн. лет (Салоп, 1973).

Известково-доломитовая пестроцветная субформация (малгинская, ципандинская и лахандинская свиты) — толща лагунно-морских карбонатных пород: пестроокрашенных и светло-серых до темно-серых известняков и доломитов со строматолитами, переслаивающихся с маломощными прослоями алевролитов и аргиллитов. Возраст глауконита из верхней части формации (лахандинская свита) 890—1000 млн. лет (Салоп, 1973). По сравнению с Учуро-Майским районом, где отложения известково-доломитовой субформации имеют признаки типично платформенных образований, на площади Кыллахской структуры они приобретают миогеосинклинальный характер: значительно увеличивается мощность осадков, отмечается более высокая степень изменения пород и интенсивность их деформации. В сторону Кыллахской структуры в разрезах субформации также возрастает роль известкового материала (Давыдов, Казанский, 1973).

Исследование глинистой составляющей пород терригенно-известково-доломитовой формации на площади Учуро-Майской плиты (бассейн р. Мая) показало, что в терригенных породах эннинской и омнинской свит (аналоги тоттинской свиты) в основном содержится гидрослюда и в весьма незначительных количествах смешанослойные минералы и хлорит. В глинистой фракции пород основания малгинской свиты преобладают хлориты; в средней ее части в глинистых известняках хлорит исчезает и еще раз появляется в вышележащих известняках. В битуминозных известняках малгинской, в ципандинской и лахандинской свитах хлорит отсутствует. Глинистое вещество пород ципандинской свиты характеризуется однообразным гидрослюдистым составом и лишь в некоторых образцах содержится гетит. В лахандинской свите глинистые минералы представлены каолинитом, гетитом, гидрослюдой и смешанослойными гидрослюдами; в некоторых образцах преобладает каолинит.

На площади Кыллахской структуры (бассейн р. Белой) в породах бикской и мускельской свит (верхняя часть тоттинской свиты) гидрослюда является главным компонентом. Содержание хлорита увеличивается лишь в средних частях этих свит. В мускельской свите отмечаются смешанослойные глинистые минералы. В дугинской (аналог малгинской) свите содержание хлорита понижается, а в средней ее части присутствует только гидрослюда. В вильской, верхней части сэтмуяльской и гренской

Таблица 1

## Средний химический состав глинистого вещества майской серии, вес. %

Свита	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MnO	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	CaO	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O	Li <sub>2</sub> O
Гренская . . . . .	42,7	27,5	3,90	0,02	2,90	12,0	0,41	6,15	0,76	0,042
Сэтмульская	47,3	25,5	2,76	0,05	2,76	4,61	0,34	4,49	0,80	0,011
Вильская . . . . .	52,1	25,5	2,80	0,05	4,00	6,06	0,48	5,50	0,45	0,037
Фирская . . . . .	58,5	25,6	1,24	—	1,83	1,13	0,21	6,39	0,39	0,018
Дугинская . . . . .	56,0	22,5	1,89	0,07	3,90	5,60	0,54	4,97	1,20	0,023
Мускельская	50,0	17,7	3,14	0,06	4,45	9,51	0,29	4,90	1,08	0,037
Бикская . . . . .	58,3	21,3	1,44	0,09	2,22	8,42	0,45	4,56	1,21	0,015
Светлицкая . . . . .	60,0	19,7	2,15	0,14	1,63	6,75	0,54	5,67	0,32	0,016
Талынская . . . . .	68,7	16,1	0,99	0,17	1,55	4,75	0,42	4,76	0,057	0,019

Примечание. Определение химических компонентов производилось на квантометре в лаборатории спектрального анализа ИГиГ СО АН СССР М. И. Зеркаловой.

свиты (аналоги лахандинской свиты) хлорит содержится в малых количествах или совсем отсутствует. Каолинит отмечается в весьма незначительных количествах в основании дугинской свиты, в кровле фирской (аналог ципандинской) и подошве вильской свит, вместо каолинита в некоторых образцах присутствует пирофиллит. Незначительные количества каолинита содержатся в гренской свите.

Таким образом, минеральный состав глинистого вещества в пределах майской серии бассейнов рек Мая и Белой меняется снизу вверх однонаправленно и периодически. На одних и тех же уровнях этих двух различных по структурному положению и фациальным условиям районов отмечается в основном одинаковый состав глинистой фракции (Давыдов, Акульшина, 1976).

Средние содержания химических элементов в глинистом веществе отдельных свит майской серии значительно колеблются (табл. 1, рис. 7). Снизу вверх по разрезу серии содержание кремнезема уменьшается, а глинозема, окислов титана и калия увеличивается, причем увеличение или уменьшение содержаний окислов имеет ступенчатый, периодический характер и согласуется с изменениями минерального состава. Увеличение концентраций свинца, марганца, титана, никеля, хрома, ванадия, кобальта, меди, цинка и циркония в глинистом веществе и породах по вертикальному профилю майской серии в бассейне р. Мая происходит на следующих стратиграфических уровнях: а) омнинская свита; б) верхняя часть малгинской свиты; в) нижняя половина лахандинской свиты (рис. 8). Для некоторых элементов (свинец, марганец, никель, хром, ванадий и цинк) увеличение содержания в породах отмечается в низах и верхах омнинской свиты (по конфигурации кривых, характеризующих изменение содержания элементов, омнинский уровень как бы раздваивается). Аналогичное изменение содержания малых элементов установлено и в глинистом веществе (рис. 9, 10), хотя раздвоение на уровне омнинской свиты выражено в этом случае менее четко.

В разрезе майской серии в бассейне р. Белой содержание бора, ванадия, хрома, марганца, меди, цинка, циркония и свинца \* в глинистом веществе увеличивается снизу вверх. Наибольшие концентрации установлены на следующих стратиграфических уровнях: а) самые низы талынской свиты (основание тоттинской); б) верхи бикской и мускельской свиты (верхняя часть омнинской); в) верхняя часть дугинской свиты; г) вильская и сэтмульская свиты (рис. 11, 12).

Содержание стронция и бария в глинистом веществе уменьшается снизу вверх по разрезу майской серии; на фоне направленного изменения

\* Определение содержания малых элементов в глинистом веществе бассейна р. Белой производилось спектральным количественным анализом.

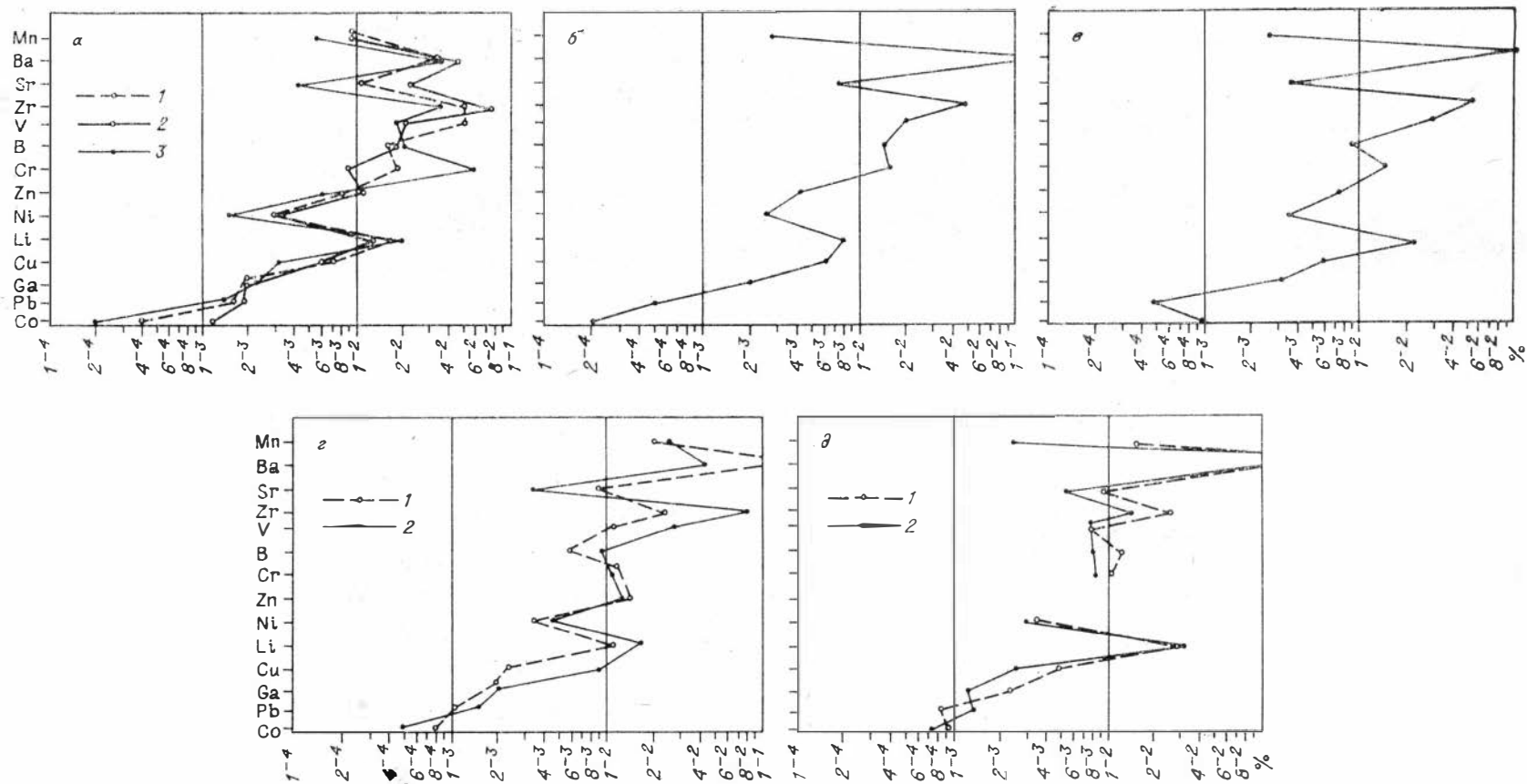


Рис. 7. Конфигуративные кривые, характеризующие среднее содержание и соотношение малых элементов в глинистом веществе пород майкопской серии бассейна р. Белой.

Свиты: а — вильская (1), сзгумльская (2), греникая (3), б — фирская, в — дугинская, г — бикская (1), мускельская (2), д — светлинская (1), талышская (2).



Рис. 8. Среднее содержание малых элементов в породах майской серии и кандыкской свиты (уйская серия) бассейна р. Мая.

имеются периодические снижения концентрации этих элементов, приуроченные к стратиграфическим уровням, на которых содержание бора, ванадия, хрома, меди, циркония, свинца и т. д., наоборот, увеличивается (рис. 12, е).

Наиболее четко периодичность и направленность изменения химического состава глинистого вещества проявляется в отношениях  $Al_2O_3 : Na_2O$  и  $K_2O : Na_2O$ . Так, в бассейне р. Мая аргиллиты омнинской свиты характеризуются самыми низкими значениями  $Al_2O_3 : Na_2O$  ( $< 50$ ). В известняках омнинской, а также брекчированных и глинистых известняках малгинской свит значение этой величины повышается (50—150). В серых малгинских известняках отношение окиси алюминия к окиси натрия понижается ( $< 50$ ), а в битуминозных известняках, доломитах и горючих сланцах верхов малгинской и доломитах самых низов ципандинской свит снова фиксируется значительное повышение (100—180). Нижняя большая часть лахандинской свиты характеризуется весьма высокими значениями  $Al_2O_3 : Na_2O$  (150—650) (рис. 13). Таким образом, величина  $Al_2O_3 : Na_2O$  от низов омнинской и до верхней части лахандинской свит



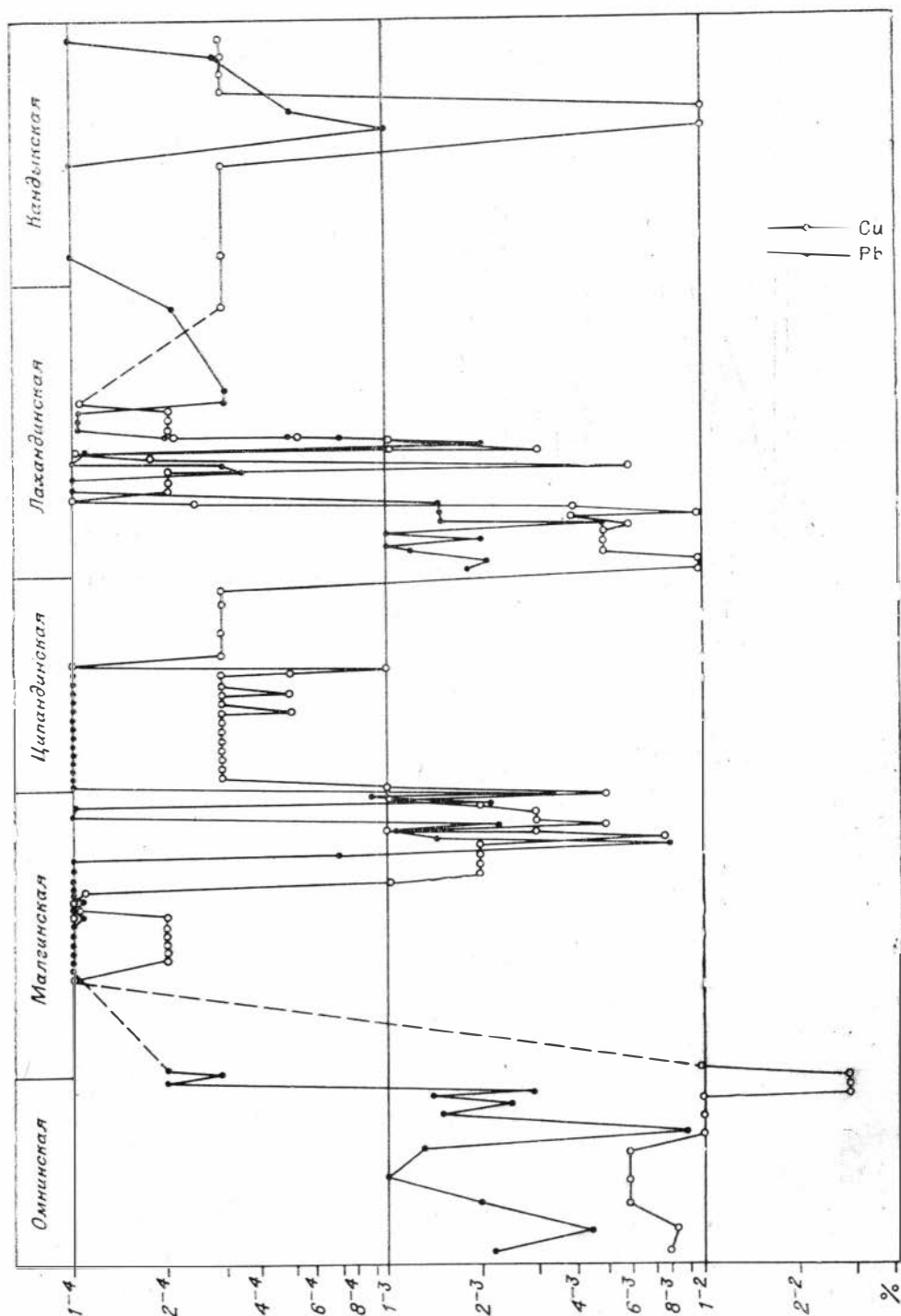


Рис. 9. Среднее содержание свинца и меди в глинистом веществе пород майской серии и кандьской свиты (уйская серия) бассейна р. Мая.

имеет ступенчатый характер, возрастая от 10 до 650 и в целом характеризуя единый цикл (с минимумом в омнинской и максимумом в лахандинской свитах). Аналогичные изменения свойственны и величинам  $H_2O : Na_2O$ , для которых еще более отчетливо выражено ступенчатое однонаправленное изменение.

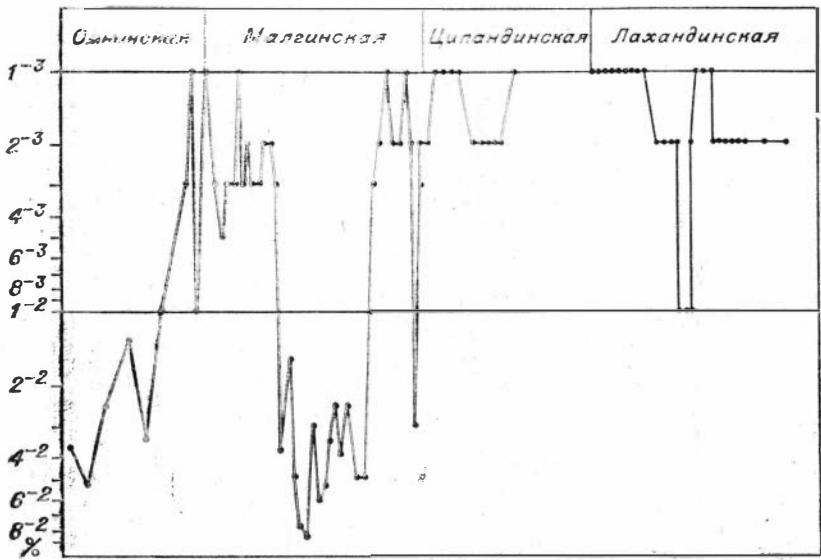


Рис. 10. Содержание цинка в глинистом веществе пород майской серии бассейна р. Мая.

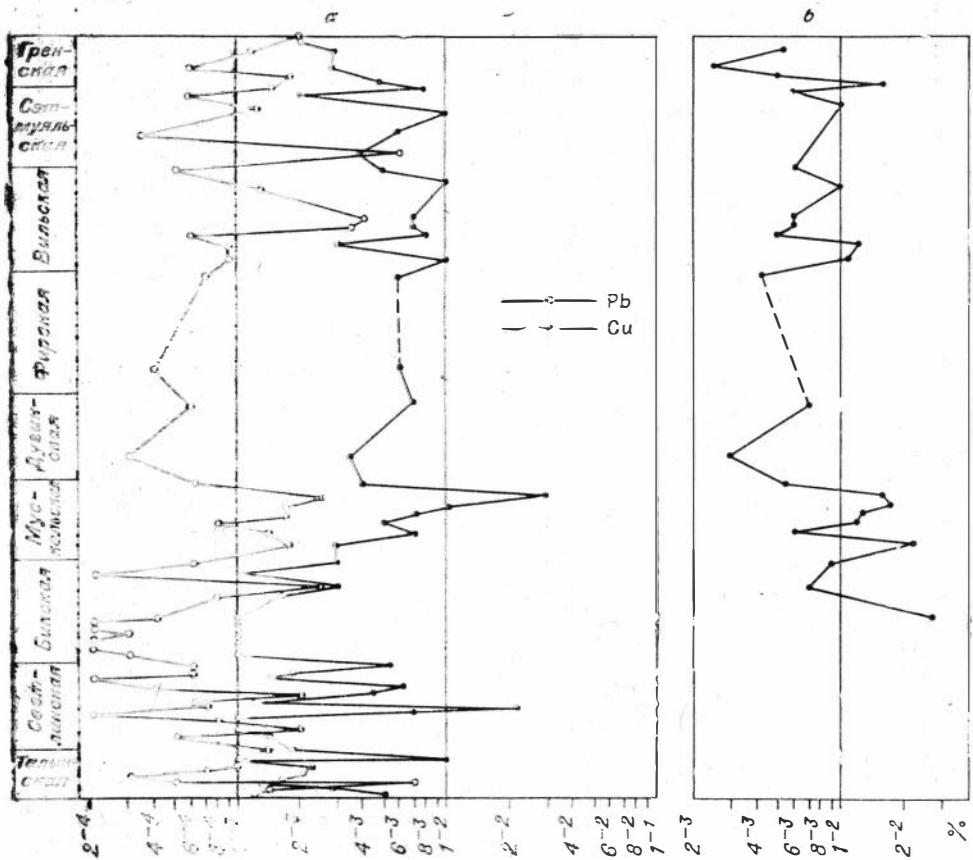
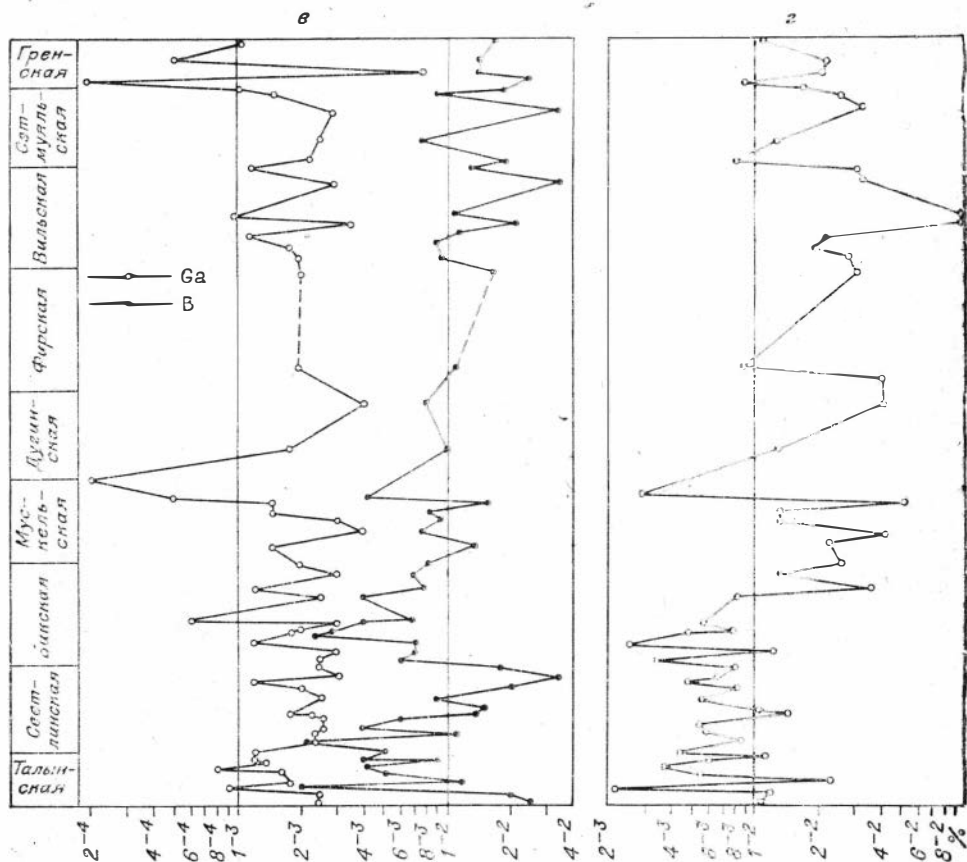


Рис. 11. Содержание свинца, меди (а), цинка (б), галлия, бора (в),

В алевролитах и песчаниках талынской и светлинской свит бассейна р. Белой значения величины  $Al_2O_3 : Na_2O$  варьируют в пределах 10—160. В средних частях бикской и мускульской свит она равна 40—50, в низах мускульской и дугинской 10—20. В верхней половине дугинской свиты величина  $Al_2O_3 : Na_2O$  возрастает до 45—85, достигает максимума (150—160) в вильской свите, а в гренской снова понижаются до 40—60. Таким образом, в бассейне р. Белой величина  $Al_2O_3 : Na_2O$  возрастает от мускульской до вильской, в гренской свите она имеет средние значения. Аналогично изменяется величина  $K_2O : Na_2O$ .

Приведенные геохимические параметры глинистого вещества показывают, что начиная от омнинского (бикского и мускульского) времени на суше происходило постепенное, ступенчатое нарастание интенсивности химического выветривания. Максимального развития оно достигло в лахандинское (вильское) время. В конце омнинского и начале малгинского, в конце малгинского и начале ципандинского, а возможно и в середине ципандинского времени имели место максимумы более низкого порядка, чем лахандинский. Следовательно, лахандинское (вильское, сэтмуальское) время является концом цикла осадконакопления высокого порядка. Начало этого цикла относится к омнинскому (бикскому, мускульскому) времени. Гренская свита (верхи лахандинской свиты) является переходом к следующему циклу высокого порядка, который начинается кандыкской свитой.

Величина  $Al_2O_3 : TiO_2$  в некоторой части малгинской, ципандинской и лахандинской свит колеблется в пределах 9—25, что указывает на гумидные условия выветривания на суше в момент образования осадков. В верхах омнинской и низах малгинской величина  $Al_2O_3 : TiO_2$  дости-



ванадия (2) в глинистом веществе пород майской серии бассейна р. Белой.

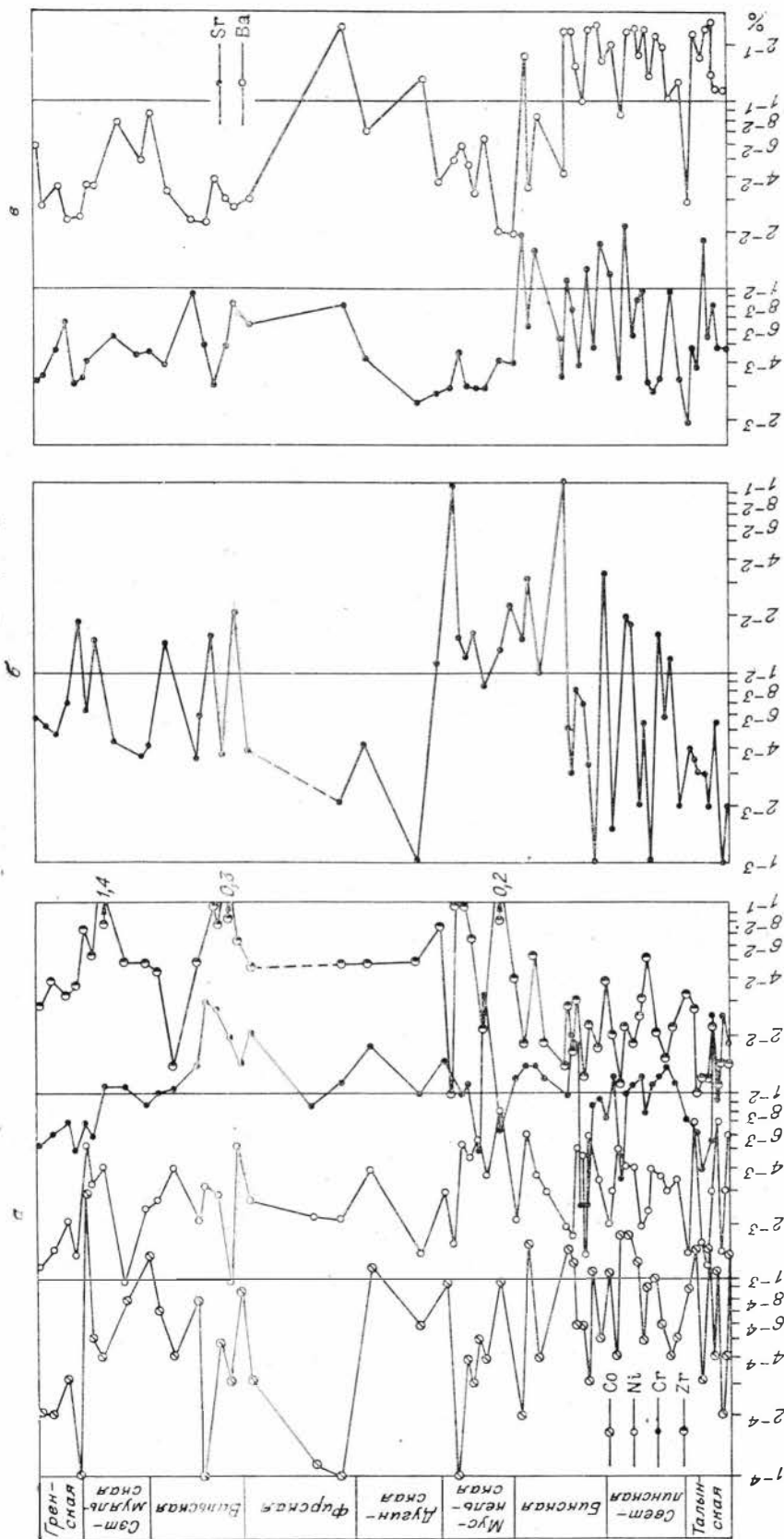


Рис. 12. Содержание кобальта, никеля, хрома, цинка (а), марганца (б), стронция, бария (в) в глинистом веществе пород майской серии бассейна р. Белой.

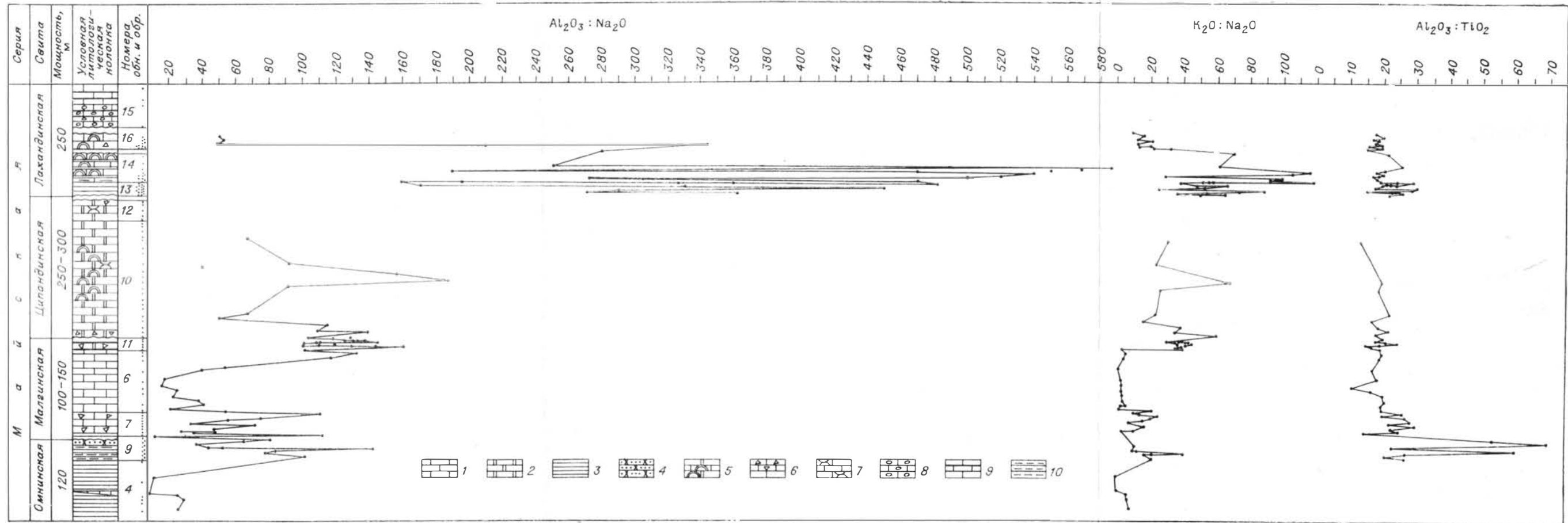


Рис. 13. Изменение величин  $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$  и  $Al_2O_3 : TiO_2$  в глинистом веществе пород майской серии бассейна р. Мая.

1 — известняк, 2 — доломит, 3 — аргиллит, 4 — песчаник, 5 — известняк, водорослевый доломит, 6—9 — известняк брекчированный (6), обломочно-органогенный (7), фитолиито-обломочный (8), битуминозный (9), 10 — алевролит глинистый. Разрез составлен Е. П. Акульшиной, Ю. В. Давыдовым и В. Д. Писаревым.



гает 71, что свидетельствует о существовании аридного климата в областях, поставлявших глинистый материал. Повышенные значения данного параметра ( $> 25$ ) наблюдаются в нижней части лахандинской свиты, что также отражает аридизацию климата в это время (см. рис. 13). В пределах мускельской, дугинской, вильской и гренской свит величина  $Al_2O_3 : TiO_2$  колеблется в пределах 5—25 (гумидные климатические условия областей денудации). В конце мускельского, начале вильского, а также в середине бикского времени имела место некоторая аридизация климата. Таким образом, в среднерифейское время преобладал гумидный климат, аридизация его проявлялась периодически и кратковременно в бикское, конце омнинского — начале малгинского (конец мускельского — начале дугинского), начале лахандинского (начале вильского) времени.

Величины  $V : Ga$ ,  $V : Li$  в разрезе майской серии бассейна р. Мая имеют весьма широкие пределы колебаний. Для нижней части омнинской, средней и верхней частей малгинской свиты величины  $V : Ga$  варьируют от 0,1 до 3, а  $V : Li$  — от 0,01 до 0,5 (пресноводные условия осадко-накопления). Заметное повышение величин  $V : Ga$  отмечается в верхах омнинской и низах малгинской свит (20—100), достигая максимальных значений в осадках ципандинской и лахандинской свит (100—1400). Аналогично варьируют значения величины  $V : Li$  (рис. 14). Изменение геохимических параметров глинистого вещества по разрезу майской серии показывает, что в начале омнинского времени в бассейне р. Мая шло развитие трансгрессии, которая в конце омнинского и начале малгинского времени имела свой максимум низшего порядка. Затем началась регрессия с максимумом в середине малгинского времени. В этот период здесь существовал пресноводный бассейн. Уже в конце малгинского времени снова началось быстрое развитие трансгрессии, достигшее в ципандинское время наивысшей точки за весь среднерифейский период. В начале лахандинского времени наступает регрессия с двумя трансгрессивными всплесками и двумя регрессивными спадами.

Величина  $V : Ga$  в разрезе р. Белой имеет незначительные пределы колебания. Минимальные значения этой величины ( $\sim 2$ ) установлены в середине мускельской, дугинской, в самых низах вильской и гренской свит. Более высокие значения (5—30) отмечаются в середине бикской, в верхней части мускельской, вильской и сэтмуальской свит. Ввиду небольшого числа определений содержания бора, галия и лития для данного разреза, полную картину изменения фациальных условий нарисовать трудно. Однако имеющиеся материалы показывают, что в середине мускельского и дугинского, в начале вильского и гренского времени накопление осадков происходило вблизи берега, а соленость вод бассейна была очень низкой. В середине бикского, конце мускельского, в вильское и в конце сэтмуальского времени намечается удаление береговой линии и формирование осадков в опресненном бассейне вблизи суши. Подтверждением высказанных положений могут служить в общем низкие значения величины  $V : Li$ , которые занимают промежуточные положения между значениями для пресноводных и нормальных морских осадков, характеризую морской бассейн с множеством островов.

Из приведенного выше следует, что майская серия (терригенно-известково-доломитовая формация) представляет собой единый осадочный комплекс, в котором снизу вверх происходит смена терригенных типов пород карбонатными; направленно и циклично меняются минеральный и химический составы глинистого вещества; циклично возрастает степень химической дифференциации последнего и концентрация некоторых элементов в нем. Геохимические особенности глинистого вещества, являющиеся отражением условий формирования осадков, свидетельствуют, что майская серия образовалась в течение единого цикла осадконакопления, которому соответствуют трансгрессивное развитие бассейна седиментации и направленное периодическое по характеру усиление химического вы-

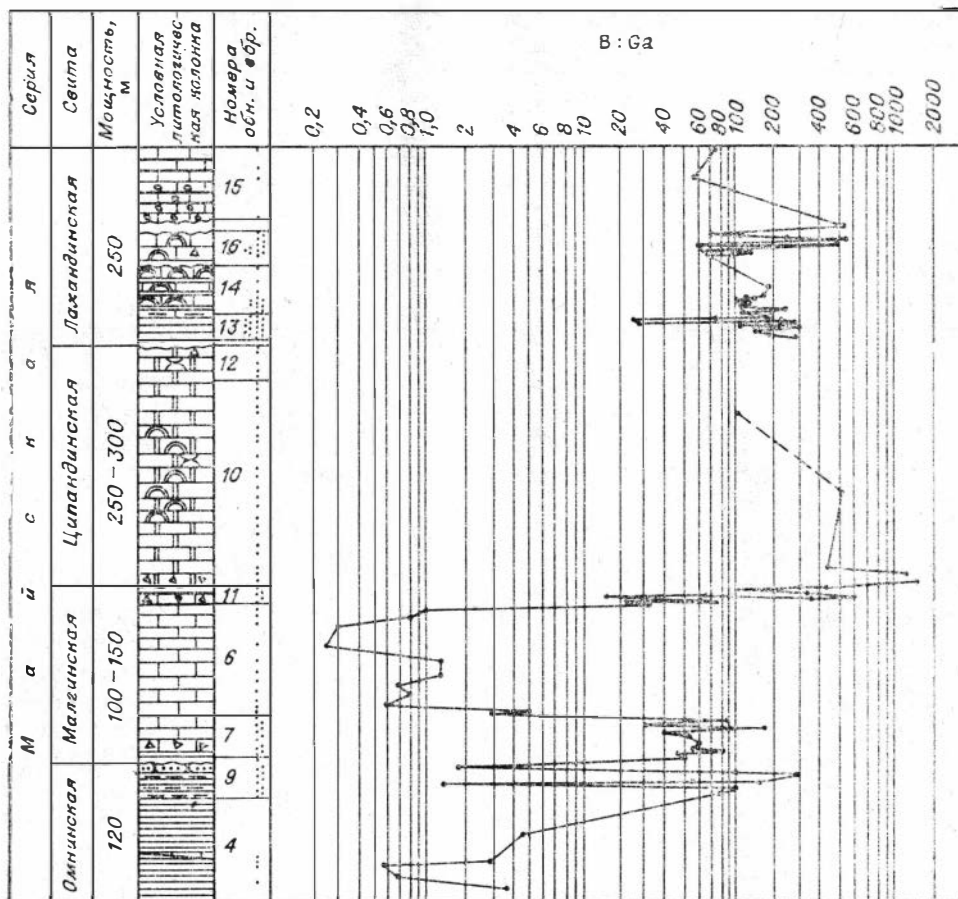


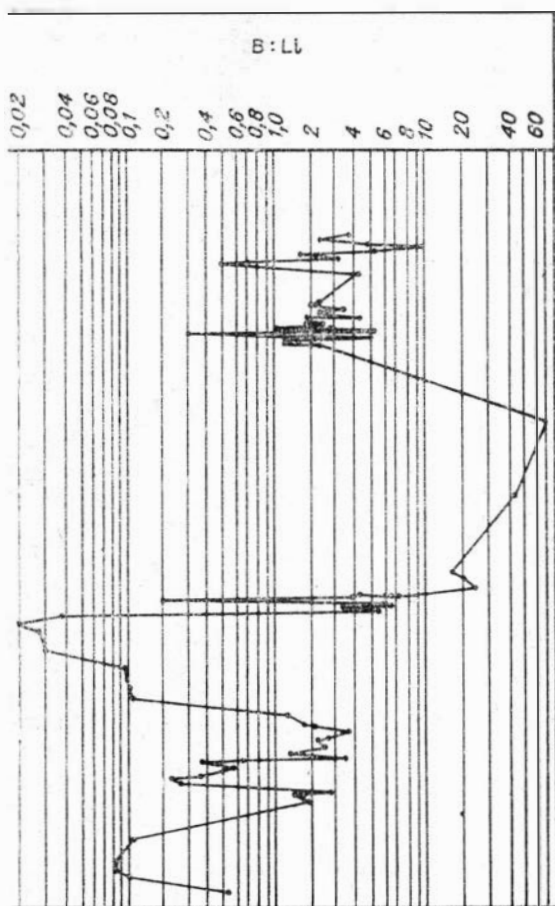
Рис. 14. Изменение величин В : Ga и В : Li в глинистом веществе пород майской се

ветривания на суше, сопровождающееся возрастанием массы элементов, мигрирующей в растворах и сорбированной глинистым веществом.

Концентрация некоторых элементов на указанных стратиграфических уровнях проявляется не только в глинистом веществе, а также и в породах. По данным И. Г. Волкодава и др. (1976), в доломитовых песчаниках и алевролитах мускельской свиты (бассейн р. Белой), которая сопоставляется с верхами тоттинской, установлено три уровня с вкрапленностью и прожилками галенита, сфалерита и халькопирита. Нижнемускельские полиметаллические и медные «уровни» прослежены на крыльях Горностахского антиклинального поднятия и Эбейко-Хаятинской антиклинали на десятки километров, сохраняя четкую литологическую приуроченность. В пределах Кышлахского выступа формация вмещает медное оруденение (Кренделев, Лучко, 1968).

В Учуро-Майском районе в нижних частях разреза известково-доломитовой пестроцветной субформации известны битуминозные известняки и доломиты, иногда с нефтью (малгинская и ципандинская свиты), а в отложениях лахандинской свиты линзовидные тела железисто-аллитовых и шамозитовых руд протяженностью от первых десятков до 700 м. Бокситовый модуль в руде колеблется от 1 до 3, содержание окислов железа достигает 75% (Ставцев, 1976).

На северо-восточном склоне Алданского щита в бассейне р. Ингили в аргиллитах и алевролитах лахандинской свиты на расстоянии 40 км прослежен горизонт сферосидеритовых концентраций со сфалеритом



при бассейна р. Мая (Усл. обозн. см. на рис. 13).

Кыллахской структуры (бассейн р. Белой).

В доломитах ципандиинской свиты (приалданская часть Кыллахской гряды) установлено баритовое проявление жильного типа. Гнезда и прожилки радиально-лучистого барита мощностью от 5 до 20 см и протяженностью от 1 до 15 м находятся в оторочке черной сульфидоносной глины с большими кристаллами пирита. Оруденение контролируется главным образом двумя системами трещин с ориентировкой азимута падения  $0 < 85^\circ$  и  $275 < 80^\circ$ . Мощность зоны баритизации достигает 10 м, протяженность в меридиональном направлении более 100 м (Иогансон, Кропачев, 1976).

Следует подчеркнуть, что отмеченный уровень свинцово-цинкового оруденения в верхней части пестроцветной известково-доломитовой субформации имеет значительное площадное развитие и за пределами рассматриваемых территорий. Так, на северо-западном склоне Алданского щита и южной окраине Березовского прогиба в отложениях торгиинской свиты, которую можно параллелизовать с лахандинской, также установлены свинцово-цинковые проявления (Западное, Александровское, Озерное, Ойясалахское и др.). Рудоносными являются шесть горизонтов карбонатных пород, составляющих 200 м разреза торгиинской свиты (Геологические формации..., 1976). В составе горизонтов мощностью от 0,5 до 40 м выявляются рудные пласты мощностью не более 2 м. Внутри последних картируются кулисообразно расположенные линзовидные рудные тела. Тонкорассеянная вкрапленность или стустковые выделения гале-

(Ставец, 1969). Сфалерит с размером индивидов от долей миллиметра до 1 см образует в конкрециях неравномерную вкрапленность или прожилки, не выходящие за контур конкреции. Количество сфалерита в конкрециях достигает 1,2 кг/т. Спектральным анализом установлены (в %): цинк (0,03—0,3), свинец и медь (0,01—0,1), сурьма (0,02—0,13) и молибден (0,003—0,01). Вмещающие конкреции аргиллиты и алевролиты не затронуты цинковой минерализацией и не несут следов какой-либо гидротермальной деятельности. В контакте с магматическими образованиями наблюдается лишь их слабое ороговикование, редко скарнирование, без признаков цинковой или какой-либо другой рудной минерализации. И. Г. Волкодав и др. (1976) также отмечают вкрапленность сфалерита, галенита и самородной серы в прослоях сидерита (мощностью до 0,6 м), доломита и битуминозных известняков лахандинской свиты на площади

вита и сфалерита располагаются в битуминозном веществе согласно параллельной или косой слоистости пород. В грубозернистых или обломочных разновидностях карбонатных пород галенит и сфалерит приурочены к выделениям битумов, концентрирующихся между оолитами или обломками пород, а также в сатуро-стиллолитовых швах и поздних трещинах.

**Верхний рифей.** Стратиграфический разрез рифейских отложений венчает терригенная формация, отвечающая в рассматриваемом районе уйской серии (кандыкская и усть-кирбинская свиты). По-видимому, образование данной формации отражает крупный переломный этап в истории формирования структуры, связанный с воздыманием региона. Литологически формация представлена толщей терригенных пород, залегающих с разрывом на отложениях известково-доломитовой пестроцветной субформации среднего рифея. Главные породы терригенной формации: кварцевые, кварцево-полевошпатово-кварцевые песчаники, крупно- и мелкозернистые алевролиты, аргиллиты, глинистые сланцы и в незначительном количестве гравелиты. Типичные парагенезисы пород: мелкозернистые песчаники и алевролиты; мелкозернистые кварц-полевошпатовые песчаники — мелкозернистые известковые песчаники — алевролиты; мелкозернистые песчаники — слюдяные аргиллиты и алевролитовые аргиллиты. Окраска пород серая, светло- и темно-серая; в наиболее тонкозернистых разновидностях аргиллитов — вишневая. В кандыкской свите встречены акритархи и отпечатки медузоидных, а в усть-кирбинской находится глауконит, датированный в интервале 610—680 млн. лет (Салон, 1973).

Изменение формации заключается в погрублении обломочного материала в кандыкское время с востока на запад, а в усть-кирбинское время, наоборот, и в уменьшении зернистости пород в западном направлении (Башарин, 1967). На востоке Алданского щита мощность формации не превышает 400—600 м и имеет типично платформенный характер, в то время как в пределах Кыллахской структуры она приобретает миогеосинклинальные черты, заметно дислоцирована и ее мощность увеличивается до 3000—4000 м. Отложения терригенной формации прорваны интрузивами ультраосновного — щелочного состава ингилийского комплекса, которые датируются калий-аргоновым методом 610—690 млн. лет, но наиболее достоверные значения, полученные свинцово-изотопным методом по различным радиоактивным минералам, 650 млн. лет (Салон, 1973).

В вертикальном разрезе формации в бассейне р. Белой намечается несколько уровней с медной минерализацией (Волкодав и др., 1976).

Глинистое вещество песчаников, алевролитов, аргиллитов и глинистых сланцев кандыкской свиты бассейна р. Мая состоит в основном из гидрослюда и хлорита. В разрезе свиты, примерно в средней части, в глинистом веществе отмечается повышенная концентрация меди, свинца, марганца, титана и никеля. Концентрация меди в глинистой составляющей пород кандыкской свиты равна, а свинца меньше, чем в глинистом веществе отложений нижней части лахандинской свиты (см. рис. 9, 10).

Глинистое вещество алевролитов и аргиллитов усть-кирбинской свиты бассейна р. Юдома, хр. Улахан-Бам и Кыллахской структуры состоит из гидрослюда, железистого и магнезиально-железистого хлорита, каолинита и монтмориллонита. В незначительных количествах присутствуют кварц и полевые шпаты. Встречаются гидрослюда гидратированные и смешанослойные. Каолинит присутствует в низах и верхах свиты, а примерно в нижней части свиты — каолинит и пиррофиллит. Значительное обогащение каолинитом верхних горизонтов усть-кирбинской свиты и повышенные значения величин  $Al_2O_3 : Na_2O$  и  $K_2O : Na_2O$  соответствуют повышенным концентрациям малых элементов на этом уровне.

Содержание свинца в глинистом веществе пород верхних горизонтов усть-кирбинской свиты равно мускельскому и лахандинскому уровням

майской серии; содержание цинка несколько ниже, а меди — значительно ниже (рис. 7, 15). В глинистом веществе пород верхних горизонтов усть-кирбинской свиты содержание кобальта, меди, хрома, ванадия, стронция и марганца ниже, чем в глинах и глинистых сланцах земной коры (рис. 16). По другим интервалам усть-кирбинской свиты аналитические данные отсутствуют.

Формирование отложений верхних горизонтов усть-кирбинской свиты в бассейне р. Юдома, в районе месторождения Сардана происходило при переменной интенсивности химического выветривания (рис. 17). В районе среднего течения р. Юдома существовала вначале прибрежно-морская, а затем морская обстановка; в районе месторождения Сардана — морская. В районе хр. Улахан-Бам вся толща усть-кирбинской свиты отлагалась в пресноводных и опресненных бассейнах. Климат на суше, поставлявшей глинистый материал в бассейн осадконакопления, большую часть времени (верхи усть-кирбинской свиты) был гумидный, аридизация его проявлялась только в самом конце.

Венд представлен юдомской свитой, залегающей трансгрессивно с четким перерывом на подстилающих породах рифея. Представления о юдомской свите, как о чрезвычайно однородной толще доломитов и доломитистых известняков (Нужнов, 1967) сейчас пересматриваются. В свете новых данных (Раабен, 1975) юдомская свита оказывается сложно построенным комплексом карбонатных и песчано-глинистых пород. Намечается изменение характера конкретных парагепезисов пород в латеральном и вертикальном разрезах, но пока отсутствуют четкие критерии для структурного и стратиграфического их расчленения (Постановление..., 1973). Для нижней части свиты типичны следующие ассоциации: известняки, кварцевые, кварц-полевошпатовые песчаники и гравелиты, пестроокрашенные аргиллиты и алевролиты, известняки и доломиты; для верхней — доломиты, доломитизированные известняки, битуминозные доломиты и известняки, однородные грубослоистые часто кавернозные светлые и светло-серые с коричневым оттенком мелко- и среднезернистые доломиты и доломитовые известняки, иногда содержащие тонкие прослои и желваковые стяжения сингенетичного кремнезема. Юдомская свита хорошо охарактеризована богатым комплексом микрофитоцитов и строматолитов (Журавлева, 1964; Нарожных, 1967; Семихатов и др., 1970); по глаукониту из нижней части свиты датировки варьируют от 635 до 650 млн. лет (Салоп, 1973). Сопоставление цифр абсолютного возраста усть-кирбинской свиты (610—

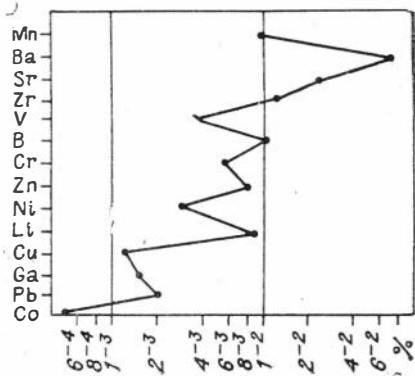


Рис. 15. Конфигуративная кривая, характеризующая среднее содержание и соотношение малых элементов в глинистом веществе пород усть-кирбинской свиты бассейна р. Юдома.

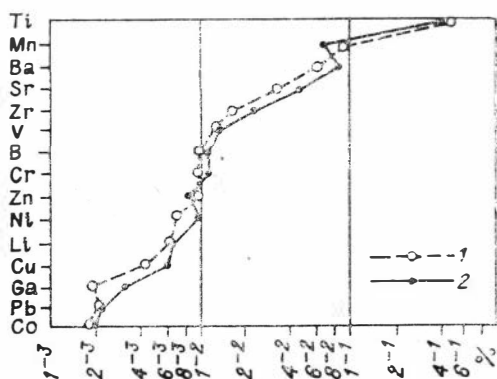


Рис. 16. Конфигуративные кривые, характеризующие среднее содержание и соотношение малых элементов в глинистых сланцах и земной коре. 1 — по Туркяну и Велдеполю, 1961; 2 — по Виноградову, 1962.

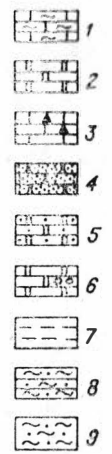
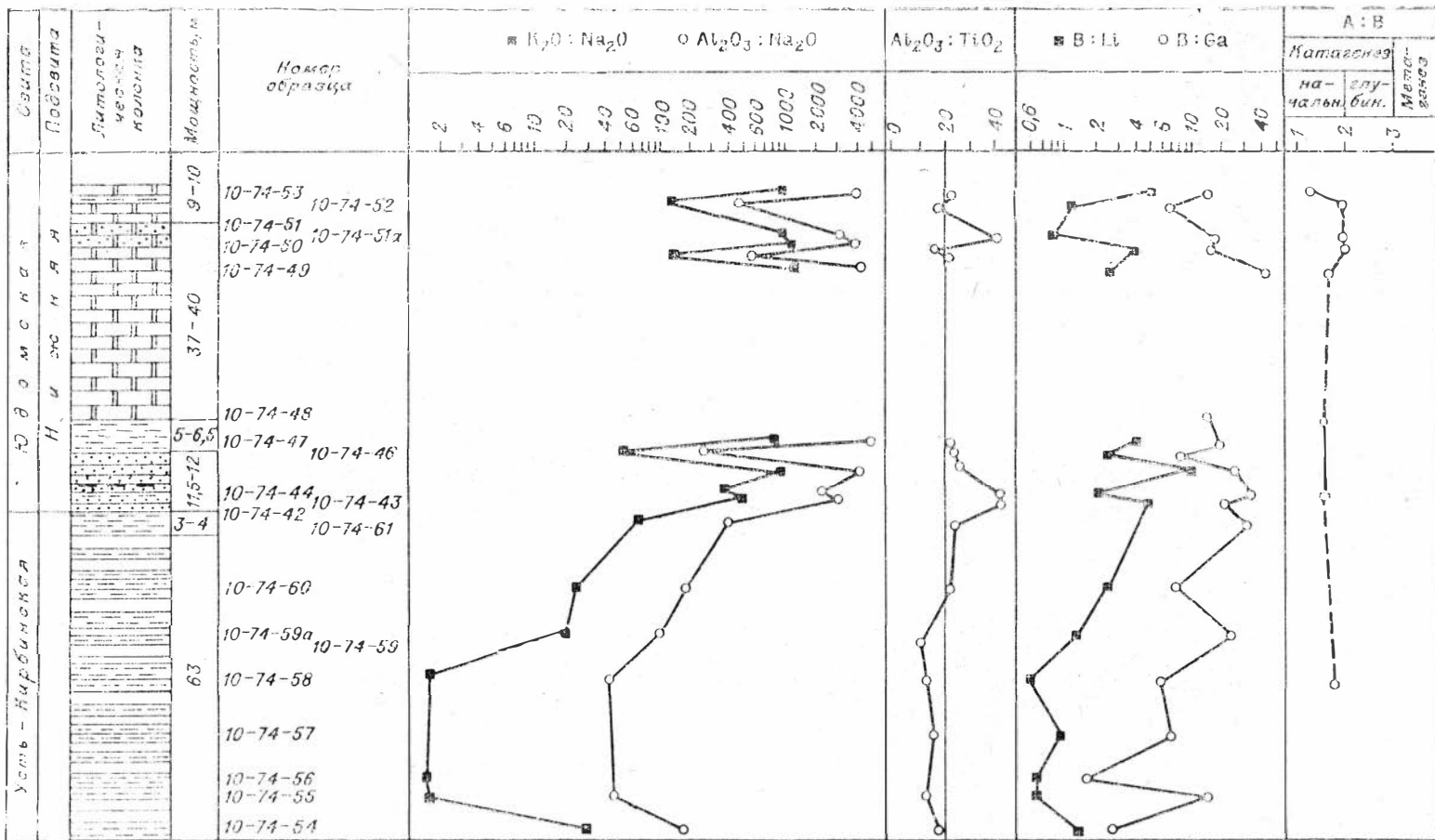


Рис. 17. Изменение величин  $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$ ,  $Al_2O_3 : TiO_2$ ,  $B : Ga$ ,  $B : Li$  и  $A : B$  в глинистом веществе пород усть-кирбиюкской и юдомской свит урочища Нууччалаах (бассейна р. Юдома).

1 — известняк, 2 — доломит, 3 — известняк со стяжениями кремня, 4 — песчаник, 5 — доломит песчанистый, 6 — доломит с линзовидными включениями известкового доломита, 7 — алевролит, 8 — песчаник средне- и крупнозернистый с прослоями алевролита, 9 — гравелитоподобная порода. Разрез составил В. А. Дымкин.

680 млн. лет), пород предъюдомского ингилийского комплекса и юдомской свиты свидетельствует о небольшой продолжительности перерыва.

Верхняя граница юдомской свиты определяется появлением в разрезе маломощных морских пестрых глауконитовых известняков, глинистых известняков, мергелей и доломитов, выделяемых в составе пестроцветной свиты нижнего кембрия, и черных сланцев, вышезалегающей инниканской свиты.

Отложения нижней части юдомской свиты, пестроцветной и нижней части инниканской свиты кембрия рассматриваются в качестве терригенной формации, а отложения верхней части юдомской свиты и некоторая часть низов разреза пестроцветной свиты в качестве доломитовой формации (Башарин, 1967). Учитывая специфику накопления осадков юдомской свиты, характеризующих собой новый важный историко-геологический рубеж в верхнем докембрии (Соколов, 1974), и приуроченность к отложениям юдомской свиты потенциально промышленного свинцово-цинкового оруденения, мы предлагаем отложения юдомской свиты выделять в самостоятельную рудосносную доломитовую формацию. В составе последней различаются две градации: терригенная и терригенно-кремнисто-доломитовая. Первая преимущественно развита в самой южной части Кыллахской структуры (верхнемайский тип разреза юдомской свиты), вторая — в северной (юдомский тип разреза) (Семихатов и др., 1970).

Для терригенно-кремнисто-доломитовой градации отмечается сходство состава и последовательности расположения пачек в весьма удаленных друг от друга разрезах Кыллахской структуры (рис. 18). Существенно меняются лишь мощности стратиграфических подразделений в объеме свиты.

По данным А. К. Иогансона и А. П. Кропачева (1976), юдомская свита на севере Майской зоны (правый берег Алдана, Кыллахский хребет) имеет следующий состав (стратиграфически сверху вниз):

	Мощность. м
1. Глинистые известняки пестроцветной свиты нижнего кембрия с остатками хиолитов.	
2. Пачка «сахаровидных» светло-серых, почти белых, с желтоватым оттенком мелкозернистых, сильно пористых, кавернозных, с редкими выклинивающимися слоями дымчатых кремней, доломитов. Иногда доломиты слабо фосфатосны. В низах разреза в доломитах отмечены прослои серых и светло-серых известняков . . . . .	25—30
3. Плитчатые тонко-горизонтально-слоистые черные и коричневатосерые сильно битуминозные известняки с единичными линзами и тонкими слоями черных кремней. Характерно высокое содержание в породах пачки стронция (0,5—1%) . . . . .	40
4. Светло-серые и серые фосфатосные, сильно пористые мелко- и среднезернистые доломиты со свинцово-цинковым оруденением . . . . .	6—8
5. Коричневато-серые плитчатые волнистослоистые, иногда слабо битуминозные известняки . . . . .	12
6. Пачка сложно чередующихся вишневых, зеленовато-серых аргиллитов и алевролитов с розовыми, зеленовато-серыми и пестроокрашенными кремнистыми доломитами и кремнями. Мощность отдельных прослоев варьирует от нескольких миллиметров до первых метров. В нижних и средних частях пачки отмечены линзы пестрых строматолитовых доломитов, а в кровле — голубовато-серые известняки с глауконитом . . . . .	65—70
7. Серые слабо песчанистые строматолитовые и онколитовые доломиты с маломощными (до 10 см) выклинивающимися слоями черных фосфоритов	30—32
8. Серые косослоистые разнозернистые кварцевые песчаники с подчиненными прослоями вишневого аргиллитов . . . . .	15—30
9. Доломиты ципандинской свиты среднего рифея.	

Общая мощность юдомской свиты в данном разрезе определяется в 200—220 м.

Обобщенный схематизированный разрез юдомской свиты в центральной части Кыллахской зоны в междуречье Юдомы и Аллах-Юня представлен сверху вниз (Горбунов и др., 1972):



1. Пачка чередующихся известковистых песчаников, известняков, ли- литов и известково-глинистых сланцев пестроцветной свиты нижнего кембрия	
2. Серые и темно-серые мелко-, средне- и реже крупнозернистые до- ломиты и доломитизированные известняки со свинцово-цинковым оруденением. В верхней части разреза пачки преобладают доломитизированные известняки	90—110
3. Зеленовато-серые и бордовые доломитовые известняки, известко- вистые доломиты, аргиллиты и алевролиты. В средней части пачки пласт черных битуминозных доломитов	15—20
4. Серые косо- и горизонтально-слоистые разнозернистые песчаники	10—15
5. Серые и темно-серые тонко- и мелкозернистые доломиты с линзами кремней	25
6. Переслаивание алевролитов и известковых песчаников	10—15
7. Серые с голубоватым оттенком тонкозернистые доломиты с линзами и прослойками (0,05—0,1 м) черных кремней	35—40
8. Темно-серые тонкоплитчатые алевролиты	0,5
9. Грязно-серые тонкозернистые известняки	1
10. Алевролиты усть-кирбинской свиты верхнего рифея.	

Общая мощность разреза 180—230 м.

В целом аналогичный разрез рудоносной формации описан в бас-  
сейне рек Лугун и Пуханил (левобережье р. Юдома) (Ставцев, 1976)

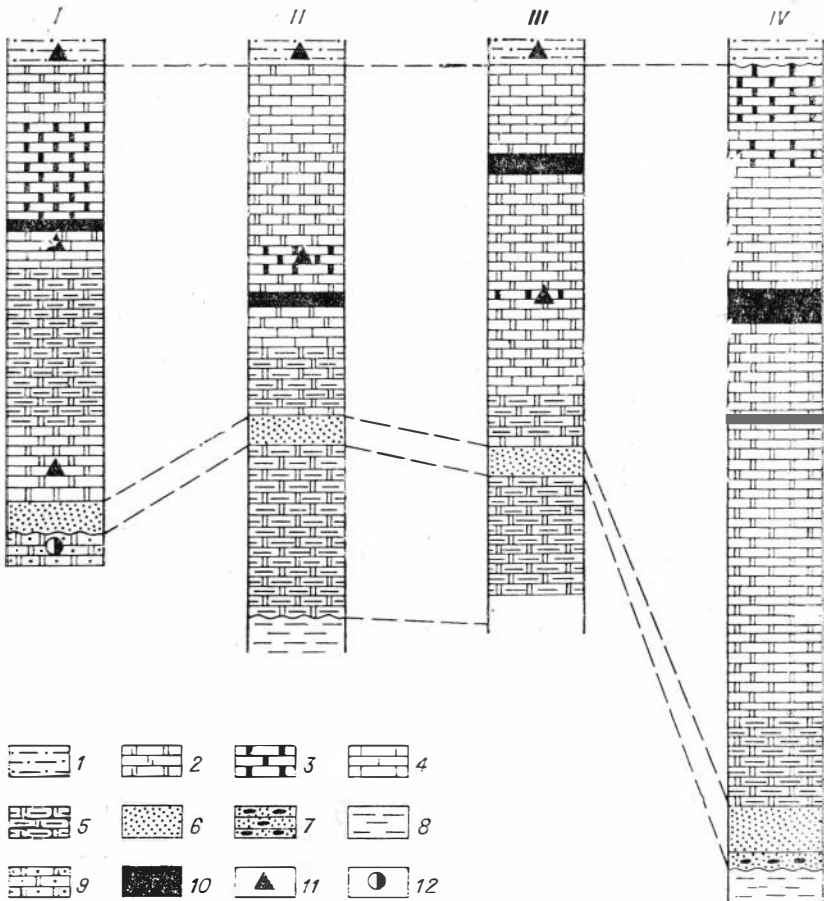


Рис. 18. Разрезы рудоносной формации Кылахской металлогенической зоны.

I — Кылахская гряда, II, III — междуречье Юдомы и Аллах-Юни, IV — левобережье р. Юдома. Разрезы I, II и III по А. К. Поганову и А. П. Кропачеву (1976), разрез IV по Н. Б. Ивановой (Ставцев, 1976).

1 — отложения пестроцветной свиты нижнего кембрия; 2—7 — отложения юдомской свиты (рудоносная формация): 2 — строматолитовые доломиты, доломиты, доломитовые известняки и известковые доломиты, 3 — битуминозные известняки и доломиты, 4 — известняки, 5 — глинистые известняки и доломиты, 6 — песчаники 7 — конгломераты и гравелиты; 8 — отложения усть-кирбинской свиты верхнего рифея; 9 — отложения ципандинской свиты среднего рифея; 10 — стратиформная свинцово-цинковая минерализация; 11 — фосфатоносность; 12 — баритизация.

В отличие от приведенных выше разрезов мощность формации увеличивается здесь до 350 м (см. рис. 18), в верхних частях появляется пласт известняков, а отложения пестроцветной свиты залегают на размытой поверхности юдомских известняков (в основании пестроцветной свиты отмечаются брекчии взламывания и песчаники, часто глауконитовые). Свинцово-цинковое оруденение развито в доломитах верхней части разреза на контакте с известняками.

По минеральному составу глинистого вещества юдомская свита \* четко делится на нижнюю и верхнюю части. В нижней глинистые минералы представлены гидрослюдой, хлоритом, смешанослойными образованиями, монтмориллонитом и каолинитом, в верхней — только гидрослюдой. Как в верхней, так и в нижней частях свиты в составе глинистого вещества присутствуют кварц и полевые шпаты. Химический состав глинистого вещества в пределах юдомской свиты меняется направленно: снизу вверх возрастает содержание кремнезема, уменьшается — глинозема и окислов железа. Снизу вверх по разрезу свиты увеличивается концентрация свинца, цинка, ванадия, хрома, меди и бора. Содержание свинца, меди и цинка в глинистом веществе верхней части юдомской свиты колеблется в тех же пределах, что на мускельском и лахандинском уровнях майской серии (рис. 7, 19, 20). Глинистое вещество нижней части юдомской свиты обогащено относительно глинистых сланцев и земной коры хромом, бором; верхней — хромом, бором, цинком и свинцом (рис. 16, 19, 20).

Изменение величин  $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$  в изученных разрезах бассейна р. Юдома (Нууччалаах, Юатыга, устье р. Юдома), месторождений Сардана и Уруй свидетельствует о том, что в течение нижнеюдомского времени интенсивность химического выветривания нарастала и в конце его достигла максимума (см. рис. 17, 21, 24, 25). Верхнеюдомскому времени соответствует период спада интенсивности химического выветривания (рис. 23—26).

Величина  $Al_2O_3 : TiO_2$  в указанных разрезах колеблется в пределах 5—90, возрастая в нижней части свиты и в конце нижней — начале верхней (см. рис. 17, 21—25). Отмеченные колебания величины  $Al_2O_3 : TiO_2$  показывают, что климат в областях, снабжавших глинистым материалом бассейн осадконакопления, был гумидным, семигумидным, семиаридным и аридным. Аридизация климата происходила в начале нижнеюдомского (продолжение процесса, начавшегося в конце усть-кирбинского времени), конце нижнеюдомского — начале верхнеюдомского и в конце (слабая) верхнеюдомского времени.

Судя по изменению величин  $B : Ga$ ,  $B : Li$ , в нижнеюдомское время трансгрессивное развитие бассейна осадконакопления происходило дважды (с кратковременной регрессией примерно в середине этого времени). Первая трансгрессия была наиболее значительная (см. рис. 17, 24). В верхнеюдомское время существовал постоянный морской режим, установившийся еще при второй нижнеюдомской трансгрессии (см. рис. 22—26). Соленость вод морского бассейна в нижнеюдомское время в одних местах была пониженной (см. рис. 24), в других — нормальной и даже повышенной (см. рис. 17, 21, 25). В верхнеюдомское время соленость вод морского бассейна в одних участках была более высокой, чем в нижнеюдомское (рис. 24), в других — такой же (см. рис. 23, 25, 27), а в третьих — более низкой (см. рис. 26).

**Нижний кембрий**, как отмечалось выше, представлен отложениями пестроцветной и инниканской свит. Ряд авторов отложения данных свит, причленяя сюда и породы юдомской свиты, рассматривает в качестве

\* Полная минералогическая и геохимическая характеристики глинистого вещества пород юдомской свиты приведены в § 3, гл. II.

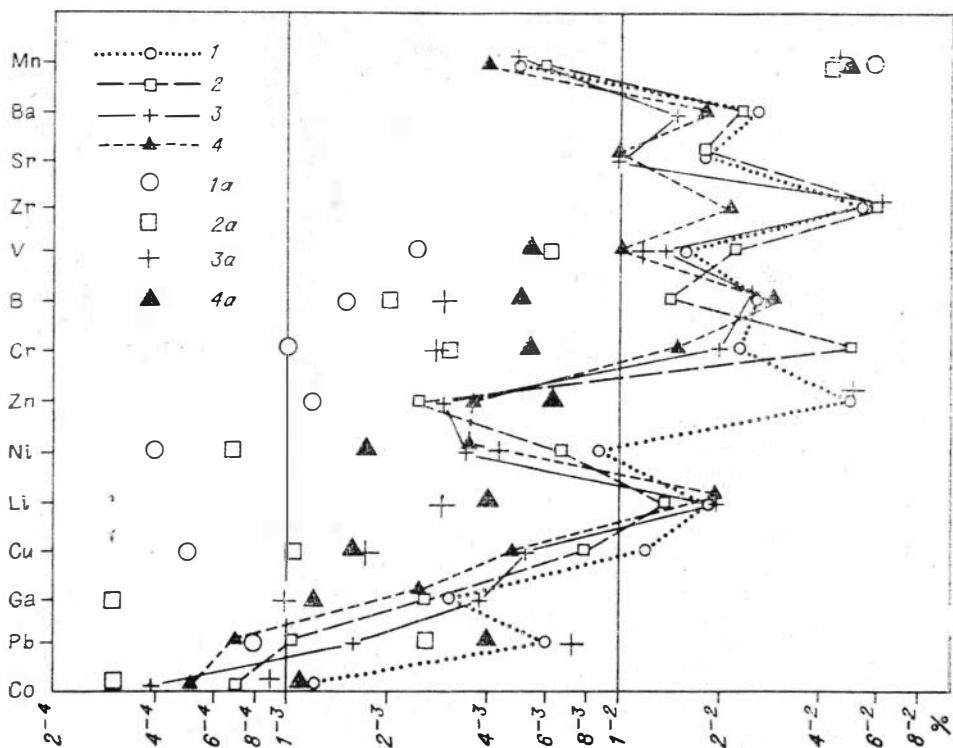


Рис. 19. Конфигуративные кривые среднего содержания и среднее содержание малых элементов в породах и глинистом веществе юдомской свиты в пределах месторождения Сардана.

1—4 — в глинистом веществе седьмой (1), шестой (2), пятой (3) и четвертой (4) пачек, 1а—4а — в породах седьмой (1а), шестой (2а), пятой (3а) и первой — четвертой (4а) пачек.

единой известняк-доломитовой, битуминозной формации (Геологические формации ..., 1976).

Глинистое вещество песчаных и глауконитовых известняков пестроцветной свиты месторождения Сардана состоит из гидрослюд и иногда незначительной примеси хлорита. Тонкодисперсный кристаллический кварц присутствует во всех исследованных образцах и обуславливает высокое содержание  $\text{SiO}_2$  (60—79%) в глинистой фракции. Содержание главных химических компонентов глинистого вещества находится в пределах, соответствующих его гидрослюдистому составу. Концентрация бора, хрома, цинка, ванадия и лития в глинистом веществе пестроцветной свиты выше, чем в глинах и земной коре (рис. 16, 28). В глинистом веществе пестроцветной свиты свинца и меди содержится значительно меньше чем в юдомской. Содержание цинка приближается к таковому в верхней части юдомской свиты и превышает его содержание в нижней части (см. рис. 19, 20, 28).

Степень химической дифференциации глинистого вещества меняется от высокой в нижней части пестроцветной свиты до средней — в верхней, что

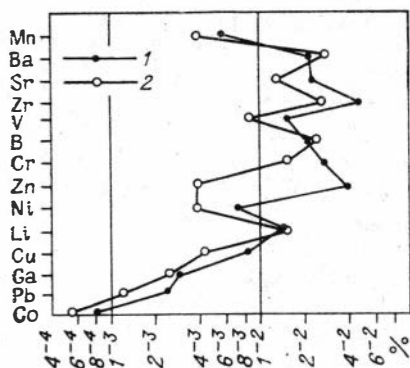


Рис. 20. Конфигуративные кривые, характеризующие содержание и взаимоотношение малых элементов в глинистом веществе пород верхней (1) и нижней (2) частей юдомской свиты бассейна р. Юдома.

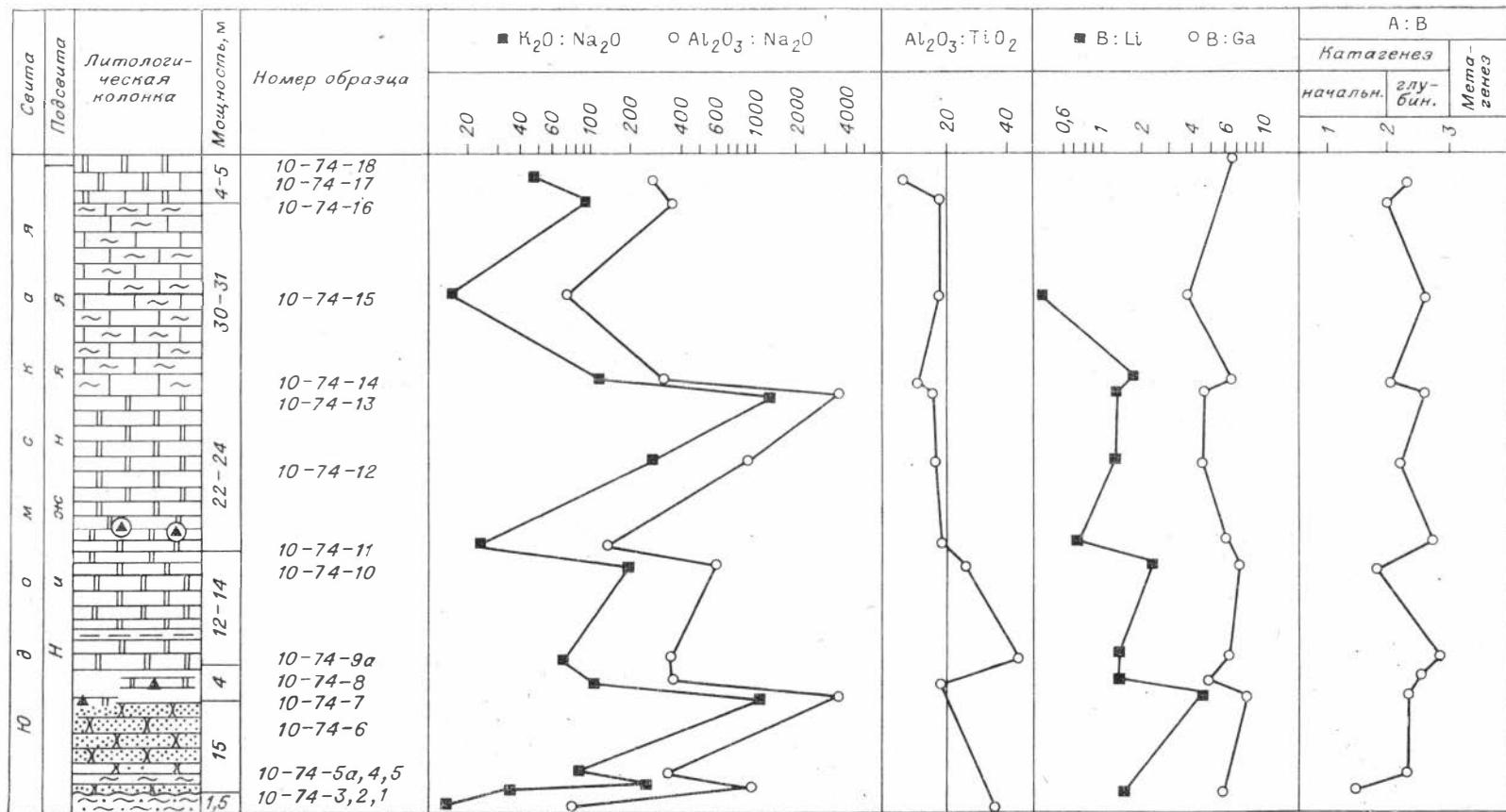


Рис. 21. Изменение величин  $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$ ,  $Al_2O_3 : TiO_2$ , B : Ga, B : Li, A : B в разрезе руч. Ыатыга (бассейн р. Юдома). Разрез составили В. А. Дымкин, Е. П. Акульшина, Ю. В. Давыдов. Усл. обозн. см. на рис. 13.

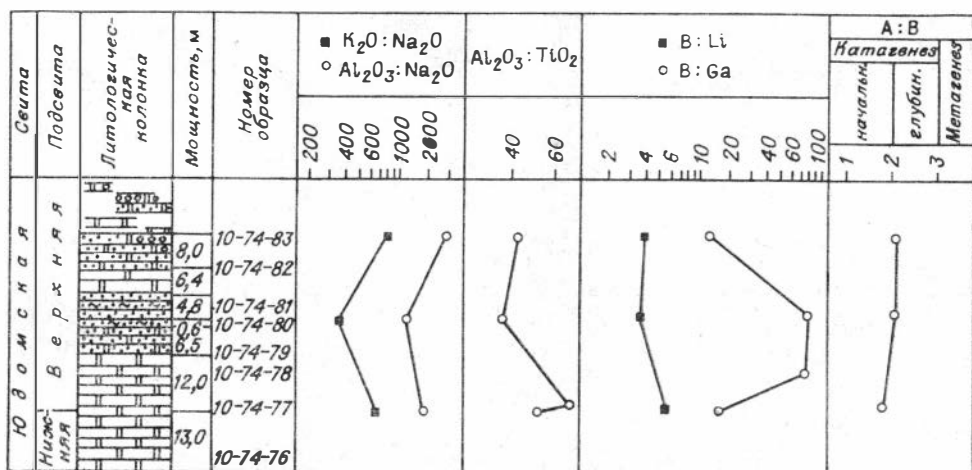


Рис. 22. Изменение величин  $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$ ,  $Al_2O_3 : TiO_2$ ,  $B : Ga$ ,  $B : Li$ ,  $A : B$  в разрезе устья р. Юдома. Разрез составили В. А. Дымкин, Е. П. Акульшина, Ю. В. Давыдов. Усл. обозн. см. на рис. 13.

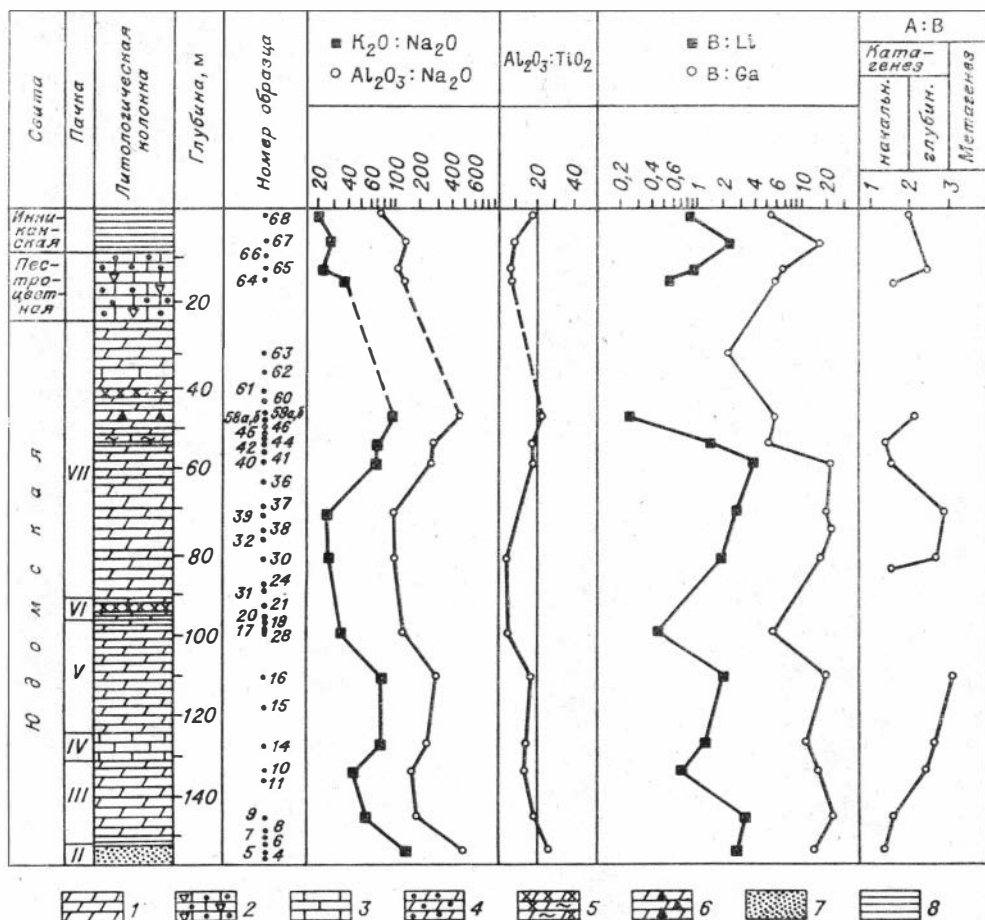


Рис. 23. Изменение величин  $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$ ,  $Al_2O_3 : TiO_2$ ,  $B : Ga$ ,  $B : Li$ ,  $A : B$  в разрезе канавы 43 на месторождении Сардана. Разрез составил Ю. В. Давыдов  
 1 — доломит, 2 — известняк песчанистый глауконитовый, 3 — известняк, 4 — доломит наверхозный, 5 — зона дробления пород, 6 — доломит со свинцово-цинковой минерализацией, 7 — песчанник, 8 — аргиллит.

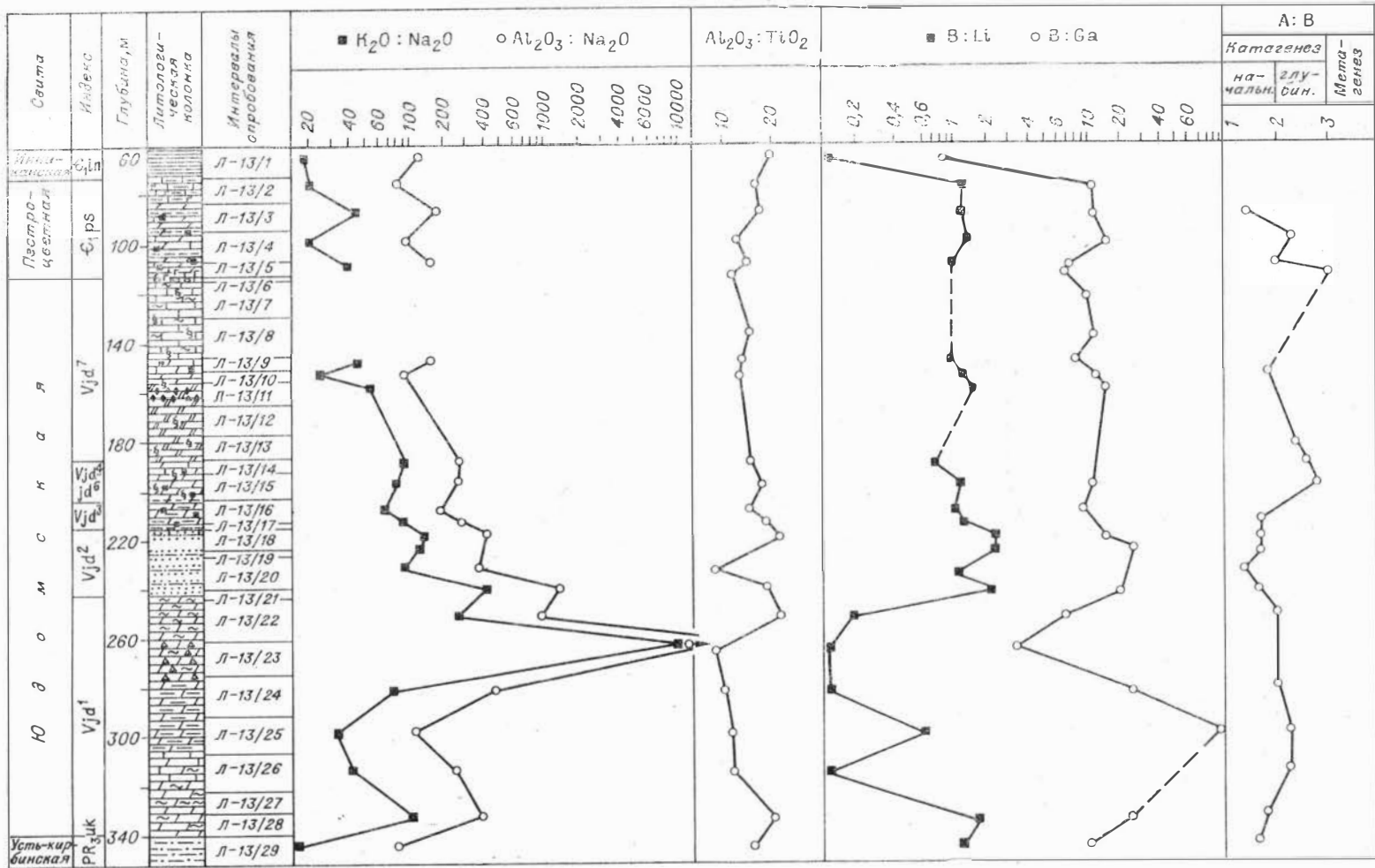
свидетельствует об интенсивном химическом выветривании в начале и понижению его в конце. Климат на суше в это время был гумидным, лишь в конце проявилась некоторая аридизация. Глауконитовые известняки, глинисто-глауконитовые доломиты и карбонатно-глинистые породы с глауконитом пестроцветной свиты накапливались в морской обстановке с нормальной и повышенной соленостью вод (см. рис. 23—27).

Зеленовато- и темно-серые окремненные аргиллиты и кремнисто-глинистые, черные с прослоями кремней сланцы инниканской свиты месторождения Сардана в составе глинистого вещества содержат гидрослюда и кварц. Рентгенографическое определение свидетельствует о значительном количестве кристаллического кварца, который обуславливает высокое (64—82%) содержание  $\text{SiO}_2$  в глинистой фракции. В глинистом веществе инниканских пород кобальт, свинец, марганец и стронций находятся в меньших количествах, чем в глинах, сланцах и земной коре, а никель, медь, бор, цинк, цирконий, барий, литий и титан — в количествах, примерно равных таковым в глинах, сланцах и земной коре (рис. 16, 29). Содержание свинца и меди в глинистом веществе инниканской и пестроцветной свит ниже, чем в юдомской, лахандинской и мускельской. Содержание цинка в инниканской свите приближается к таковому в пестроцветной, лахандинской и мускельской (см. рис. 7, 28, 29).

Степень химической дифференциации глинистого вещества в инниканской свите ниже, чем в пестроцветной, что связано со спадом интенсивности химического выветривания, начавшегося еще в юдомское время. Климат на суше был семигумидным, гумидным (см. рис. 23, 24, 27). В самом начале инниканского времени на некоторых участках существовали морские обстановки с повышенной соленостью вод. В некоторых из них отмечается тенденция регрессивного развития бассейна с пониженной соленостью вод до нормальной. В других участках в результате более интенсивной регрессии появились прибрежно-морские обстановки с пониженной соленостью вод.

Анализ химического и минерального состава глинистого вещества в породах верхнего рифея, венда и нижнего кембрия показывает, что кандыкская, усть-кирбинская, юдомская и пестроцветная свиты могут рассматриваться как единый цикл осадконакопления, подобный майской серии. В пределах цикла проявляется направленное и периодическое изменение степени химической дифференциации глинистого вещества и концентрации в нем химических элементов. Одновременно отмечается направленная и периодическая смена фациальных обстановок (в пределах одного района). Инниканская свита характеризует собой переход к следующему циклу осадконакопления, который развивался в кембрии.

Степень химической дифференциации глинистого вещества, отражающая интенсивность химического выветривания, меняется от минимальной в кандыкское до средней в усть-кирбинское, высокой в юдомское и снова минимальной в инниканское время. На фоне направленного изменения фиксируется периодическое возрастание степени химической дифференциации глинистого вещества. Изменение величин  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$  позволяет говорить о направленности и периодичности этого процесса и в юдомское время. Данные величины возрастают и достигают максимума во время образования нижней трети (по мощности) юдомской свиты и уменьшаются в верхней ее части. Высокие значения величин  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{Na}_2\text{O} : \text{K}_2\text{O} : \text{Na}_2\text{O}$  показывают, что в юдомское время степень химической дифференциации глинистого вещества была высокой. Климатические условия на суше, продуцирующей глинистое вещество, были благоприятными для интенсивного химического выветривания. Изменение величины  $\text{Al}_2\text{O}_3 : \text{TiO}_2$  позволяет предполагать, что в этот интервал времени происходило чередование гумидных, семигумидных и аридных условий. Аридизация климата проявилась на границе усть-кирбинского и юдомского, в начале,



- 1
- 2
- 3
- 4
- 5
- 6
- 7
- 8
- 9
- 10
- 11
- 12
- 13
- 14
- 15
- 16
- 17
- 18
- 19
- 20
- 21
- 22
- 23

Рис. 24. Изменение величин  $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$ ,  $Al_2O_3 : TiO_2$ ,  $B : Ga$ ,  $B : Li$ ,  $A : B$  в разрезе по скв. 13 (месторождение Сардана). Разрез составил Г. Г. Казаненко. 1—7 — известняк тонкозернистый (1), мелкозернистый (2), кремнистый (3), битуминозный (4), глауконитовый (5), глинистый (6), брекчиевидно-пятнистый (7), 8—13 — доломит тонкозернистый (8), мелкозернистый (9), брекчиевидно-полосчатый (10), кремнистый (11), битуминозный (12), глауконитовый (13), 14 — доломит глинистый, мергель доломитовый, 15 — глинистая и кремнисто-глинистая порода, 16 — аргиллит, 17 — алевролит, 18 — песчаник, 19 — рассеянный пирит, 20 — свинцово-цинковая минерализация, 21—доломитизация, 22 — участки дробления пород, 23 — керн представлен шламом доломитов.

середине и конце юдомского, а также в конце пестроцветного и начале инниканского времени.

Геохимические особенности глинистого вещества показывают, что в районе хр. Улахан-Бам в усть-кирбинское время существовали пресноводные и опресненные бассейны. В районе среднего течения р. Юдома и месторождения Сардана в конце усть-кирбинского времени вначале появились прибрежно-морские, затем морские обстановки. В юдомское время преобладали морские обстановки с кратковременным развитием прибрежно-морских. Изменение во времени величины  $B : Ga$  показывает развитие полного трансгрессивно-регрессивного цикла. В начале юдомского времени интенсивно развивалась трансгрессия моря. Морские обстановки ( $B : Ga \sim 10$ ) иногда сменялись открыто морскими, происходило удаление суши, поставившей глинистое вещество ( $B : Ga \sim 100$ ). В нижне-юдомское время отмечается два трансгрессивных импульса, причем первый более интенсивный, чем второй. После максимума трансгрессии на фоне слабой тенденции к регрессии существовали морские условия осадконакопления. В верхнеюдомское время состояние морского бассейна было довольно устойчивым, лишь в некоторых участках района возникали прибрежно-морские обстановки. К концу юдомского времени тенденция регрессии усиливалась. Соленость вод морского бассейна большую часть юдомского времени была повышенной, в прибрежно-морских обстановках она понижалась до нормально-морской, а в некоторых участках даже опресненной.

### § 3. МАГМАТИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ КЫЛЛАХСКОЙ СТРУКТУРЫ

Среди магматических образований Кыллахской структуры по петрографическим, структурно-морфологическим и возрастным признакам выделяются интрузивные залежи и дайки конго-диабазов, диабазов и долеритов верхнего протерозоя, вулканогенные образования венда (?) и палеозойские дайки диабазов и долеритов.

Верхнепротерозойские залежи (силлы) конго-диабазов и диабазов составляют до 90% от всей массы магматических пород структуры. По данным А. И. Старникова и др. (1972 г.), они картируются в диапазоне от лахандинской до кандыкской свит. Это внутриформационные недифференцированные или слабо дифференцированные интрузии, залегающие в целом согласно с вмещающими их отложениями среднего и верхнего рифея. Предполагается, что внедрение силлов произошло не в горизонтально лежащие породы, а в полости расслоения, возникшие при складкообразовании завершающего этапа байкальской складчатости.

По структурно-текстурным особенностям среди них выделяются: диабазы с миндалекаменной текстурой, диабазы с шаровой текстурой и массивные мелко-, средне- и крупнозернистые конго-диабазы, диабазы и долериты. Силлы диабазов и конго-диабазов имеют мощность от 3—10 до 300—350 м, протяженность от 0,5—8,0 до 60—70 км. Контакты интрузивных тел с вмещающими породами ровные и четкие. Приконтактные изменения выразились в закалке, ороговоковании, мраморизации и окварцевании.



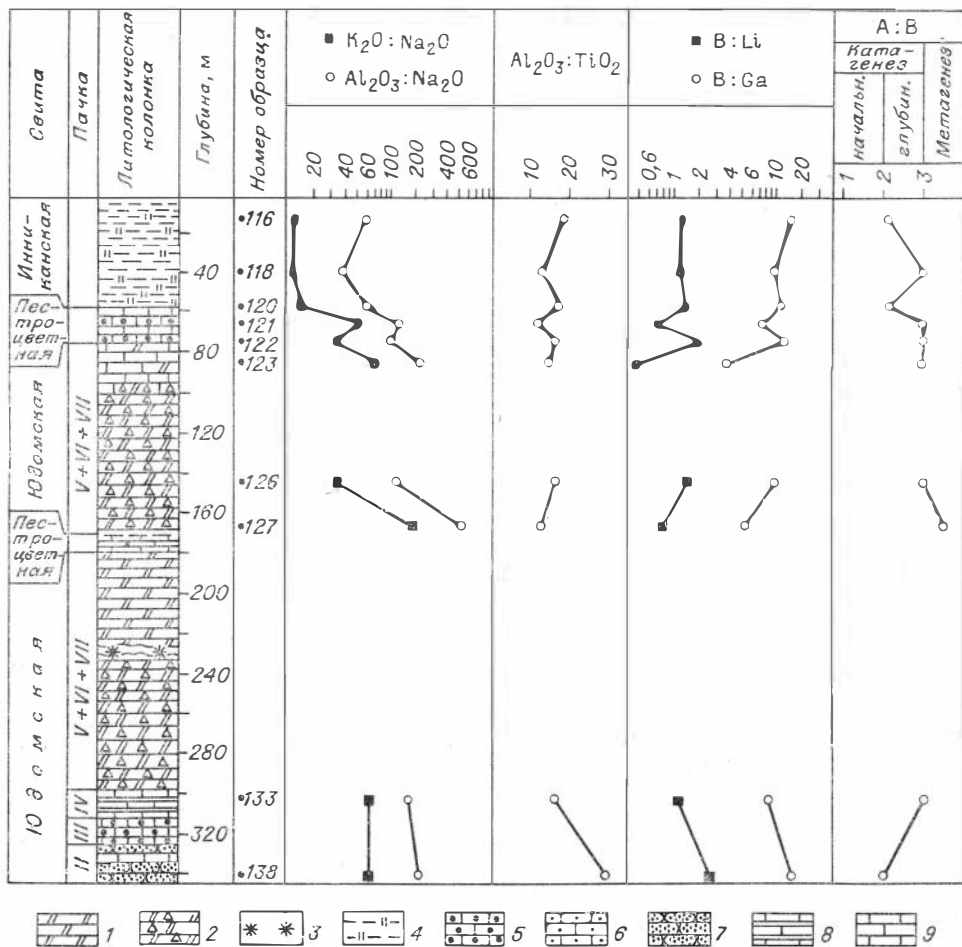


Рис. 27. Изменение величин  $Al_2O_3 : Na_2O$ ,  $K_2O : Na_2O$ ,  $Al_2O_3 : TiO_2$ ,  $B : Ga$ ,  $B : Li$ ,  $A : B$  в разрезе по скв. 31 (месторождение Уруй). Разрез составил Ю. В. Давыдов.

1 — доломит, 2 — доломит брекчированный, 3 — пиритизация, 4 — сланцы кремнистые, 5 — известняк глауконитовый, 6 — известняк песчаный, 7 — песчаник, 8 — известняк с прослоями аржиллитов, 9 — известняк.

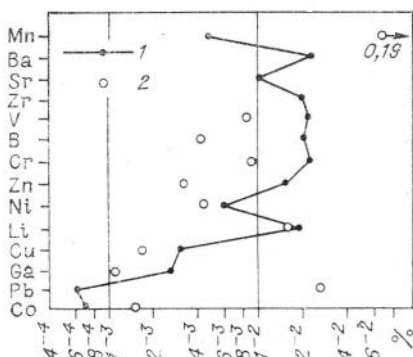


Рис. 28. Конфигуративная кривая, характеризующая среднее содержание малых элементов в глинистом веществе (1) и породах (2) пестроцветной свиты месторождения Сардана.

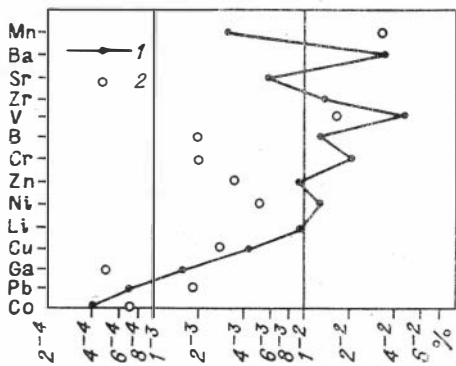


Рис. 29. Конфигуративная кривая, характеризующая среднее содержание малых элементов в глинистом веществе (1) и породах (2) инниканской свиты месторождения Сардана.

Верхнепротерозойские дайки диабазов и долеритов характеризуются субмеридиональным и широтным простираем (преобладают первые). Мощность дайковых тел варьирует в пределах 6—10 м, а протяженность 0,3—10 км. Падение даек крутое, близкое к вертикальному; иногда вы-полаживается до 50°. Контакты с вмещающими породами четкие и резкие. В приконтактовых частях диабазы приобретают афанитовую структуру, а вмещающие породы мраморизованы, окварцованы и орого-викованы.

Вулканогенные образования венда (?) впервые установлены Ю. В. Давыдовым в разрезе верхней части юдомской свиты (седьмая пачка) на Центральном участке месторождения Сардана в виде двух маломощных пластовидных тел. Мощность нижнего тела 2,6—3,5 м, верхнего — 1,6—2,2 м.

Макроскопически магматические образования представляют собой светлые или зеленовато-серые плотные породы с флюидалной текстурой. Последняя обусловлена наличием полосовидных выделений тонкозернистого пирита с размером индивидов от 0,01 до 0,05 мм. Ширина таких полос достигает 1 мм. Присутствие в основной массе магматических пород еще и гнездовидных скоплений пирита диаметром от 1 до 10 мм определяет участками рисунок миндалекаменной или «кrapчатой» текстуры. Как полосовидные, так и гнездовидные обособления пирита являются, скорее всего, вторичными (за счет выполнения пор и пузырьков). Вмещающие доломиты, особенно в подошве магматических тел, интенсивно перекристаллизованы (гнездовидный и прожилковый тип перекристаллизации) и несут многочисленные следы сингенетичного растворения карбонатных осадков. Как и в магматических породах, в доломитах наблюдаются вкрапления пирита («кrapчатая» текстура), а в отдельных разрезах густо-ковая или обломочная структура.

Под микроскопом магматическая порода нижнего тела состоит из микропорфировых выделений ортоклаза, заключенных в микрокристаллическую основную массу. Микропорфировые выделения ортоклаза таблитчатого и призматического габитуса размером от 0,1 до 0,4 мм, составляют до 7% от площади шлифа. Субпараллельная ориентировка призматических зерен ортоклаза подчеркивает флюидальную текстуру породы. Среди микрокристаллического агрегата (размер индивидов 0,005—0,006 мм) основной массы выделяются аллотриоморфные и таблитчатые зерна ортоклаза размером до 0,05 мм (до 25% площади шлифа). Порода в значительной степени карбонатизирована. По химическому составу (табл. 2) магматические образования нижнего тела могут быть отнесены к эффузивным или субвулканическим аналогам сиенитов, пересыщенных калием, а с учетом структурных особенностей — к щелочным ортофирам.

Магматическая порода из верхнего тела состоит из стекловатой

Таблица 2  
Химический состав щелочных ортофи-  
ров, вес. %

Оксиды	Д-348		Д-156	
	А	Б	А	Б
SiO <sub>2</sub>	51,50	62,34	59,50	65,56
TiO <sub>2</sub>	0,53	0,64	0,51	0,56
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,75	14,22	13,95	15,37
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,09	6,16	2,54	2,80
FeO	0,60	0,73	0,36	0,40
MnO	сл.	сл.	0,28	0,31
MgO	4,53	0,04	0,44	—
CaO	6,93	2,80	4,97	0,40
Na <sub>2</sub> O	0,15	0,18	0,44	0,45
K <sub>2</sub> O	9,59	11,61	12,40	13,33
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,40		He обн.	
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,98	1,18	0,50	0,55
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,03	0,04	0,23	0,25
CO <sub>2</sub>	0,73	0,04	3,98	—
П. п. п.			0,57	0,63
Сумма	99,81	99,98	99,77	100,01

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР. Аналитики — Г. К. Амузинская, Н. Л. Гомзякова. А — химический состав щелочных ортофилов; Б — приближенный химический состав щелочных ортофилов за вычетом карбонатной примеси. Обр. Д-348 — месторождение Сардана, скв. 27, гл. 156 м, обр. Д-156 — месторождение Сардана, скв. 2А, гл. 158 м.

слабо девитрифицированной основной массы, в которой различаются мелкие (0,01—0,05 мм) изометричные зерна кварца (около 5% от площади шлифа). Порода сильно доломитизирована (до 20—30% доломита). Пирит, кроме стяжений, наблюдается в виде равномерной сыпи мелких (0,01—0,02 мм) зерен и единичных вкраплений размером 0,1—0,2 мм.

По данным количественного спектрального анализа трех проб (Д-156, Д-348 и Д-356), содержание цинка в магматических породах варьирует от 0,0034 до 0,024%, а свинца — от 0,0026 до 0,004%.

Окончательное решение вопроса о дайковой или эффузивной природе щелочных ортофиоров требует дополнительного материала.

Палеозойские дайки диабазов и долеритов контролируются зонами Нельканского, Гувицдинского и Акринского разломов. А. И. Старников и др. (1972 г.) отмечают уменьшение общего количества даек с востока на запад и на основании этого выдвигают предположение о существовании магматического очага к востоку от Кыллахской структуры. Мощность даек колеблется от 5 до 30 м, а протяженность — от 3 до 30 км. Контакты даек с вмещающими их карбонатными породами резкие. Падение крутое (70—80°) до вертикального.

Наибольшее количество палеозойских даек встречено в пределах Уруйского рудного поля (см. главу IV). В пределах Сарданинского рудного поля они редки.

Б. Н. Лапин (ИГиГ СО АН СССР), любезно взявший на себя труд просмотреть шлифы дайковых пород палеозойского возраста из Сарданинского и Уруйского рудных полей и выполнить по ним зарисовки, считает, что большая их часть отвечает нормальным безоливиновым диабазам с небольшим содержанием кварца и только два образца могут быть диагностированы как типичные лампрофиры.

Безоливиновые средне- и мелкозернистые диабазы обладают офитовой, пойкилоофитовой или долеритовой структурой, характеризующейся соотношением различных по размерам зерен резко идиоморфного плагиоклаза и ксеноморфного моноклинного пироксена (авгита). Наиболее распространены равномерно- и среднезернистые образования, обладающие типичной офитовой структурой, и только в одном образце устанавливается пойкилоофитовое сложение (месторождение Уруй, канава 402). Породы с пойкилоофитовой структурой имеют свежий облик и затронуты лишь слабой хлоритизацией и серицитизацией (фото 1а). Кварц встречается спорадически в мелких зернах, занимая интерстиции между призматическими кристаллами плагиоклаза. К участкам развития кварца примыкают зоны, в которых наблюдаются кварц-плагиоклаз-гранофировые сростания, характерные для конго-диабазов. В зальбандовых частях даек отмечается афанитовое строение.

Процессы вторичного изменения диабазов проявлены неравномерно. Крайние случаи (фото 1б) выражены интенсивной карбонатизацией (месторождение Уруй, скв. 35, канава 425) и хлоритизацией (участок Куб).

В пределах Сарданинского рудного поля в скважинах 8 (гл. 350 м) и 43 (гл. 281 м) встречены дайки лампрофировой серии пород. По минеральному составу и структурным особенностям они относятся к диасхистовым керсантитам (фото 2). Главными минералами являются бурый биотит, апатит, карбонат и ильменит, причем карбонат нередко преобладает и связывает остальные минералы. По-видимому, карбонат развивается по мелкозернистому агрегату первично плагиоклаза и пироксена, поскольку реликты последнего кое-где еще сохранены. Среди вторичных минералов отмечаются хлорит, тальк, серицит, тонковолокнистая роговая обманка и лейкоксен.

А. И. Старников и др. среди палеозойских даек описывают и оливинсодержащие диабазы, главным вторичным минералом которых является инддингсит, а в интенсивно раздробленных разновидностях — хризотил-асбест.

Спектральным анализом в палеозойских дайках фиксируются (в долях процента): скандий — в сотых, ванадий — в сотых, хром — в тысячных, никель — в тысячных, кобальт — в тысячных, галлий — в тысячных, медь — в тысячных, цинк — в сотых, цирконий — в тысячных.

Контактовое влияние даек на вмещающие карбонатные породы проявлено в мраморизации и частичном окварцевании и эпидотизации последних. Зона контактовых изменений не превышает 0,1—0,2 м. Г. Г. Казаненко в экзоконтакте диабазовых даек с рудоносными доломитами седьмой пачки юдомской свиты отмечены случаи развития зон магнетизации и прожилковидных выделений пирит-пирротинового и кальцит-халькопиритового состава. А. К. Иогансон на Уруйском рудном поле наблюдал вблизи дайки диабазов крупные глыбы массивного галенита (зона термального воздействия интрузивных пород на первичные руды). Отмеченные наблюдения позволяют предполагать пострудный характер палеозойских даек.

Возраст палеозойских даек датируется средним палеозоем. Они прорывают карбонатные отложения среднего кембрия и перекрываются отложениями нижней юры. Палеозойские дайки параллелизуются с проявлением средне-верхнекембрийского магматизма в соседней Сетте-Дабанской складчато-глыбовой области и близки образованиям траптовой формации Сибирской платформы (Ян-Жин-Шин, Иноземцева, 1973). По мнению Б. Н. Лапина, отмеченные выше структурно-минералогические особенности и характер изменения палеозойских даек диабазов также позволяют параллелизовать их с траптовой формацией Сибирской платформы (пермо-триас). Они являются, видимо, дериватами единой габбровой магмы, в достаточной степени уже дифференцированной.

В последнее время А. И. Старников выделяет в составе интрузивных образований района дайки щелочных пород в осевых частях и крыльях антиклинальных складок, которые прорывают отложения не моложе верхнего кембрия.

## *Глава II*

### **ЛИТОЛОГИЯ И ВЕЩЕСТВЕННЫЙ СОСТАВ РУДОНОСНОЙ ФОРМАЦИИ**

*(на примере Сарданинского и Уруйского рудных полей)*

#### **§ 1. ЛИТОЛОГО-СТРАТИГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА РАЗРЕЗА**

В качестве рудоносной формации рассматриваются отложения юдомской свиты венда, вмещающие основные месторождения и рудопроявления стратиформных свинцово-цинковых руд Кыллахской металлогенической зоны.

В пределах Сарданинского рудного поля в основании юдомской свиты вскрыты отложения *усть-кирбинской свиты верхнего рифея* (РР<sub>3ик</sub>) общей мощностью 1300—1500 м. В нижней части они представлены зеленовато-серыми разномерными полимиктовыми песчаниками с прослоями алевролитов и аргиллитов, а в верхней — толщей алевролита-аргиллитового состава с подчиненными прослойками тонко-, мелкозернистых песчаников. На месторождении Сардана и в обнажениях по р. Юдома в кровле усть-кирбинской свиты залегает пласт пестроцветных аргиллитов с пятнистой текстурой. Последняя характеризуется присутствием

неправильных вишнево-красных пятен в зеленовато-серых аргиллитах. В глинистой фракции аргиллитов на месторождении Сардана преобладает гидрослюда и кварц. В аналогичном пласте в обнажениях по р. Юдома на контакте с юдомской свитой в составе глинистой фракции, кроме отмеченных минералов, обнаружен свободный глинозем. Это, а также налегание пород юдомской свиты севернее р. Аллах-Юнь на отложения различного возраста (гл. I) позволяет предполагать наличие скрытого перерыва между отложениями усть-кирбинской и юдомской свит на Сарданинском и Уруйском рудных полях.

**Юдомская свита** включает семь пачек (рис. 30), характеризующихся относительным постоянством литологического состава в пределах Сарданинского и Уруйского рудных полей. Аналогичное деление на пачки приводят А. К. Иогансон и А. П. Крочачев (1976). В разрезе седьмой пачки выделяются самостоятельные стратиграфические подразделения более низкого ранга — пласты А, Б, В. Кроме пачек и пластов предлагается различать еще и «тела».

Стратиграфо-литологический смысл отмеченных подразделений следующей. **Пачка** — комплекс осадочных пород с относительно выдержанным литологическим составом и мощностью в пределах изучаемой зоны и с относительно четкими верхней и нижней границами. Занимает в разрезе определенное стратиграфическое положение. **Пласт** — геологическое тело с однородным литологическим составом и определенным стратиграфическим положением в разрезе. Невыдержан в латеральном направлении и может фациально переходить в пласт другого литологического состава. **Тело** — эпигенетическое образование, не выдержанное ни по латерали, ни по вертикали. Тело может находиться в любой части разреза.

Ниже приводится краткая литологическая характеристика выделенных подразделений юдомской свиты (стратиграфически снизу вверх). Вариации изменения химического состава пород в разрезе иллюстрируют гистограммы (рис. 31—33).

**Первая пачка (Vjd<sup>1</sup>)** неоднородна по составу. Нижняя часть ее сложена, главным образом, темно-серыми тонкозернистыми известняками с редкими линзочками кремня. Средняя часть представлена серовато-зеленоватыми известковистыми аргиллитами и мергелями с прослоями тонкозернистых известняков, доломитов и пластом черных окремнелых аргиллитов в кровле. Верхняя часть состоит из серых доломитов с оолитовой структурой и тонкими (0,02—0,3 мм) секущими прожилками кварца. В породах пачки почти постоянно присутствует мелкокристаллический пирит, образующий иногда мелкие гнездовидные скопления. Общая мощность пачки 96 м.

**Вторая пачка (Vjd<sup>2</sup>)** сложена светло-серыми средне-, мелкозернистыми кварцевыми и полевошпат-кварцевыми песчаниками с массивной, горизонтально- и косослоистой текстурой. Цемент песчаников конформно-регенерационный кварцевый или поровый глинистый (гидрослюдистый) и доломитовый (15%). Иногда в основании пачки присутствует маломощный прослой кварцевых гравелитов. Для песчаников характерно наличие рассеянной вкрапленности пирита и гидроокислов железа. На западном крыле Сарданинской синклинали отмечается раздельное пачки песчаников с кулисообразным выклиниванием отдельных горизонтов. Между такими горизонтами песчаников картируются песчанистые доломиты. Мощность пачки 14—24 м.

**Третья пачка (Vjd<sup>3</sup>)** состоит из вишнево-красных пелитоморфных глинистых доломитов с хорошей плитчатостью. Иногда они по простиранию сменяются зеленовато-серыми глинистыми доломитами, но в целом последние слагают верхние горизонты пачки. Красный цвет породы объясняется присутствием в составе пород окислов железа. В нижней части пачки иногда отмечаются линзы строматолитовых доломитов мощностью около 1—2 м. В северной части месторождения Сардана

Возраст	Свита	Пачка	Пласт	Литологическая колонна	О п и с а н и е	Мощность, м	
Нижний мезоюр	Инниканская				Аргиллиты кремнистые черные тонкоплитчатые	70-80	
	Пестроцветная				Известняки глауконитовые песчанистые с мало-мощными прослойками фосфоритов	4-29	
Верхний мезоюр	Юрская	I	VII	В		Известняки доломитистые с пятнистой и линзовидной текстурой размылов и растворов. Включают тело щелочных вулканогенных пород	0-15
				Б		Известняки серые тонкозернистые с прослоями и линзами доломитов, с четковидными стяжениями кремня. По латерали переходят в сахаровидные и полосчатые доломиты с массивной прожилковой и вкрапленной галенит-сфалеритовой минерализацией	17-44
				А		Доломиты светло-серые мелко- и среднезернистые массивные или неяснослоистые сахаровидные. Переходят по латерали в тонкозернистые известняки. В доломитах участки вкрапленного и прожилково-вкрапленного галенит-сфалеритового оруденения	20-56
				VI		Доломиты и известняки битуминозные темно-серые тонко- и мелкозернистые слоистые со следами размылов. Участками перекристаллизованы и имеют идиобластовую крупнозернистую структуру	5-29
				V		Доломиты светло-серые мелкозернистые тонко- и неяснослоистые	17-30
				IV		Известняки серые и зеленовато-серые, тонкозернистые волнистослоистые	5-9
				III		Глинистые доломиты пелитомерфные плитчатые вишневые и зеленоватые с прослоями строматолитовых доломитов и туфов щелочных ортофиоров	20-27
				II		Песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые средне- и мелкозернистые слоистые с регенерационным кварцевым, поровым гидрослюditым и доломитовым цементами	14-24
						Доломиты серые тонкозернистые оолитовые с мелкими прожилками неарца	96
						Аргиллиты серовато-зеленоватые известковистые, переходящие в мергели. В кровле пласт черных окремненных аргиллитов. Прослой известняков и доломитов	
					Известняки темно-серые тонкозернистые с редкими линзочками кремня. В нижней части - серые доломиты, прослоями окремненные		

Рис. 30. Сводный литолого-стратиграфический разрез юдомской, пестроцветной и инниканской свит в пределах Сардаинского рудного поля. Составил Ю. В. Давыдов.

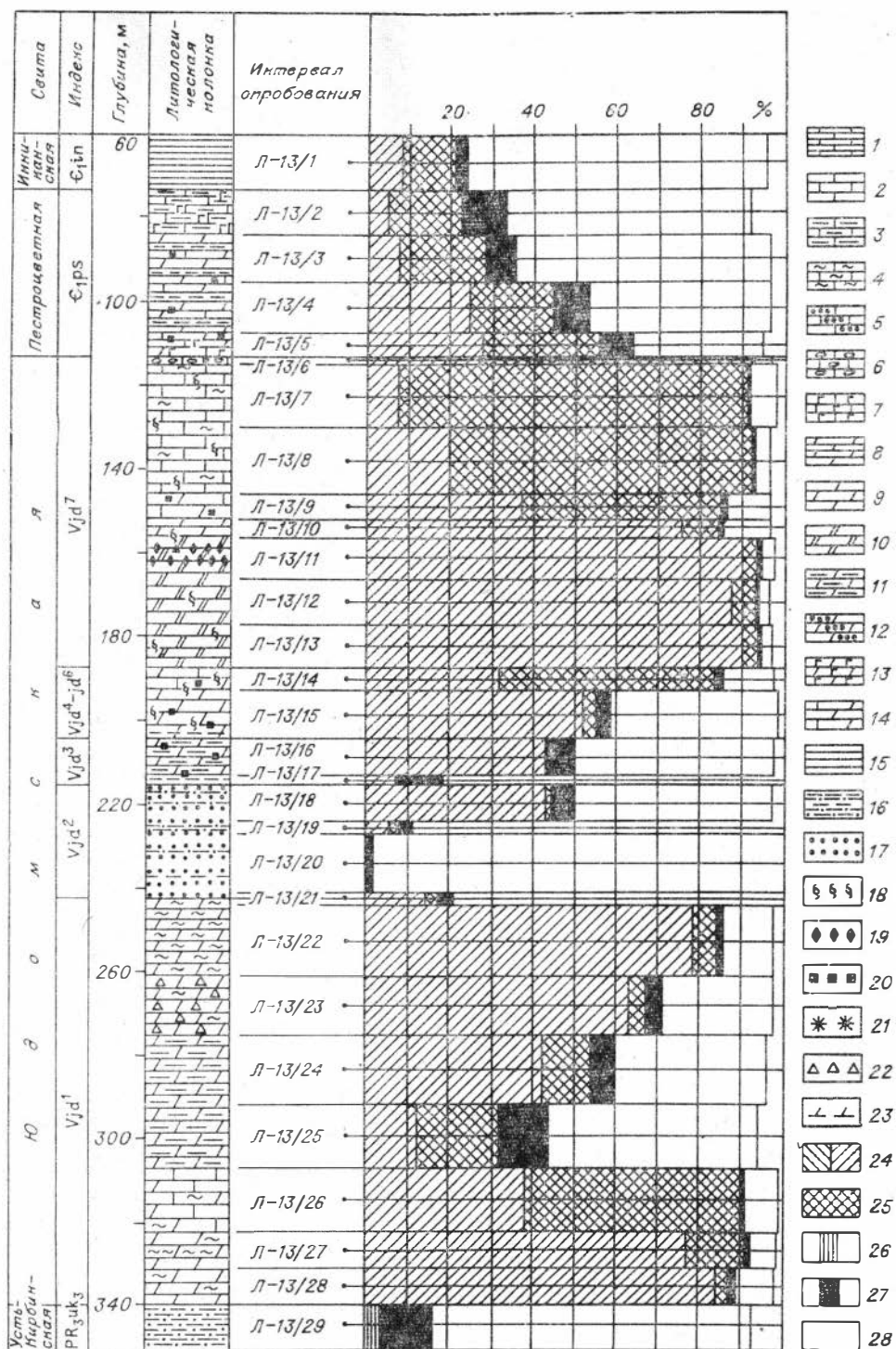


Рис. 31. Гистограмма изменения химического состава пород усть-кирбинской, юдомской, пестроцветной и ниньяканской свит по скв. 13 месторождения Сардана. Составил Г. Г. Казалепко.

1—7 — известняки тонкозернистые до афанитовых (1), мелкозернистые, глинистые (2), известковые мергели, кремнистые (4), битуминозные (5), брекчиевидно-пятнистые (6), глауконитовые (7), 8—13 — доломиты тонкозернистые до афанитовых (8), мелкозернистые (9), брекчиевидно-полосчатые (10), глинистые, доломитовые мергели (11), битуминозные (12), глауконитовые (13), 14 — известково-доломитовые породы, 15 — кремнисто-глинистые породы, 16 — алевро-аргиллиты, 17 — песчаники кварцевые, 18 — доломитизация, 19 — свинцово-цинковая минерализация, 20 — рассеянная вкрапленность пирита, 21 — ожелезнение (железистые охры), 22 — участки ослабленных пород, 23 — доломитовый шлам, 24 —  $(Ca, Mg) CO_3$ , 25 —  $CaCO_3$ , 26 —  $CaO + MgO + CO_2$ , 27 —  $R_2O_3$ , 28 — нерастворимый остаток.

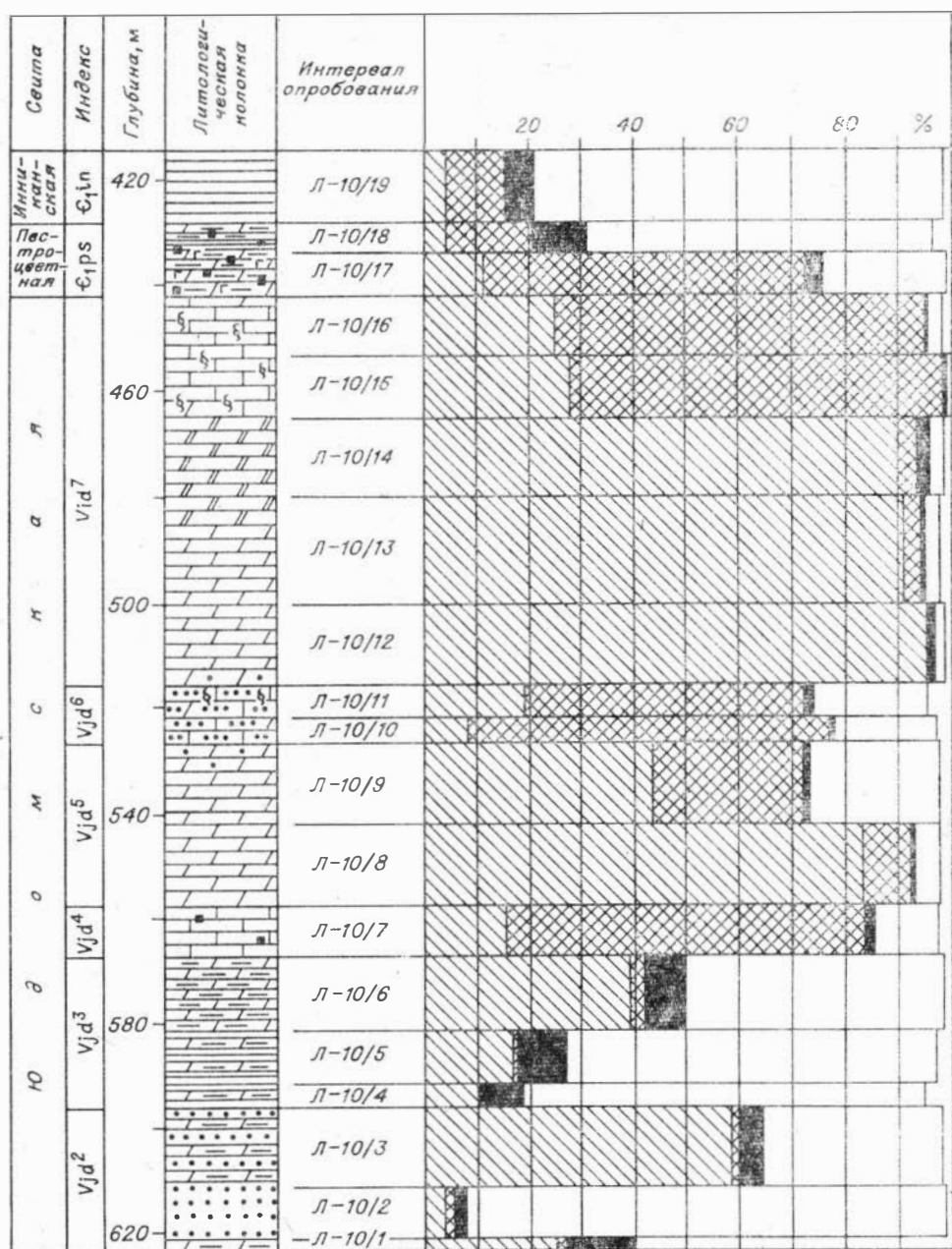


Рис. 32. Гистограмма изменения химического состава пород юдомской, петроцветной и инниканской свит по скв. 10 месторождения Сардана. Составил Г. Г. Казаненко. Усл. обозн. см. на рис. 31.

среди вишнево-красных доломитов установлены маломощные (до нескольких миллиметров) прослои кристалло-витролитокластических туфов щелочных эффузивов. Мощность пачки 20—27 м.

Четвертая пачка (Vjd<sup>4</sup>) представлена серыми и зеленовато-серыми тонкозернистыми известняками с горизонтальной и волнистой слоистостью. Последняя обусловлена наличием тонких сутуровидных прослоек желтого цвета. Иногда к сутуровидным прослойкам приурочены мелкие стяжения фосфатного вещества и зерна шпирита. Мощность пачки 5—9 м.



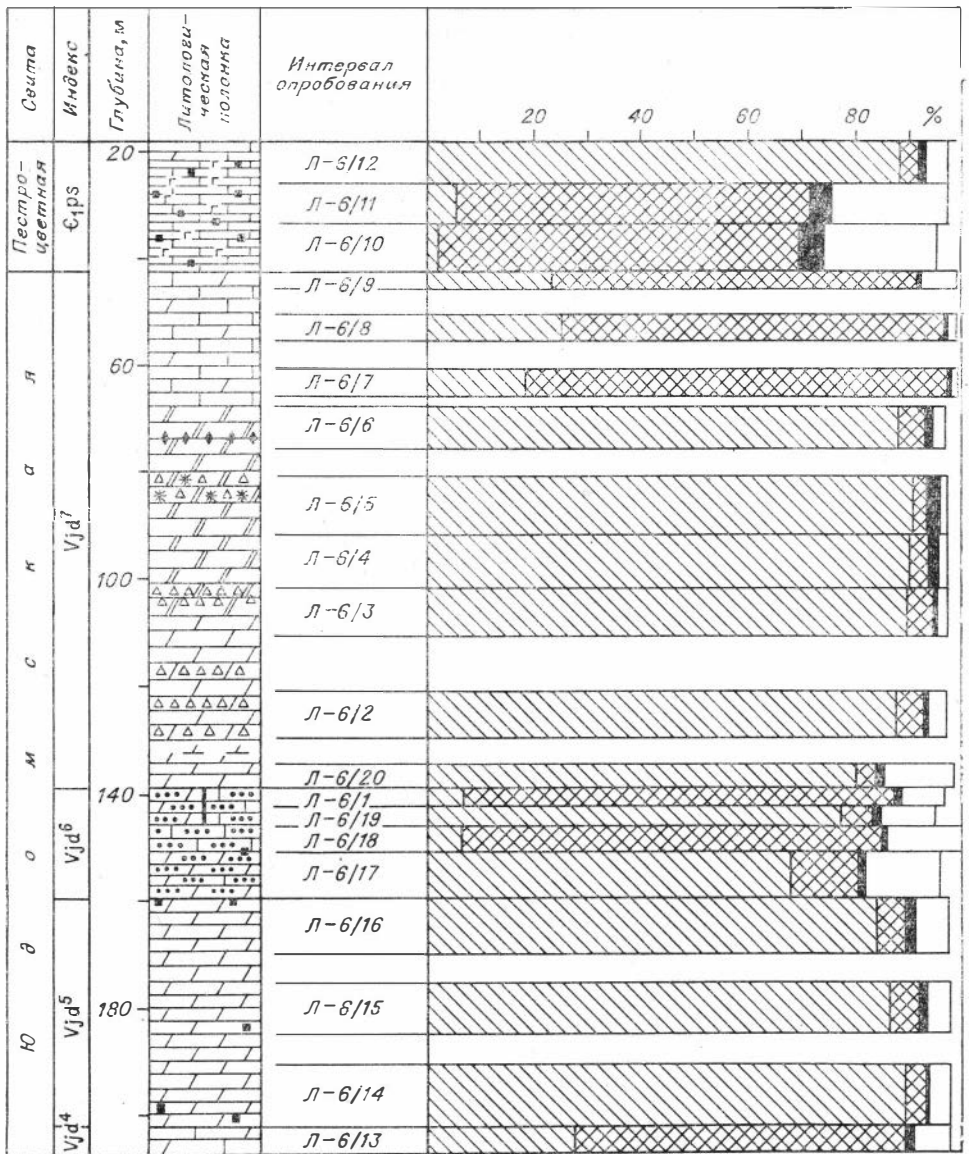


Рис. 33. Гистограмма изменения химического состава пород верхней части юдомской и пестроцветной свит по скв. 6 месторождения Сардана. Составил Г. Г. Казаненкс  
Усл. обозн. см. на рис. 31.

Пятая пачка (Vjd<sup>5</sup>) состоит из светло-серых мелкозернистых доломитов с неясной тонкослоистой текстурой. Они отличаются стабильностью минерального состава и высокой чистотой (рис. 32, 33). Лишь по скв. 10 в породах верхней половины пачки содержание CaCO<sub>3</sub> возрастает до 28%, что, видимо, связано с влиянием вышележащего битуминозного горизонта, так как отмечается резкое (до 24%) возрастание нерастворимого остатка. Данная пачка является рудовмещающей в северной части месторождения Сардана. Рассеянная свинцово-цинковая минерализация отмечается довольно часто, хотя и не имеет практической ценности. Мощность пачки 17—30 м.

Шестая пачка (Vjd<sup>6</sup>) сложена темноцветными горизонтально-слоистыми карбонатными породами с повышенным содержанием органи-

ческого вещества. Состав карбонатных пород латерально изменчив — от известняков до доломитов, причем последние преобладают. Структура пород тонко- и мелкозернистая. Характерными особенностями битуминозных доломитов являются: внутрiformационная брекчированность, часто отмечаемая в кровле пачки, и присутствие фосфоритовых стяжений. Вблизи тектонических нарушений структура доломитов крупнозернистая пидиобластовая. В пределах месторождения Уруй и на участке Южном месторождения Сардана в черных сильно битуминозных тонко- и мелкозернистых доломитах установлена тонкая вкрапленность галенита. По данным А. К. Иогансона (1976), на месторождении Уруй галенит слагает также прожилки мощностью до 2 см в межслоевых пространствах битуминозных доломитов совместно с пористым серым кремнем. Мощность пачки варьирует от 5 до 29 м.

В составе седьмой пачки (Vjd<sup>7</sup>) мощностью 31—87 м выделяются стратиграфические подразделения более низкого ранга — пласты А, Б, В.

*Пласт А* сложен, главным образом, мелко- и среднезернистыми массивными сахаровидными доломитами, которые на отдельных участках месторождения переходят в серые тонкозернистые известняки. Сахаровидные доломиты отличаются высокой химической чистотой. В них наблюдаются участки вкрапленного и прожилково-вкрапленного свинцово-цинкового оруднения. Мощность пласта изменяется от 20 до 56 м.

*Пласт Б* состоит из серых тонкозернистых слоистых известняков, содержащих прослойки и линзы светло-серых мелкозернистых доломитов, а также линзочки и четковидные прослойки кремня. По латерали они резко переходят в сахаровидные доломиты с массивной текстурой и в тела доломитов с полосчатой («зебровидной») текстурой. Полосчатая текстура определяется чередованием полос белого крупнозернистого и светло-серого мелкозернистого доломита, ориентированных параллельно наслоению. По ряду признаков устанавливается вторичная природа сахаровидных и полосчатых доломитов (см. гл. III). К сахаровидным доломитам приурочены основные галенит-сфалеритовые рудные тела месторождений Уруй и Сардана. Мощность пласта варьирует от 17 до 44 м.

*Пласт В* венчает разрез юдомской свиты. Он представлен доломитистыми известняками пятнистой текстуры, за счет неправильных полос, пятен и «язычков» мелкозернистого темно-серого, зеленовато-серого или желтого доломита в серых тонкозернистых известняках. Выделения доломита расположены беспорядочно или имеют ориентировку, субпараллельную слоистости. На отдельных участках месторождения Сардана в пласте В встречены щелочные ортофиры проблематичного генезиса (см. гл. I, § 3). Мощность пласта изменяется от 0 до 15 м.

Суммарная мощность юдомской свиты в пределах Сарданинского и Уруйского рудных полей изменяется от 200 до 270 м, уменьшаясь в северо-западном направлении, за счет сокращения мощности верхних пачек, до 150 м.

Пестроцветная свита нижнего кембрия ( $\Sigma_{1ps}$ ) отделена от юдомской незначительным размывом, интенсивность которого усиливается к северной части месторождения Сардана. По сравнению с Центральным участком в этом направлении выпадает около 50 м в разрезе верхней части юдомской свиты. Реже отмечаются постепенные переходы.

Пестроцветная свита представлена преимущественно глауконитовыми известняками, реже доломитами. Породы имеют зеленовато-серую и серую окраску, горизонтально-слоистую текстуру и афанитовый облик, обусловленный развитием пелитоморфных и микрозернистых текстур. Для верхних частей разреза свиты характерно переслаивание карбонатных пород с глинистыми алевролитами, которые в отдельных прослоях встречаются и в нижних частях. В известняках и доломитах наблюдается рассеянная вкрапленность пирита, реже отмечаются кремнистые и кремнисто-

фосфатные стяжения. Постоянно присутствуют прожилки белого и прозрачного мелкокристаллического кальцита, иногда с пиритом. Мощность свиты от 4 до 29 м.

**Иниканская свита** нижнего кембрия ( $\mathbb{C}_{1in}$ ) согласно залегает на породах пестроцветной свиты, образуя с последней постепенные переходы. Свита сложена известковистыми, глинистыми и кремнистыми алевролитами с подчиненными прослоями глинистых известняков и мергелей. Известковые разновидности пород тяготеют к нижней части разреза, тогда как глинистые и кремнистые — к центральным и верхним его частям. Количество карбонатного материала в разрезе нижней части свиты достигает 20—30% (см. рис. 31, 32), а состав его отвечает доломитовым известнякам. Порода характеризуется горизонтально-слоистой текстурой, обусловленной вариациями в окраске: от серой до темно-серой и почти черной. Характерно обилие секущих прожилков кальцита, с которыми связаны повышенные содержания основных рудогенных элементов и их спутников. Постоянно присутствует рассеянная вкрапленность, реже прожилки мелкокристаллического пирита. Цемент алевролитов базальный карбонатно-глинистый и углисто-глинисто-кремнистый. Иногда в цементе присутствует фосфатное вещество, концентрирующееся в липовидные обособления. Мощность свиты 60—90 м.

## § 2. ГЛАВНЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ТИПЫ ПОРОД ЮДОМСКОЙ И ПЕСТРОЦВЕТНОЙ СВИТ

Литологическая характеристика пород дается снизу вверх по разрезу. Химическая характеристика приведена в табл. 3.

**Оолитовые и пелитоморфные окварцованные доломиты** встречаются в верхней части первой пачки юдомской свиты, слагая пласт мощностью около 20 м. Внешне это серые и темно-серые афанитовые породы с горизонтальной волнистой или линзовидной текстурой, очень крепкие, звенящие при ударе. Оолитовая структура породы обнаруживается лишь под микроскопом. Оолиты диаметром 0,1—0,9 мм состоят из пелитоморфного ядра и кристификационной каемки толщиной 0,02—0,04 мм. Иногда роль ядра выполняют обломки кварца. Форма оолитов округлая, овальная и удлинено-овальная. Цементом оолитов служит пелитоморфный доломит (30—70%). Кварц совместно с доломитом и кальцитом образует секущие прожилки мощностью 0,02—0,3 мм, а также выполняет поры между оолитами. Структура кварца гранобластовая.

В разрезе по скв. 13 (верхняя часть пласта) оолитовые доломиты сменяются пелитоморфными с прожилками кварца.

**Песчаники кварцевые и полевошпат-кварцевые** второй пачки представляют собой светло-серую сливную породу с горизонтально-слоистой, косослоистой или массивной текстурой. Характерны прослой черного цвета за счет рассеянных битумов. Песчаники состоят из окатанных или полуокатанных обломков зерен кварца (70—95%) и калиевых полевых шпатов (0—20%) размером от 0,05 до 0,6 мм. Цемент песчаников конформно-регенерационный и поровый глинистый и доломитовый (0—15%). Среди аксессуарных минералов установлены единичные зерна циркона, рутила, сфена, анатаза, брукита, турмалина, ставролита и хлорита (фото 3).

**Глинистые доломиты** третьей пачки прослеживаются на всей территории месторождений Сардана и Уруй, сохраняя неизменным и литологический состав, и структурно-текстурные особенности. Макроскопически это вишнево-красные, прослоями зеленовато-серые плитчатые доломиты. В различной степени глинистые — от слабо глинистых до прослоев доломитовых аргиллитов и алевролитов. Текстура пород тонкая горизонтально-слоистая.

Глинистые доломиты (под микроскопом) имеют либо пелитоморфную и микрозернистую структуру с размером зерен 0,01—0,03 мм, либо частично перекристаллизованы (до 50% площади шлифа). Тип перекристаллизации агрегатно-рассеянный, характеризующийся наличием неправильно-ромбоэдрических и ромбоэдрических зерен доломита размером 0,02—0,1 мм рассеянных среди пелитоморфной массы. Глинистая часть породы по данным рентгеноструктурного анализа представлена гидрослюдой и составляет до 27% объема породы. Незначительна по содержанию алевролитовая примесь из угловатых зерен кварца (до 5%).

Доломитизированные алевролиты и аргиллиты образуют ритмично чередующиеся маломощные прослойки (фото 4) среди глинистых вишнево-красных пелитоморфных и микрозернистых доломитов и встречаются не повсеместно. Алевролитовая часть прослоек состоит из кварца, полевого шпата, мелких чешуек слюды и вместе с пелитовой фракцией составляет до 60% объема прослоя.

Химические анализы показывают (см. табл. 3, ан. 4), что красноватость глинистых доломитов третьей пачки обусловлена повышенным содержанием окислов железа (до 3%). Характерным текстурным признаком пород является присутствие среди вишнево-красных доломитов зеленоватых полос и пятен, образование которых связано с поздней редуцией окислов железа. В доломитах из зеленых полос и пятен содержание цинка на порядок выше, чем в вишнево-красных. Это, видимо, свидетельствует о присутствии в составе редуцирующих растворов и сульфидов цинка.

**Строматолитовые доломиты** нижней части третьей пачки юдомской свиты представляют собой светло- и темно-серые породы с тонкослоистой текстурой пластовых строматолитов. В нижней и верхней частях линз водорослевые образования имеют желваковую структуру.

**Туфы щелочных эффузивов.** До настоящего времени следы вулканической деятельности в отложениях юдомской свиты ни на юго-восточном склоне Сибирской платформы, ни в ее складчатом обрамлении не отмечались, поэтому установление вулканогенных пород на территории месторождения Сардана является принципиально важным фактом.

Вулканогенные образования обнаружены Ю. В. Давыдовым в третьей пачке юдомской свиты (скв. 13, интервал 192,6—216,2 м). Они представлены тонкими светлыми прослойками туфов (мощностью в несколько миллиметров) среди вишнево-красных глинистых доломитов и аргиллитов. Под микроскопом наблюдается хорошо сохранившаяся кристалло-витролитокластическая структура породы, обусловленная наличием угловатых обломков эффузивов с трахитовой структурой (35%), остроугольных удлиненных и изогнутых осколков частично раскристаллизованного кислого стекла (25%), обломков полевого шпата и единичных обломков кварца (фото 5). Размеры обломков 0,04—0,2 мм. Обломки цементируются серицитоподобной массой или бурым железисто-глинистым веществом (35%). Малая мощность прослоев туфов и внешнее сходство с алевритистыми аргиллитами делает их трудно диагностируемыми в полевых условиях. Нами предполагается более широкое распространение вулканогенных пород на площади Кыллахской металлогенической зоны к северу и востоку от Сарданинского рудного поля. В частности, отмечаемая многими исследователями высокая кремнистость вишнево-красных доломитов третьей пачки и их фарфоровидный облик могут служить косвенным доказательством этого.

**Известняки зеленовато-серые микрозернистые** слагают четвертую пачку юдомской свиты. На площади Сарданинского рудного поля эта пачка фациально однородна; к югу, на территории Уруйского рудного поля, известняки латерально часто переходят в доломиты.

Внешне это серые с бледным зеленоватым оттенком породы с горизонтальной и волнистой слоистостью и неясно выраженной плитчатостью. Как отмечалось выше, характерной особенностью данной разновидности

Химический состав главных типов пород юдомской (1—31) и пестроцветной (32—34) свит, вес. %

№ п. п.	Свита и тип породы	Пачка	№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	BaO	CuO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
1	Оолитовый окварцованный доломит	I	Д-390	—	—	—	0,04	0,61	Сл.	25,86	18,25	—	—	—	—
2	Кварцевый песчаник	II	С-43-2	84,62	0,13	6,77	0,83	0,75	Не обн.	0,47	0,16	0,04	Не обн.	0,10	5,10
3	Строматолитовый доломит	III	С-43-3	1,55	0,04	0,82	0,13	0,63	0,02	22,73	24,49	0,05	»	0,10	0,40
4	Вишнево-красный глинисто-доломитовый алевролит	III	С-43-4	60,04	0,32	7,98	2,19	0,57	0,03	6,63	4,76	0,03	»	0,20	5,10
5	Вишнево-красный глинистый доломит	III	Д-10	—	—	—	0,43	0,79	0,08	23,12	12,68	—	—	—	—
6	Серовато-зеленый глинисто-алевролитястый доломит	III	С-43-5	20,84	0,16	3,40	1,67	1,19	0,04	21,75	14,79	Не обн.	Не обн.	0,17	1,83
7	Зеленовато-серый тонкозернистый из ествяк	IV	Д-14	—	—	—	0,05	0,18	Сл.	43,8	4,94	—	—	—	—
8	То же	IV	С-43-9	6,36	0,06	1,77	0,37	0,42	0,02	48,06	1,97	0,02	Не обн.	0,27	0,85
9	Светло-серый мелкозернистый доломит (среднее из 5 анализов)	V	—	—	—	—	0,12	0,20	0,01	31,33	20,89	—	—	—	—
10	Светло-серый мелкозернистый доломит	V	С-43-11	0,50	0,01	0,48	Не обн.	0,36	0,02	30,17	21,53	0,065	Не обн.	0,14	0,17
11	Темно-серый мелкозернистый битуминозный известняк	VI	Д-266	—	—	—	0,11	0,10	Сл.	44,70	1,11	—	—	—	—
12	Темно-серый крупнозернистый битуминозный доломит	VI	С-43-12	7,82	0,04	0,88	0,08	0,68	0,04	26,82	18,94	0,02	Не обн.	0,17	1,14

13	Темно-серый мелкозернистый битуминозный доломит	V1	Д-276	—	—	—	0,12	0,36	0,02	30,75	16,71	—	—	—	—
14	Темно-серый битуминозный доломит с идио-бластовой структурой	V1	Д-20	—	—	—	0,03	0,53	0,04	24,90	16,87	—	—	—	—
15	Темно-серый тонкозернистый известняк с крем-нями	V11	С-43-27	4,54	0,03	0,51	0,19	0,13	0,01	49,82	2,63	0,17	Не обн.	0,27	0,30
16	Серые тонкозернистые известняки (среднее из 14 анализов)	V11		—	—	—	0,25	0,14	0,02	44,92	4,73	—	—	—	—
17	Сахаровидные мелкозернистые доломиты (среднее из 5 анализов)	V11		—	—	—	0,15	0,31	0,04	30,88	20,20	—	—	—	—
18	Сахаровидный мелкозернистый доломит	V11	С-43-13	1,50	0,04	0,39	Не обн.	0,46	0,04	29,50	20,70	0,05	Не обн.	0,17	0,35
19	То же	V11	С-43-23	0,50	0,03	0,40	0,28	0,50	0,05	29,15	21,96	0,06	Не обн.	0,17	0,20
20	Полосчатый доломит	V11	С-43-18	6,90	0,08	2,29	0,73	0,98	0,07	27,46	18,24	0,05	»	0,17	0,84
21	Сахаровидный доломит из контакта с серым известняком	V11	Д-181-Б	—	—	—	0,18	0,50	0,02	30,63	19,45	—	—	—	—
22	Серый известняк из контакта с сахаровидным доломитом	V11	Д-181-А	—	—	—	—	0,11	Не обн.	47,44	4,28	—	—	—	—
23	Реликты известняка в сахаровидном доломите	V11	Д-476-А	—	—	—	0,01	0,11	Сл.	43,74	8,14	—	—	—	—
24	Сахаровидный доломит с реликтами известняка	V11	Д-476-Б	—	—	—	0,01	0,11	0,01	35,28	17,31	—	—	—	—
25	Линзовидные мелкозернистые доломиты (среднее из 9 анализов)	V11	—	—	—	—	0,11	0,19	0,02	38,02	13,60	—	—	—	—

№ п.п.	Свита и тип породы	Пачка	№ образца	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CaO	MgO	BaO	CuO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O
26	Полосчатый доломит	VII	C-43-24	3,06	0,03	0,67	0,11	0,80	0,05	29,83	19,36	0,05	Не обн.	0,17	0,73
27	Известняк, вмещающий пятнистый доломит (среднее из 3 анализов)	VII		—	—	—	0,09	0,10	0,02	52,21	1,97	—	—	—	—
28	Доломит из «пятен» в известняке (среднее из 5 анализов)	VII		—	—	—	0,18	0,56	0,05	32,98	16,33	—	—	—	—
29	Прослой доломита из сплошной сфалеритовой руды	VII	C-43-22	13,35	Не обн.	0,54	0,15	0,97	0,04	21,31	20,70	0,03	Не обн.	0,10	0,06
30	Крупнозернистый доломит из прожилков и гнезд в полосчатых доломитах (среднее из 3 анализов)	VII		—	—	—	0,15	0,48	0,06	33,32	19,19	—	—	—	—
31	Крупнозернистые кальциты из прожилков и гнезд (среднее из 2 анализов)	VII		—	—	—	0,18	0,13	0,05	54,13	0,72	—	—	—	—
32	Глауколитовый известняк		C-43-37	14,30	0,16	3,37	0,88	1,60	0,07	41,97	1,51	0,16	Не обн.	0,25	0,82
33	То же		Д-64	—	—	—	1,10	1,18	0,08	42,26	3,01	—	—	—	—
34	Битуминозная кремнисто-карбонатная порода		C-43-38	41,30	0,18	3,59	0,14	2,57	0,07	22,49	4,11	0,03	Не обн.	0,25	1,25

№ п. п.	Свита и тип породы	Пачка	№ образца	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П. п. п.	Нерастворимый остаток	Сумма	S <sub>общ</sub>	SO <sub>3</sub>	Приближенный пересчет на карбонатные минералы	
													кальцит	доломит
1	Оолитовый окварцованный доломит	I	Д-390	—	40,42	—	—	0,92	12,62	99,32	—	—	0,36	84,35
2	Кварцевый песчаник	II	С-43-2	0,04	—	0,04	—	0,51	—	99,56	0,04	0,089		
3	Строматолитовый доломит	III	С-43-3	0,04	—	0,05	—	20,49	—	71,44	7,49	18,73		
4	Вишнево-красный глинисто-доломитовый алевролит	III	С-43-4	0,09	—	0,20	—	11,34	—	99,48	0,003	0,007		
5	Вишнево-красный глинистый доломит	III	Д-10	—	31,80	—	—	1,54	27,0	97,54	—	—	9,97	57,65
6	Серовато-зеленый глинисто-алевролитистый доломит	III	С-43-5	0,06	—	0,13	—	34,01	—	100,04	0,014	0,03		
7	Зеленовато-серый тонкозернистый известняк	IV	Д-14	—	40,15	—	—	0,77	10,42	100,31	—	—	65,06	24,18
8	То же	IV	С-43-9	0,02	—	0,15	—	39,33	—	99,67	0,13	0,33		
9	Светло-серый мелкозернистый доломит (среднее из 5 анализов)	V		—	44,44	—	—	0,97	1,66	99,62	—	—	10,74	83,21
10	Светло-серый мелкозернистый доломит	V	С-43-11	0,08	—	0,12	—	46,45	—	100,09	Не обн.	Не обн.		
11	Темно-серый мелкозернистый битуминозный известняк	VI	Д-266	—	36,85	—	—	0,47	15,94	99,28	—	—	75,79	7,37
12	Темно-серый крупнозернистый битуминозный доломит	VI	С-43-12	0,02	—	0,08	—	42,70	—	99,43	Не обн.	Не обн.		



№ п. п.	Свита и тип породы	Пачка	№ образца	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	П. п. п.	Нерастворимый остаток	Сумма	S <sub>общ</sub>	SO <sub>3</sub>	Приближенный пересчет на карбонатные минералы	
													кальцит	доломит
13	Темно-серый мелкозернистый битуминозный доломит	V1	Д-276	—	41,25	—	—	0,39	8,62	98,22	—	—	15,95	71,72
14	Темно-серый битуминозный доломит с идиобластовой структурой	V1	Д-20	—	36,03	—	—	—	22,10	100,50	—	—	6,08	70,67
15	Темно-серый тонкозернистый известняк с кремнями	V11	С-43-27	н/о	—	0,09	—	41,04	—	99,73	0,08	0,20		
16	Серые тонкозернистые известняки (среднее из 14 анализов)	V11		—	38,46	—	—	0,89	10,0	99,41	—	—	72,90	13,41
17	Сахаровидные мелкозернистые доломиты (среднее из 5 анализов)	V11		—	45,36	—	—	0,63	1,82	99,39	—	—	7,04	88,55
18	Сахаровидный мелкозернистый доломит	V11	С-43-13	0,07	—	0,11	—	46,41	—	99,79	Не обн.	Не обн.		
19	То же	V11	С-43-23	0,05	—	0,07	—	49,69	—	100,11	0,004	0,01		
20	Полосчатый доломит	V11	С-43-18	0,02	—	0,19	—	41,86	—	99,98	0,02	0,04		
21	Сахаровидный доломит из контакта с серым известняком	V11	Д-181-Б	—	44,82	—	—	0,71	3,16	99,47	—	—	7,38	87,10
22	Серый известняк из контакта с сахаровидным доломитом	V11	Д-181-А	—	41,25	—	—	0,30	5,08	98,46	—	—	75,56	16,80

23	Реликты известняка в сахаровидном доломите	VII	Д-476-А	—	42,62	—	—	0,75	4,36	99,73	—	—	59,24	34,70
24	Сахаровидный доломит с реликтами известняка	VII	Д-476-Б	—	45,82	—	—	—	1,38	99,92	—	—	21,70	76,01
25	Линзовидные мелкозернистые доломиты (среднее из 9 анализов)	VII		—	43,69	—	—	0,69	3,19	99,51	—	—	36,36	58,03
26	Полосчатый доломит	VII	С-43-24	0,06	—	0,14	—	44,85	—	99,94	0,086	0,22		
27	Известняк, вмещающий пятнистый доломит (среднее из 3 анализов)	VII		—	41,89	—	—	0,96	2,09	99,33	—	—	91,13	3,80
28	Доломит из «пятен» в известняке (среднее из 5 анализов)	VII		—	42,08	—	—	0,45	7,32	99,95	—	—	22,02	67,87
29	Прослой доломита из сплошной сфалеритовой руды	VII	С-43-22	0,06	—	0,03	—	22,17	—	100,61	5,53	13,82		
30	Крупнозернистый доломит из прожилков и гнезд в полосчатых доломитах (среднее из 3 анализов)	VII		—	44,26	—	—	0,16	2,45	100,07	—	—	18,29	75,86
31	Крупнозернистые кальциты из прожилков и гнезд (среднее из 2 анализов)	VII		—	49,04	—	—	0,63	0,46	99,34	—	—	94,87	2,30
32	Глауконовый известняк		С-43-37	0,43	—	0,15	—	34,08	—	99,75	0,35	0,86		
33	То же		Д-64	—	36,38	—	—	0,46	15,62	100,29	—	—	67,66	14,30
34	Битуминозная кремнисто-карбонатная порода		С-43-38	0,07	—	0,17	0,17	23,29	—	99,51	0,007	0,02		

Примечание. Анализы 2—4, 6, 8, 10, 12, 15, 18—20, 26, 29, 32 и 34 (образцы В. Г. Пономарева) выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР, аналитик И. М. Фоминых. Анализы 1, 5, 7, 9, 11, 13, 14, 15, 16, 17, 21—25, 28, 29, 30, 31 и 33 (образцы Ю. В. Давыдова) выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГиГ ЯФ СО АН СССР, аналитики Г. К. Амузинская, Е. В. Галайская, Г. И. Охлопкова.

пород является наличие тонких (до 2—5 мм) волнистых сутуровидных прослоек желтоватого цвета.

Химические анализы известняков (см. табл. 3, ан. 7, 8) показывают значительную примесь доломита (24%), нерастворимого минерального остатка (10,4%) и ничтожное содержание органического вещества ( $C_{орг} = 0,0006—0,013\%$ ).

Под микроскопом известняки состоят из пелитоморфного и микрозернистого кальцита с размером зерен менее 0,01 мм, в массе которого постоянно обнаруживаются гнездовидные обособления перекристаллизованного кальцита (до 10—40% площади шлифа) с размером зерен 0,04—0,2 мм. Диаметр таких гнезд 0,06—0,3 мм.

Тонкие желтые сутуровидные прослой, состоящие из ромбоэдрического доломита и глинистого вещества, являются плоскостями внутрипластовых микроразрывов. Глинистое вещество сосредоточено в подошве слойка, непосредственной плоскости разрыва, тогда как доломит тяготеет к его верхней части. Мощность сутуровидных прослоев, даже в пределах шлифа, варьирует от 0,2 до 0,3 мм. Иногда к ним приурочены мелкие обломки и стяжения фосфатного вещества, а также повышенное количество зерен пирита.

Доломит — постоянный компонент не только сутуровидных прослоев. В виде равномерно рассеянных зерен ромбоэдрической и неправильно-ромбоэдрической формы, размером 0,02—0,14 мм, доломит присутствует и среди основной массы известняков. Общее содержание доломита в известняках четвертой пачки на Сарданинском рудном поле изменяется от 10 до 25%, достигая на отдельных участках 40%. На Уруйском рудном поле в отдельных разрезах четвертая пачка сложена полностью доломитом. Терригенная примесь кварца в известняках четвертой пачки месторождения Сардана отмечалась лишь в виде единичных зерен размером 0,04—0,06 мм, тогда как на месторождении Уруй увеличивается как количественно, так и по размерам. Зерна кварца окатаны.

Доломиты **светло-серые мелкозернистые** слагают пятую пачку юдомской свиты, фациально хорошо выдержанную. Это светло-серые яснозернистые породы, часто с достаточно четко выраженной горизонтальной слоистостью. Реже встречаются доломиты с массивной текстурой. Химические анализы показывают стабильность их состава: доломитовый компонент породы составляет 82—92%, кальцитовый—2—12, нерастворимая минеральная примесь—1,1—2,7, органическое вещество—0,002%.

Под микроскопом доломиты обнаруживают тонкослоистую и неяснослоистую текстуру, обусловленную чередованием мелкозернистых и тонкозернистых прослоев. Тонкозернистые прослой состоят из неправильно-изометричных зерен доломита размером 0,08—0,3 мм. Наряду со слоистыми встречаются разновидности доломитов с однородной и пятнистой микроструктурами. Доломиты с однородной текстурой сложены относительно более крупными зернами доломита (0,1—0,4 мм) неправильно-ромбоэдрической и иногда ромбоэдрической формы. Доломиты с пятнистой микротекстурой характеризуются присутствием среди мелкозернистой массы пятен («островков») с пелитоморфной и тонкозернистой структурой. Диаметр пятен 0,5—1,2 мм. Пятна не имеют четко выраженных границ, переход от мелкозернистой к пелитоморфной структуре постепенный. Доломиты с массивной текстурой имеют мелкие поры размером от 0,06 до 1,2 мм, которые составляют 5—7% от площади шлифа.

Констатируя изложенное выше, можно говорить о решающем значении в формировании текстурно-структурного рисунка доломитов пятой пачки процессов перекристаллизации. Слоистой, пятнистой и массивной микротекстурам соответствуют послойный, гнездовидный и сплошной типы перекристаллизации. По мере увеличения степени перекристаллизации происходит затухивание слоистой текстуры, увеличение размеров зерен и степени их идиоморфизма.

**Доломиты и известняки битуминозные** слагают шестую пачку юдомской свиты.

Битуминозные доломиты представляют собой темные и темно-серые тонкозернистые породы с ясно выраженной горизонтальной слоистостью, за счет чередования прослоев с различной степенью перекристаллизации. В шлифах, кроме слоистой, отмечается гнездовидная текстура перекристаллизации. Прослойки и гнезда неперекристаллизованного доломита сложены зернами неправильно-ромбоэдрической и неправильно-изометричной формы с размером от 0,01 до 0,05 мм. Прослойки перекристаллизованного доломита состоят из ромбоэдрических зерен размером 0,05—0,15 мм. В кристаллах ромбоэдрической формы отмечается ясная зональность, выражающаяся наличием центрального буроватого ядра, «загрязненного» глинисто-органическим веществом, и чистой периферической каемки шириной 0,02 мм. Зерна, не имеющие идиоморфных очертаний, лишены этих каемок и состоят лишь из буроватого доломита. Следовательно, налицо две фазы образования современной структуры породы. В первую фазу (на стадии седиментогенеза или раннего диагенеза) были сформированы неправильные мелкие зерна доломита, загрязненные глинисто-органическим веществом. Во вторую (на стадии позднего диагенеза, либо эпигенеза) происходила перекристаллизация породы с укрупнением размеров зерен до 0,05—0,15 мм и формированием их идиоморфных очертаний.

Темный цвет породы вызван повышенным содержанием в ней глинисто-органического вещества. Содержание нерастворимого остатка в доломитах изменяется от 1 до 14%, содержание органического углерода в трех пробах составляет 0; 0,03 и 0,80%, что соответствует, по классификации Н. Б. Васюковича (1973), I и IV классам пород с ничтожным и средним содержанием органического углерода. Неожиданно низкое содержание органического углерода по аналитическим данным, несмотря на его более высокую концентрацию по наблюдениям в шлифах, связано, по-видимому, с потерями легких фракций битумоида в процессе растворения проб. К особенностям битуминозных доломитов, связанным с постседиментационными преобразованиями, относятся: 1) наличие гнезд и слоев выщелачивания шириной до 1 мм, залеченных кальцитом с пойкилитовой структурой, что придает сколу таких доломитов мерцающий облик; 2) внутрiformационная брекчированность доломитов, часто отмечаемая в кровле пачки; 3) присутствие линзовидных и овальных фосфоритовых стяжений толщиной от нескольких миллиметров до 3—4 см.

Вблизи тектонических нарушений происходит дальнейшая перекристаллизация битуминозных доломитов. Порода приобретает массивную текстуру и характерную крупнокристаллическую идиобластовую структуру с размером зерен до 3—4 мм (фото 6). В отличие от описанных выше тонкозернистых битуминозных доломитов идиоморфные зерна не имеют зонального строения и состоят нацело из чистого прозрачного доломита. Все глинистое, алевролитовое и органическое вещество оттеснено в интерстиции, составляя, по петрографическим данным, от 6 до 22%, при содержании органического углерода 0,018%.

Приуроченность доломитов с идиобластовой структурой к зонам нарушений и ассоциация с ними тектонически брекчированных пород свидетельствуют о формировании их современного облика в стадию наложенного эпигенеза.

**Сахаровидные доломиты** слагают нижнюю часть седьмой пачки, образуя невыдержанный по простиранию пласт А, а также линзовидные тела в известняках пласта Б. Внешне это светло-серые, яснозернистые породы с массивной или неяснослоистой текстурой. Часто в них наблюдаются стилолитовые швы. Химический состав сахаровидных доломитов отличается высокой чистотой (нерастворимый остаток 1,2—2,3%). Доломитовый компонент породы составляет 88—94%, кальцитовый — 3,8—

6,6%. Содержание органического углерода низкое — 0,01 — 0,08%.

Под микроскопом сахаровидные доломиты обнаруживают мелко- или среднезернистую структуру. Размеры зерен в них изменяются от 0,04 до 0,8 мм. В неяснослоистых разновидностях доломитов установлено чередование прослоев с различной степенью кристалличности доломита. Чаще наблюдаются прослойки с размером зерен 0,03—0,1; 0,06—0,25; 0,1—0,5 и 0,2—0,8 мм. Наиболее совершенные кристаллографические очертания (неправильно-ромбоэдрические, реже ромбоэдрические) имеют зерна размером 0,06—0,25 и 0,1—0,5 мм. В прослоях с размером зерен 0,03—0,1 и 0,2—0,8 мм преобладают кристаллы доломита с неправильно-изометричной и неправильной формами.

В некоторых канавах месторождения Сардана наблюдался непосредственный переход на расстоянии нескольких сантиметров по направлению слоистости темного известняка с тонкослоистой текстурой в светлый сахаровидный доломит с массивной текстурой (фото 7). Химический состав темного и светлого участков штуфа (см. табл. 3, обр. Д-181-А и Д-181-В) свидетельствует о резком различии их по содержанию кальция и магния. В канаве 262 месторождения Сардана можно наблюдать реликты темного известняка в светлом сахаровидном доломите в виде пятен и неправильных полос. Результаты химического анализа проб подтверждают отличие их по содержанию кальция и магния (см. табл. 3, ан. 23, 24).

Изложенное не оставляет сомнения во вторичной природе сахаровидного доломита, а пространственные взаимоотношения с линзовидными доломитами свидетельствуют об их генетическом родстве (см. гл. III, § 1).

**Полосчатые доломиты** встречаются среди сахаровидных доломитов в виде неправильных субпараллельных напластованию линзовидных тел, достигающих в длину 300 м при мощности до 40 м. Полосчатая («збровая») текстура породы обусловлена чередованием полос серого мелкозернистого и белого крупнозернистого доломитов (фото 8). Последний образует, кроме того, неправильные пятна, в которых нередко сохраняются реликты доломита с мелкозернистой текстурой. Под микроскопом крупнозернистые доломиты состоят из гипидиоморфных зерен доломита размером до 2,5—3 мм (фото 9).

Формирование рисунка полосчатой текстуры связано, главным образом, с явлениями перекристаллизации в стадии наложенного эпигенеза под воздействием термальных растворов (см. гл. III). Сравнение химического состава вмещающих мелкозернистых сахаровидных доломитов и крупнозернистых доломитов свидетельствует о большей известковистости последних (см. табл. 3, ан. 17 и 30).

**Известняки серые и темно-серые микро- и тонкозернистые** образуют пласт Б в седьмой пачке юдомской свиты, часто замещаются сахаровидными доломитами. Горизонтально-слоистая текстура пород подчеркивается субпараллельным расположением линзовидных прослоев доломита и стяжений кремня.

Микроскопические исследования показывают, что порода состоит из неперекристаллизованных участков, в которых зерна кальцита имеют размеры от менее 0,005 до 0,04 мм, и перекристаллизованных участков, размер зерен кальцита в которых увеличивается до 0,05—0,12 мм и редко до 0,4—0,6 мм. Выделяются следующие морфологические типы перекристаллизации: гнездовидная, послойно-линзовидная, кружевная и редко сплошная. В известняках пласта Б почти постоянна примесь доломита (от 6 до 30%) в виде рассеянной «сыпи» отдельных зерен размером 0,04—0,2 мм или пятнистых и линзовидных скоплений, образующих постепенные переходы к линзам доломита, описанным ниже под названием «линзовидных доломитов». Генетическая близость этих доломитов подтверждается с одинаковым габитусом кристаллов, представляющих идиоморфные ромбоэдры доломита, корродированные кальцитом.

**Линзовидные доломиты** картируются в виде прослоев, неправильных линз и пятен, ориентированных субпараллельно наслоению в микро- и тонкозернистых известняках пласта Б (фото 10). Пространственно они связаны с сахаровидными доломитами, встречаясь по их периферии как в вертикальном, так и в латеральном направлении. Мощность прослоев и линз — от долей миллиметров до первых сантиметров.

Линзовидные доломиты сложены зернами доломита размером 0,05—0,3 мм с хорошо выраженным ромбоэдрическим габитусом, промежутки между которыми выполнены кальцитом с соизмеримыми размерами зерен. Ромбоэдры доломита корродируются кальцитом. Соотношение карбонатных компонентов в прослоях следующее: доломит — 51—85%, кальцит — 6,5—43%. Характерны следующие признаки, однозначно свидетельствующие в пользу формирования линзовидных доломитов на стадии седиментогенеза — раннего диагенеза: 1) пятнистое распределение зерен и агрегатов зерен доломита среди кальцита известняков; 2) цементация доломитов внутриформационных брекчий известняков, образование которых связано с седиментогенезом или ранним диагенезом; 3) существование конседиментационных следов размыва прослоев доломита; 4) наличие в прослоях доломитов характерных мелких щелевидных пор, являющихся следами выщелачивания кристаллов гипса.

**Пятнистые доломитистые известняки** образуют невыдержанный пласт В в кровле седьмой пачки юдомской свиты. Это неправильные полосы, пятна и «языки» мелкозернистого темно-серого, зеленовато-серого или желтого доломита в серых тонкозернистых известняках, расположенные беспорядочно или ориентированные субпараллельно слоистости. Границы между вмещающим известняком и доломитом резкие, иногда с глинистой пленкой на плоскости контакта. Местами контакты представляют собой зубчатые сутуровидные плоскости. Внутренняя структура доломита тонко-, мелкозернистая, размер зерен 0,05—0,15 мм. Форма зерен ромбоэдрическая. Характерной чертой доломита в пятнистых образованиях является повышенное содержание пирита (до 3%), измененного хлоритовидного глауконита (2—5%) и в некоторых случаях черного битума, выполняющего промежутки между зернами доломита (5—10%). Примесь кальцита в пятнах доломита меньше, чем в линзовидных доломитах (11—36%). Кальцит выполняет поры, корродируя зерна доломита, или проникает в доломит по микротрещинам.

Серый тонкозернистый известняк (см. табл. 3, ан. 27) состоит из более мелких (0,01—0,05 мм) изометричных и полиэдрических зерен кальцита. Часто порода разбита системой тончайших вертикальных волосовидных микротрещинок, выполненных черным битуминозным веществом.

Формирование пятнистых текстур связано, по-видимому, с явлениями внутрипластовых растворов и размывов известняков, вызвавших образование полостей, заполненных впоследствии доломитовым илом (фото 11). Соединение пятен и прослоев доломита секущими нептуническими дайками, состоящими из аналогичного доломита, различное содержание нерастворимого остатка в доломитах и вмещающих известняках, резкие контакты между ними позволяют предполагать именно такое происхождение рассматриваемых текстур. Растворения и размывы известняков были вызваны обмелением морского бассейна в конце позднеюдомского времени и, возможно, подтоком кислых гидротерм.

**Глауконитовые известняки** являются основными породами пестроцветной свиты. Кроме того, они встречаются в северной части месторождения Сардана, слагая отдельные прослои в верхах шестой пачки или образуя многочисленные прослои в породах седьмой пачки юдомской свиты. Незначительная примесь глауконита наблюдалась также в известняках четвертой пачки.

Внешне это зеленовато-серые породы с хорошо выраженной слоистостью, обусловленной различным количеством глауконита в слоях.

Под микроскопом они обнаруживают тонко- и мелкозернистую структуру с размером зерен кальцита от 0,02 до 0,2 мм. Обычно присутствие примеси доломита (10—35%) в виде «сыпи» мелких зерен размером 0,04—0,06 мм. Глауконит (10—20%) имеет неправильную «лапчатую» форму зерен в результате замещения кальцитом (фото 12). В местах замещения кальцит более крупнозернист и чист. Размер глауконитовых зерен 0,8—2,5 мм. Глауконитовые известняки пестроцветной и юдомской свит часто содержат пеллиты и желваки фосфоритов, приуроченных к участкам разреза, где устанавливаются многочисленные следы внутрiformационных размывов.

### § 3. МИНЕРАЛЬНЫЙ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА ПОРОД УСТЬ-КИРБИНСКОЙ, ЮДОМСКОЙ, ПЕСТРОЦВЕТНОЙ И ИННИКАНСКОЙ СВИТ

Данные по минеральному и химическому составу глинистого вещества получены рентгеноструктурным и химико-квантометрическим методами. Пробы отбирались из всех разновидностей пород разрезов, а в случае однородной толщи — равномерно с интервалом в 5—10 м.

**Усть-кирбинская свита.** Глинистое вещество аргиллитов и алевролитов усть-кирбинской свиты в разрезах бассейна р. Юдома состоит из гидрослюд, железистых и магнезиально-железистых хлоритов, каолинита и монтмориллонита. Гидрослюды часто гидратированные и смешанослойные. В незначительном количестве в составе глинистого вещества присутствуют кварц и полевые шпаты (табл. 4). По сравнению с другими свитами в глинистом веществе пород верхней части усть-кирбинской свиты фиксируются наибольшие концентраты окиси алюминия, железа и натрия и наименьшие — кремния и калия (табл. 5).

**Юдомская свита.** В пределах месторождения Сардана и Уруй в изученных разрезах глинистое вещество аргиллитов, мергелей и известняков первой пачки включает преимущественно гидрослюду и, в меньшей мере, хлорит и монтмориллонит. Отмечается примесь тонкодисперсного кварца, встречаются и смешанослойные гидрослюды (см. табл. 4). Присутствие значительного количества тонкодисперсного кварца обуславливает высокое содержание кремнезема. Относительно других пачек содержание глинозема, окислов титана и кальция в глинистом веществе пород первой пачки наиболее низкое, окиси магния — наоборот, высокое (табл. 6).

Глинистое вещество песчаников, алевро-аргиллитов и песчаных доломитов второй пачки состоит из гидрослюды, в качестве примеси отмечается тонкодисперсный кварц. В аргиллитах установлены гидрослюды, хлорит и монтмориллонит. Содержание кремнезема в глинистом веществе второй пачки (относительно других) среднее, глинозема — самое высокое, окиси натрия — самое низкое.

Глинистая составляющая доломитов третьей пачки представлена смешанослойной гидрослюдой и небольшим количеством кварца; глинистых доломитов и мергелей — гидрослюдой и в некоторых образцах — кварцем. Основная известково-глинистая масса алевро-аргиллитов содержит фракции диаметром 0,05—0,005 мм, редко более 0,05 мм. В наиболее крупных фракциях преобладают кварц, полевой шпат и мелкочешуйчатые агрегаты слюд. По данным химического анализа, глинистое вещество пород третьей пачки характеризуется повышенным содержанием окислов железа и калия.

Повышенное содержание кремнезема в тонкозернистых известняках четвертой пачки обусловлено присутствием в основной их массе мелкозернистого и тонкодисперсного кварца в глинистом веществе. В составе

Таблица 4

Минеральный состав глинистого вещества и степень кристалличности гидрослюды пород усть-кирбинской, юдомской, пестроцветной и пиниканской свит месторождений Сардана и Уруй

Свита, пачка и тип пород	Минералы											А:В
	Гс	Сс, Гц	Хл <sub>1</sub>	Хл <sub>2</sub>	Мн	Кл	Гт	Кв	Пш	Ур	Пр	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Алевролит (PR <sub>3</sub> uk)	—	+	—	+	—	—	—	+	+	—	—	
	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—	
Аргиллит (PR <sub>3</sub> uk)	+	—	+	—	+	+	—	+	+	—	—	1,6
	—	+	—	+	—	+	—	+	—	—	—	
	+	—	+	—	—	—	—	—	—	—	—	
	—	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—	1,7
Алевро-аргиллит (Vjd <sup>1</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	1,7
Известняк (Vjd <sup>1</sup> )	+	—	—	—	+	—	—	+	—	—	—	2,0
Доломит (Vjd <sup>1</sup> )	+	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	
	+	+	+	—	—	—	—	+	—	—	—	2,0
	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	1,8
Известняк (Vjd <sup>1</sup> )	+	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	2,3
Алевро-аргиллит (Vjd <sup>2</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	1,7
Песчаник (Vjd <sup>2</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	1,7
Глинисто-карбонатная порода (Vjd <sup>2</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,6
Аргиллит (Vjd <sup>2</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	1,3
	+	—	+	—	+	—	—	—	—	—	—	2,0
Доломит (Vjd <sup>2</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	1,7
Мергель (Vjd <sup>2</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	1,7
Глинистый доломит (Vjd <sup>3</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	
	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	1,8
Доломит (Vjd <sup>3</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	—	2,3
	+	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—	
Известняк (Vjd <sup>4</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	3,0
	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	2,1
Доломит (Vjd <sup>4</sup> )	+	+	—	—	—	—	—	+	—	—	—	2,8
Доломит (Vjd <sup>5</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	2,6—3,0
	+	—	—	—	—	—	—	+	+	—	—	1,5
Битуминозный доломит (Vjd <sup>6</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	2,3
	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	2,4
	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Битуминозный известняк (Vjd <sup>6</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	2,2
	+	+	—	—	—	—	—	—	—	—	—	
Известняк (Vjd <sup>7</sup> )	+	—	—	—	—	—	+	—	+	—	—	3,0



1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
Доломит (Vjd <sup>7</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	2,3—3,0
	+	—	—	—	—	—	—	—	+	—	—	2,0
	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	3,5
Известково-доломитовая порода (Vjd <sup>7</sup> )	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	1,8
Известняк глауконитовый (Є <sub>1</sub> ps)	+	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	2,0
Переслаивание карбонатных пород с глинистыми алевролитами (Є <sub>1</sub> ps)	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	1,5
Доломит глауконитовый (Є <sub>1</sub> ps)	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	2,6
Известняк (Є <sub>1</sub> ps)	+	—	+	—	—	—	—	+	—	—	—	2,5
	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	+	3,0
	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	3,0
Известковый алевролит (Є <sub>1</sub> in)	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	2,0—3,0
Аргиллит (Є <sub>1</sub> in)	+	—	—	—	—	—	—	+	—	—	—	

Примечание. Здесь и далее определение минерального состава глинистого вещества и степени кристалличности гидрослюда выполнено в ИГиГ СО АН СССР Г. М. Писаревой. Гс — гидрослюда, Сс, Гл — смешанослойная гидрослюда и гидратированная гидрослюда, Хл<sub>1</sub> — железисто-магнезиальный хлорит, Хл<sub>2</sub> — железистый хлорит, Мн — монтмориллонит, Кл — каолинит, Гт — гетит, Кв — кварц, Пш — полевые шпаты, Ур — уранинит, Пр — пирофиллит. Знак (+) означает, что минерал присутствует; знак (—) отсутствует.

последнего установлена гидрослюда, с чем, видимо, связано высокое содержание калия.

Глинистое вещество светло-серых доломитов пятой пачки представлено гидрослюдой и отличается по химическому составу от глинистого вещества других пачек высокой концентрацией титана.

В глинистом веществе битуминозных известняков и доломитов установлены гидрослюды и смешанослойные гидрослюды. Относительно других пачек содержание кремнезема, глинозема, окислов железа и калия понижено, титана — повышено.

Глинистое вещество доломитов седьмой пачки (сахаровидных, мраморовидных, с «зевровидной» и т. д. текстурой) содержит гидрослюду

Таблица 5

Средний химический состав глинистого вещества пород бассейна р. Юдома, месторождений Сардана и Уруй, %

Свита	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
Усть-кирбинская . . . . .	58,2	23,0	1,41	1,94	0,87	10,5	3,6	0,35
Юдомская (нижняя часть) . . . . .	59,6	22,5	1,15	3,0	0,53	5,22	6,74	0,08
Юдомская (верхняя часть) . . . . .	55,5	21,3	2,06	2,32	0,52	3,85	6,44	0,10
Пестроцветная . . . . .	66,0	19,3	1,68	2,30	0,47	5,18	5,63	0,15
Инниканская . . . . .	69,6	15,3	0,94	1,60	0,50	2,9	4,0	0,27

Примечание. Определение химического состава проводилось на квантометре в ИГиГ СО АН СССР М. И. Зеркаловой.

Химический состав глинистого вещества в породах юдомской свиты, %

Пачка	SiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	TiO <sub>2</sub>	MgO	CaO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	K <sub>2</sub> O	Na <sub>2</sub> O
I	67,0	14,1	0,94	6,49	0,46	3,5	3,8	0,06
II	59,8	24,6	1,34	2,36	0,49	3,68	7,01	0,04
III	62,0	23,0	1,31	2,78	0,57	7,76	7,21	0,11
IV	63,5	23,4	1,56	2,95	0,58	2,73	7,92	0,12
V	63,4	21,6	3,31	2,08	0,51	2,71	6,8	0,17
VI	47,0	15,6	2,68	2,15	0,58	2,68	5,24	0,10
VII	58,7	22,7	2,09	2,20	0,50	5,17	6,33	0,15

П р и м е ч а н и е. Определение SiO<sub>2</sub>, Al<sub>2</sub>O<sub>3</sub>, TiO<sub>2</sub>, MgO, CaO, Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> выполнено на квантометре в лаборатории спектрального анализа, а K<sub>2</sub>O и Na<sub>2</sub>O — методом пламенной фотометрии в химико-аналитической лаборатории ИГиГ СО АН СССР.

и кварц. В единичных пробах сахаровидных доломитов, вмещающих рудные тела, встречены уранинит и гетит. Содержание окислов железа в породах седьмой пачки относительно других пачек повышено (за исключением пород третьей пачки), относительно первой, второй, третьей и четвертой пачек отмечаются повышенные концентрации окиси титана.

Учитывая изложенное выше и данные табл. 4, 6, можно в разрезе юдомской свиты на площади месторождения Сардана и Уруй выделить три части. Первая, отвечающая первой пачке, отличается разнообразным составом минералов глинистого вещества (гидрослюда, смешанослойная гидрослюда, хлорит железисто-магнезиальный, монтмориллонит), а также низким содержанием относительно других пачек окислов алюминия, титана и калия, высоким — окислов кремния и магния. Вторая часть разреза включает вторую, третью и четвертую пачки, в которых глинистое вещество преимущественно состоит из гидрослюды и в меньшей мере из гидрослюды смешанослойной и еще в меньшей — монтмориллонита, хлорита. Содержание окиси алюминия, железа и калия в породах данной части разреза повышено, титана — понижено. Третья часть (пятая, шестая и седьмая пачки) отличается гидрослюдистым составом глинистого вещества. Только в битуминозных доломитах и известняках присутствует смешанослойная гидрослюда, а в некоторых рудовмещающих доломитах отмечен уранинит. Содержание окиси алюминия здесь переменное, титана — повышено.

Таким образом, на площади месторождений Сардана и Уруй в нижней части юдомской свиты (первая и вторая части разреза) глинистое вещество имеет полиминеральный состав, высокое содержание магния, низкое — титана. Верхняя часть свиты характеризуется почти мономинеральным гидрослюдистым составом, высоким содержанием титана и низким — магния.

В разрезах бассейна р. Юдома в нижней части юдомской свиты в глинистом веществе песчаника установлены гидрослюды, смешанослойные гидрослюды, каолинит, свободные окислы алюминия, хлорит и кварц. В аргиллитах, залегающих выше, содержатся те же минералы, за исключением свободных окислов алюминия. В глинистом веществе доломитов и известняков фиксируются гидрослюда, хлорит, монтмориллонит и каолинит. Присутствуют полевые шпаты и кварц. В доломитах верхней части юдомской свиты глинистое вещество состоит из гидрослюды с примесью кварца (табл. 7). Химический состав (%) глинистого вещества пород нижней и верхней частей юдомской свиты в бассейне р. Юдома следующий.

	Нижняя часть	Верхняя часть
SiO <sub>2</sub>	56,3	52,5
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	25,6	23,2
TiO <sub>2</sub>	1,08	0,86
MnO	0,11	0,06
MgO	3,42	2,60
CaO	0,55	0,53
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	5,87	4,79
K <sub>2</sub> O	6,96	7,40
Na <sub>2</sub> O	0,08	0,01

В нижней части содержание окиси кремния, алюминия, магния и железа больше, калия — меньше, чем в верхней. Следовательно, различие минерального и химического состава глинистого вещества нижней и верхней подсвит юдомской свиты бассейна р. Юдома заключается в большем разнообразии минералов и более высоком среднем содержании отдельных компонентов, за исключением калия, в нижней подсвите.

Сопоставление минерального и химического состава глинистого вещества разрезов месторождений Сардана и Уруй и бассейна р. Юдома показывает, что глинистое вещество этих удаленных друг от друга разрезов в нижней части юдомской свиты имеет полиминеральный состав, а в верхней состоит почти из одной гидрослюды. Однако при общем сходстве минерального состава намечаются существенные различия: а) в тол-

Таблица 7

Минеральный состав глинистого вещества и степень кристалличности гидрослюды пород юдомской свиты бассейна р. Юдома

Свита, пачка и тип пород	Минералы									
	Гс	Сс, Гд	Хл <sub>1</sub>	Хл <sub>2</sub>	Мн	Кл	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Кв	Шш	А:В
<i>Нижняя часть свиты</i>										
Гравелит	+	-	+	-	-	-	-	+	-	2,0
Песчаник	+	-	-	-	-	-	+	-	-	2,2
	+	-	-	-	-	-	-	-	-	2,1
	+	-	-	-	-	-	-	+	-	2,2
	+	-	+	-	-	+	-	+	-	1,5
	+	+	-	-	-	-	+	-	-	
Аргиллит	+	+	-	-	-	+	+	-	-	
	+	-	-	+	-	-	-	+	-	1,3—2,7
	+	+	-	-	-	+	-	-	-	1,6
Доломит	+	-	-	-	-	-	-	+	-	1,7—2,6
	+	-	+	-	+	-	-	+	+	2,1
	+	-	-	-	-	+	-	+	+	2,3
	+	-	-	+	-	+	-	+	+	1,5
	+	-	-	+	-	-	-	-	-	2,0
	+	-	-	+	-	-	-	-	-	2,0
	+	-	-	-	-	-	-	+	-	2,0
Доломит песчанистый	+	-	-	+	-	-	-	-	-	2,0
Доломит с глауконитом	+	-	-	-	-	-	-	+	-	2,0
Доломит глинистый	+	-	-	-	-	-	-	+	+	2,5
<i>Верхняя часть свиты</i>										
Известняк битуминозный	+	-	-	-	-	-	-	+	+	2,0—2,5
Песчаник	+	-	-	-	-	-	-	-	-	2,0
Доломит	+	-	-	-	-	-	-	+	-	2,1
Доломит	+	-	-	-	-	-	-	-	-	2,0

цах, вмещающих рудные тела, степень кристалличности гидрослюды больше, чем в толщах, удаленных от рудных залежей (см. табл. 4, 7, рис. 17, 21—27); б) в толщах, вмещающих рудные тела, в глинистом веществе присутствует уранинит; в) в толщах, за пределами рудных залежей, встречаются свободные окислы алюминия.

Кроме того, в глинистом веществе толщ, вмещающих рудные тела, содержание окиси кремния и титана повышено, а окиси алюминия — понижено (см. табл. 6, 8).

**Пестроцветная свита.** Глинистое вещество известняков, глауконитовых известняков, зеленовато-серых с вкрапленностью пирита с прослоями черных кремнистых аргиллитов и углисто-глинистых, кремнистых черных сланцев состоит из гидрослюды, в некоторых случаях имеется незначительная доля хлорита (см. табл. 4). Тонкодисперсный кристаллический кварц присутствует во всех исследованных образцах и обуславливает высокое (60—79%) содержание кремнезема в глинистой фракции. Содержание главных химических компонентов глинистого вещества находится в следующих пределах (в %):  $Al_2O_3$  — 12—23;  $TiO_2$  — 1—2,2;  $MgO$  — 1,5—2,7;  $CaO$  — 0,3—0,65;  $Fe_2O_3$  — 2,5—10,3;  $K_2O$  — 3,9—7,7;  $Na_2O$  — 0,10—0,22 (см. табл. 5). Из приведенного следует, что в глинистом веществе пестроцветной свиты содержание кремнезема выше, а глинозема — ниже, чем в усть-кирбинской и юдомской свитах.

**Иниканская свита.** Зеленовато-, темно-серые окремненные аргиллиты и кремнисто-глинистые, черные с прослоями кремней сланцы и известковые алевролиты в составе глинистого вещества содержат гидрослюду и кварц (см. табл. 4). Рентгенографическое определение свидетельствует о значительном количестве кристаллического кварца, который обуславливает высокое (64—82%) содержание кремнезема в глинистом веществе. Содержание главных химических компонентов находится в следующих пределах (в %):  $Al_2O_3$  — 9—19;  $TiO_2$  — 0,84—1,30;  $MgO$  — 1,10—2,0;  $CaO$  — 0,45—0,55;  $Fe_2O_3$  — 2,0—3,70;  $K_2O$  — 1,90—5,20;  $Na_2O$  — 0,16—0,42. В глинистом веществе пород иниканской свиты среднее содержание кремния — выше, алюминия, титана, магния и железа — ниже, чем в усть-кирбинской, юдомской и пестроцветной свитах (см. табл. 5).

В заключение необходимо подчеркнуть, что снизу вверх по разрезу усть-кирбинской, юдомской, пестроцветной и иниканской свит месторождений Сардана, Уруй и бассейна р. Юдома минеральный состав глинистого вещества меняется от полиминерального в усть-кирбинской и нижней части юдомской свиты до почти мономинерального — гидрослюдистого в верхней части последней и гидрослюдистого с незначительным количеством хлорита в пестроцветной и иниканской свитах. Содержание окиси алюминия постепенно уменьшается от усть-кирбинской до иниканской свиты, окиси кремния — увеличивается. Отмеченное изменение минерального и химического состава согласуется с характером развития процессов выветривания (гл. I, § 2). Кроме того, резкие изменения минерального состава глинистого вещества на границе нижней и верхней частей юдомской свиты, а также заметное повышение содержания окиси титана в верхней части и более высокая кристалличность гидрослюды в рудовмещающих толщах возможно обусловлены процессами гидрослюдизации, протекавшими под влиянием гидротермальных растворов.

#### **§ 4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ РУДОГЕННЫХ И МАЛЫХ ЭЛЕМЕНТОВ В ПОРОДАХ, РУДАХ И ГЛИНИСТОМ ВЕЩЕСТВЕ УСТЬ-КИРБИНСКОЙ, ЮДОМСКОЙ, ПЕСТРОЦВЕТНОЙ И ИНИКАНСКОЙ СВИТ**

При составлении геохимической характеристики осадочных толщ (табл. 8) использованы данные полуколичественного спектрального анализа 585 проб, отобранных из керна скважин на месторождении Сардана

Распределение элементов в разрезе

Элемент	Порог чувствительности анализа	Vjd <sup>1</sup> (48)	Vjd <sup>2</sup> (33)	Vjd <sup>3</sup> (32)	Vjd <sup>4</sup> (11)	Vjd <sup>5</sup> (38)	Vjd <sup>6</sup>	
							ДОЛОМИТЫ (21)	ИЗВЕСТНЯКИ (12)
Zn n.10 <sup>-3</sup> %	2	$\frac{<2-7}{2,6}$	$\frac{<2-10}{3,7}$	$\frac{<2-10}{3,1}$	----*	----	----	----
Pb n.10 <sup>-3</sup> %	0,1	$\frac{0,15-3}{1,1}$	$\frac{0,3-7}{2,0}$	$\frac{<0,1-5}{1,4}$	$\frac{0,5-2}{0,7}$	$\frac{<0,1-3}{0,8}$	$\frac{0,3-7}{1,5}$	$\frac{0,5-5}{2,2}$
Hg n.10 <sup>-6</sup> %	0,1	$\frac{0,5-3,4}{1,2}$	$\frac{0,7-23}{8,7}$	$\frac{0,6-21}{3,3}$	$\frac{0,7-4}{1,9}$	$\frac{0,4-4}{1,4}$	$\frac{0,5-7,8}{2,8}$	$\frac{7,5-25}{14,0}$
Ag n.10 <sup>-5</sup> %	1	---	$\frac{<1-2}{0,8}$	$\frac{<1-2}{0,7}$	$\frac{1-3}{0,7}$	----	$\frac{<1-5}{1,6}$	$\frac{1-5}{1,6}$
B n.10 <sup>-3</sup> %	1	$\frac{<1-7}{4,5}$	$\frac{2-7}{5,1}$	$\frac{5-10}{6,3}$	$\frac{1,5-5}{3,0}$	$\frac{<1-7}{1,7}$	$\frac{<1-5}{2,5}$	$\frac{1-3}{2,2}$
Ti n.10 <sup>-1</sup> %	0,01	$\frac{0,1-7}{1,4}$	$\frac{0,2-7}{2,5}$	$\frac{0,5-7}{2,4}$	$\frac{0,2-2}{0,7}$	$\frac{0,05-1,5}{0,1}$	$\frac{0,1-5}{0,6}$	$\frac{0,1-1}{0,4}$
V n.10 <sup>-3</sup> %	0,1	$\frac{0,5-10}{2,5}$	$\frac{0,7-10}{2,8}$	$\frac{1-10}{4,4}$	$\frac{1-7}{3,4}$	$\frac{<0,1-7}{2,0}$	$\frac{2-30}{9,4}$	$\frac{1,5-10}{4,9}$
Cr n.10 <sup>-3</sup> %	0,3	$\frac{<0,3-7}{1,7}$	$\frac{1-5}{2,7}$	$\frac{2-20}{6,8}$	$\frac{2-3}{2,2}$	$\frac{<0,3-5}{0,9}$	$\frac{1-15}{4,2}$	$\frac{1,5-5}{2,3}$
Mn n.10 <sup>-2</sup> %	0,1	$\frac{1,5-30}{6,3}$	$\frac{2-10}{4,3}$	$\frac{1-20}{3,5}$	$\frac{1,5-7}{3,3}$	$\frac{1,5-1}{4,0}$	$\frac{1,5-10}{4,2}$	$\frac{0,7-5}{2,6}$
Co n.10 <sup>-3</sup> %	0,1	$\frac{<0,1-2}{0,6}$	$\frac{0,1-2}{0,7}$	$\frac{0,2-3}{0,9}$	$\frac{<0,1-5}{0,2}$	----	$\frac{<0,1-3}{0,3}$	$\frac{<0,1-1}{0,2}$
Ni n.10 <sup>-3</sup> %	0,3	$\frac{<0,3-3}{1,1}$	$\frac{0,5-3}{1,4}$	$\frac{0,5-3}{2,0}$	$\frac{0,5-1,5}{0,8}$	$\frac{<0,3-0,7}{0,2}$	$\frac{<0,3-2}{0,5}$	$\frac{0,3-2}{0,9}$
Cu n.10 <sup>-3</sup> %	0,1	$\frac{0,2-5}{1,4}$	$\frac{1-3}{1,7}$	$\frac{0,7-5}{1,6}$	$\frac{0,5-1,5}{1,0}$	$\frac{0,2-0,7}{0,4}$	$\frac{0,3-7}{1,4}$	$\frac{0,7-1,5}{1,1}$
Ga n.10 <sup>-3</sup> %	0,1	$\frac{<0,1-5}{0,8}$	$\frac{0,3-2}{1,1}$	$\frac{0,7-5}{1,8}$	$\frac{<0,1-2}{0,4}$	----	$\frac{<0,1-7}{1,1}$	$\frac{<0,1-7}{0,3}$
Sn n.10 <sup>-4</sup> %	1	$\frac{<1-7}{1,4}$	$\frac{<1-7}{2,2}$	$\frac{<1-7}{2,1}$	$\frac{<1-2}{1}$	----	$\frac{<1-5}{0,8}$	$\frac{<1-1}{0,6}$

\* Значимые содержания элемента при существующей чувствительности анализа не харак.

\*\* Кларк по К. Туркяну и К. Ведеполу, 1961 г. (Справочник по геохимии. М., «Недра», тов, в знаменателе—среднеарифметические значения этих содержаний.

методом пунктирной борозды. Анализ этих данных позволяет сделать следующие выводы:

1) отложения венда, нижнего и среднего кембрия характеризуются широким диапазоном колебаний в концентрациях элементов (от нижедо надкларковых);

2) минимальные содержания элементов, главным образом, приурочены к главному рудоносному горизонту и пачкам существенно карбонатного состава;

3) максимальные содержания элементов устанавливаются для терригенных и карбонатно-терригенных горизонтов нижнего — среднего кембрия;

4) промежуточные содержания между максимальными и минимальными содержаниями элементов свойственны в основном образованиям первой, второй, третьей и четвертой пачкам юдомской свиты.

Выявленные особенности в распределении химических элементов четко коррелируются с различной степенью «карбонатности — терри-

## вендских и кембрийских отложений

Vjd <sup>7</sup>		C <sub>1ps</sub> (43)	C <sub>1in</sub> (79)	C <sub>2cs</sub> (67)	C <sub>2um</sub> (29)	Кларк для карбонатных пород **
доломиты (80)	известняки (92)					
<u>&lt;2-10</u> 2,0	<u>&lt;2-7</u> 1,9	<u>&lt;2-30</u> 3,6	<u>2-70</u> 12,1	<u>&lt;2-15</u> 6,4	<u>2-10</u> 6,8	2
<u>0,1-3</u> 0,7	<u>0,1-5</u> 0,9	<u>0,2-5</u> 1,2	<u>0,7-30</u> 4,0	<u>0,7-7</u> 1,7	<u>1-15</u> 3,4	0,9
<u>0,65-9,1</u> 1,9	<u>0,5-28</u> 2,5	<u>0,6-28</u> 5,7	<u>1,2-55</u> 9,6	<u>0,23-15</u> 2,4	<u>0,75-7,3</u> 2,4	4
----	-----	<u>&lt;1-3</u> 0,7	<u>1-20</u> 5,4	<u>&lt;1-3</u> 0,7	<u>&lt;1-2</u> 1,1	0,н
<u>&lt;1-5</u> 2,5	<u>&lt;1-7</u> 2,5	<u>&lt;1-10</u> 4,0	<u>1-7</u> 4,4	<u>1,5-7</u> 3,6	<u>1-7</u> 5,8	2
<u>&lt;0,01-0,5</u> 0,1	<u>0,03-2</u> 0,3	<u>0,1-7</u> 1,8	<u>0,5-7</u> 2,3	<u>0,7-7</u> 2,6	<u>0,1-10</u> 6,4	0,4
<u>&lt;0,1-15</u> 2,1	<u>&lt;0,1-10</u> 1,5	<u>0,7-30</u> 5,9	<u>3-70</u> 19,9	<u>1-10</u> 4,8	<u>1-10</u> 7,5	2
<u>&lt;0,3-7</u> 1,0	<u>&lt;0,3-7</u> 1,1	<u>1-50</u> 7,2	<u>1-10</u> 4,6	<u>1,5-15</u> 6,0	<u>&lt;0,3-10</u> 6,8	1,1
<u>1,5-10</u> 4,8	<u>0,5-20</u> 3,7	<u>1,5-30</u> 9,0	<u>1,5-30</u> 4,0	<u>5-50</u> 21,7	<u>2-10</u> 5,3	11
----	<u>&lt;0,1-2</u> 0,1	<u>&lt;0,1-3</u> 1,2	<u>&lt;0,1-3</u> 1,8	<u>1-5</u> 1,9	<u>&lt;0,1-3</u> 1,7	0,01
----	<u>&lt;0,3-5</u> 0,5	<u>&lt;0,3-10</u> 3,4	<u>3-20</u> 9,4	<u>2-10</u> 5,9	<u>&lt;0,3-7</u> 4,6	2
<u>0,2-1</u> 0,5	<u>0,1-3</u> 0,6	<u>0,3-5</u> 1,6	<u>2-50</u> 7,1	<u>1-10</u> 2,9	<u>1-7</u> 3,6	0,4
----	----	<u>&lt;0,1-3</u> 0,9	<u>&lt;0,1-5</u> 1,6	<u>&lt;0,1-1,5</u> 1,0	<u>&lt;0,1-2</u> 1,2	0,4
----	----	<u>&lt;1-10</u> 1,7	<u>1-7</u> 2,4	<u>1-7</u> 1,9	<u>&lt;1-10</u> 2,6	0,н

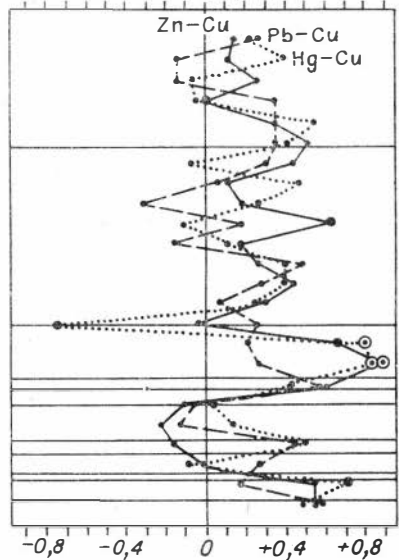
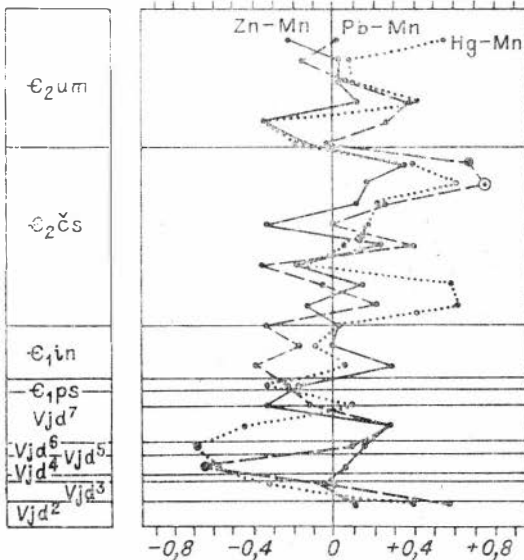
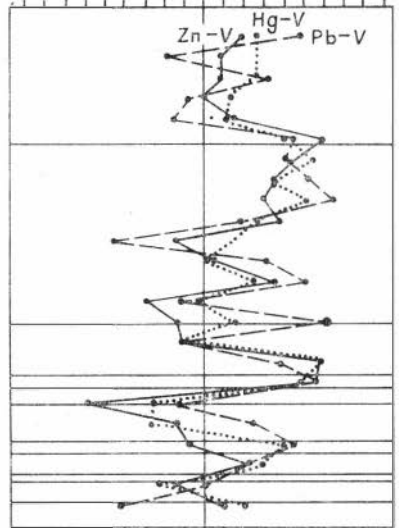
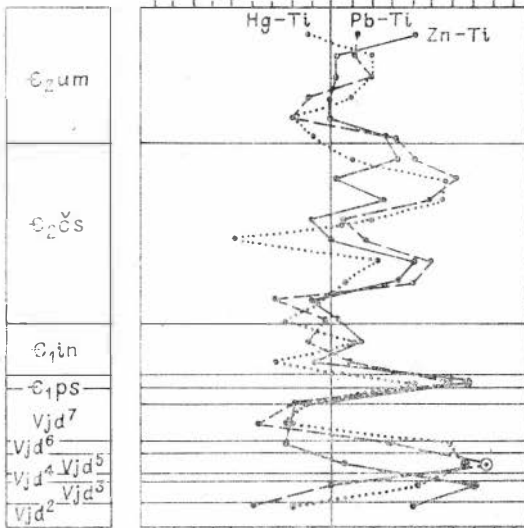
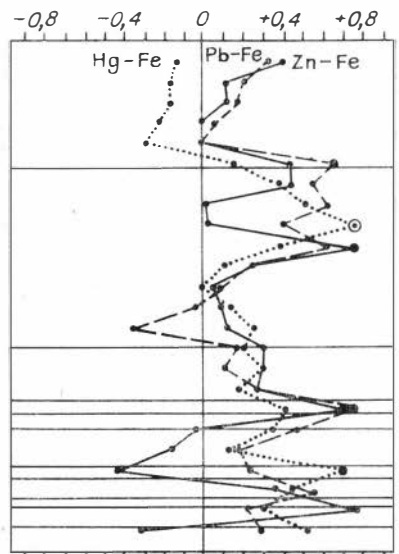
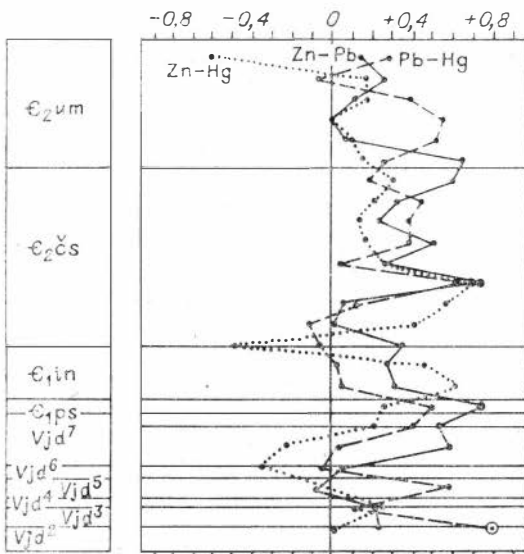
терны.  
1970). В скобках — количество анализов. В числителе — пределы колебаний в содержаниях элемен-

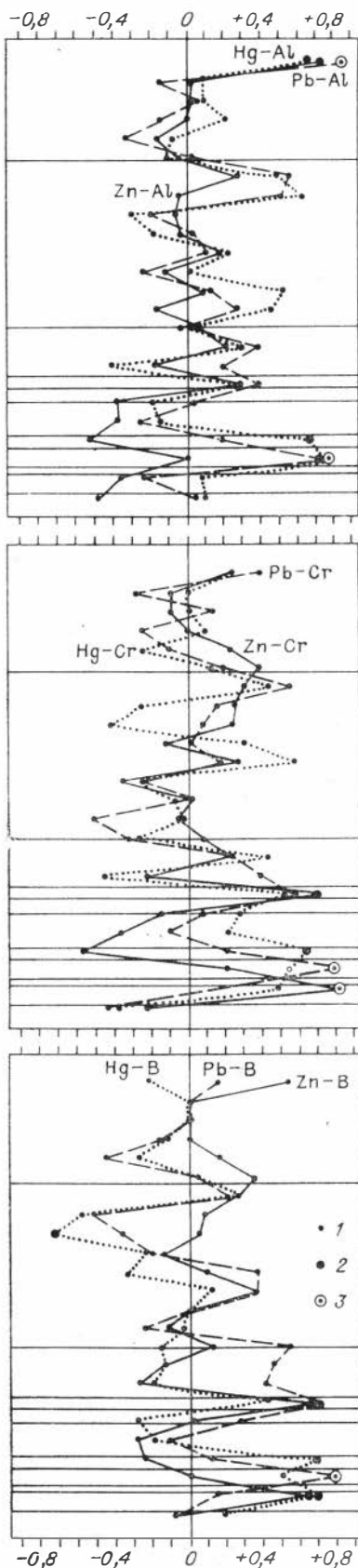
генности» пород. Расчет коэффициентов ранговой корреляции между количеством нерастворимого остатка и содержанием элементов в породах, проведенный по усредненным данным, дал следующие результаты: олово, медь +0,95, кобальт, никель +0,93, титан +0,92, галлий -0,86, хром, свинец +0,78, бор +74, цинк +0,72, ванадий +0,65, серебро +0,62,

Таблица 9

Средние содержания рудогенных элементов и элементов-индикаторов в рудовмещающих породах

Элемент	Доломиты		Известняки	
	безрудные пересечения	рудные пересечения	безрудные пересечения	рудные пересечения
Pb, n·10 <sup>-30</sup> %	0,3-5,2	0,4-9,4	0,3-2,0	0,5-13,1
Zn, n·10 <sup>-30</sup> %	2,0-4,0	3,7-43,9	2,0-4,4	2,0-31,0
Ag, n·10 <sup>-50</sup> %	Не характерен	0,9-1,4	Не характерен	0,7-2,1
Hg, n·10 <sup>-60</sup> %	0,4-2,4	0,8-7,1	0,6-3,5	0,8-8,6





ртуть  $+0,61$ , марганец  $+0,1$ . Приведенные коэффициенты ранговой корреляции свидетельствуют о тесной связи большинства элементов с терригенной примесью в карбонатных породах, которая в целом и определяет количество нерастворимого остатка. Исключение составляет марганец, склонный к карбонатообразованию и тесно ассоциирующий с карбонатной составляющей пород. Это подтверждается и анализом концентрации марганца в глинистом веществе карбонатных пород, о чем будет сказано несколько ниже.

Руды месторождений Сардана и Уруй, помимо свинца и цинка, несут повышенные содержания серебра (до  $1-70$  г/т, ртути — до  $0,001-0,03\%$ ) и ряда других элементов, которые могут быть отнесены к числу индикаторов оруденения. Разброс в содержаниях элементов-индикаторов обусловлен различной степенью насыщенности разреза рудных залежей основными рудными минералами — сфалеритом и галенитом. Руды сфалерит-пиритового состава, вскрытые в слепых рудных телах, характеризуются более низкими содержаниями элементов-индикаторов, особенно ртути, количество которой не превышает  $5 \cdot 10^{-5}\%$ , и повышенным содержанием мышьяка ( $0,03-0,3\%$ ).

В рудовмещающих доломитах и известняках третьей пачки юдомской свиты фиксируются низкие содержания свинца, цинка, серебра, ртути и других элементов-индикаторов оруденения (табл. 9). Из приведенных в таблице данных можно сделать следующие выводы:

1) доломиты и известняки в каждом из пересечений имеют близкие значения содержаний элементов;

2) доломиты и известняки из рудных пересечений по сравнению с безрудными несколько обогащены рудогенными элементами и их спутниками, что устанавливается по большой дисперсии содержаний и их средним значениям. Из приведенных (рис. 34, 35) графиков видно, что между свинцом, цинком и сопутствующей им ртутью существенная корреляционная связь на уровне основного рудоносного горизонта отсутст-

Рис. 34. Графики изменения коэффициентов ранговой корреляции в разрезе скв. 10.

1 — корреляционная связь несущественная, 2 — корреляционная связь существенная при 5%-ном уровне значимости, 3 — корреляционная связь существенная при 1%-ном уровне значимости.



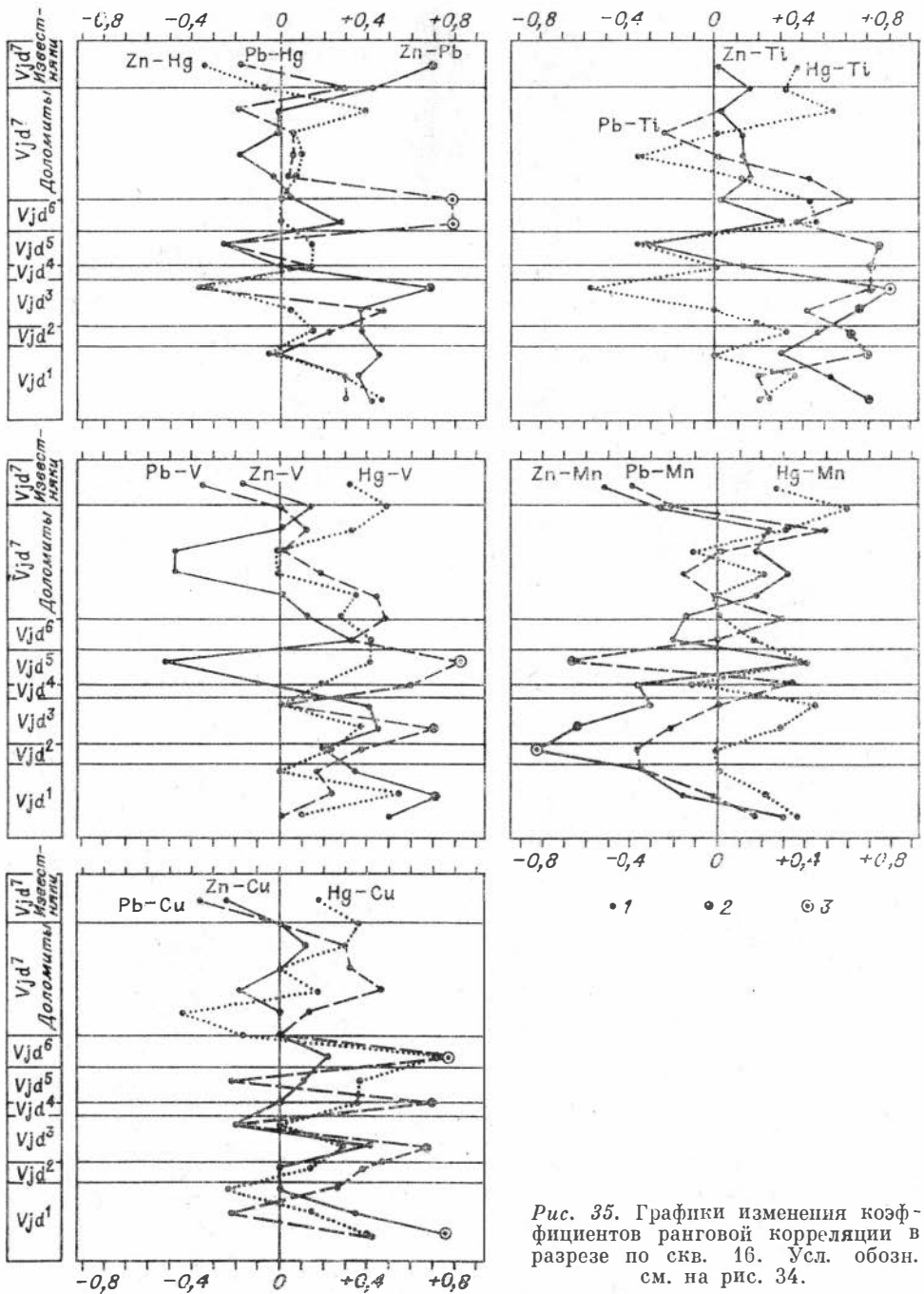


Рис. 35. Графики изменения коэффициентов ранговой корреляции в разрезе по скв. 16. Усл. обозн. см. на рис. 34.

вует. Она проявляется на отдельных стратиграфических уровнях усть-майской, чайской и пестроцветной свит и на более нижних горизонтах юдомской свиты, но в целом для отмеченных разрезов не характерна. Аналогичная картина установлена в характере корреляционных связей указанных элементов с железом, титаном, алюминием и другими элементами. Корреляционные связи в какой-то мере отражают различия в способах миграции и поступления химических элементов в осадочные породы. Определенный интерес представляет существенная положительная корреляционная связь цинка и ртути с медью на уровне инниканской свиты,

перспективы которой на обнаружение образований типа медистых сланцев еще не ясны.

Изложенное позволяет сделать вывод о том, что в процессе рудообразования происходило рассеяние рудного вещества во вмещающих породах. Масштабы рассеяния, по всей вероятности, были не велики, о чем свидетельствуют сравнительно небольшие различия в содержаниях элементов по рудным и безрудным пересечениям.

Распределение свинца, цинка, серебра, ртути и других элементов изучено в отложениях пестроцветной и инниканской свит по семи скважинам, из которых только одна вскрыла рудные залежи. В рудном пересечении получены следующие данные по содержанию элементов в указанных отложениях, %: свинец —  $(1-2) \cdot 10^{-3}$ , цинк —  $(4-5) \cdot 10^{-3}$ , серебро —  $(2-4) \cdot 10^{-5}$ , что вполне сопоставимо с данными табл. 8. По содержанию ртути наблюдаются существенные различия. В безрудных пересечениях количество ртути в породах пестроцветной и инниканской свит варьирует в пределах  $(0,6-5,5) \cdot 10^{-6}\%$ , в среднем составляя  $(5,7-9,6) \cdot 10^{-6}\%$ . В разрезе «рудной» скважины содержание ртути в тех же образованиях колеблется в пределах  $(10-100) \cdot 10^{-6}\%$  и более, т. е. стратиграфически выше рудной залежи фиксируется эндогенный ореол ртути. Он удален от верхнего рудного тела на расстояние около 35 м, которое представлено известняками верхней части юдомской свиты с содержаниями ртути  $(0,3-2,5) \cdot 10^{-6}\%$ . Таким образом, устанавливается наличие ореола ртути.

Приведенные данные показывают, что руды и рудовмещающие породы резко различаются по содержанию основных рудогенных элементов и их спутников. Ниже рассмотрим распределение элементов в зоне перехода от руд к рудовмещающим породам. В качестве примера возьмем разрез по скв. 4, пробуренной на Центральном участке месторождения Сардана и вскрывшей вторую рудную залежь (рис. 36). Скважина пройдена со стороны высшего бока (устье выработки располагается в породах, лежащих стратиграфически выше рудного тела) по известнякам и доломитам седьмой пачки юдомской свиты. Угол встречи оси керн с напластованием пород и залежью составляет около  $15^\circ$ , что при 5-метровом интервале отбора проб обеспечивает приближение к залежи по нормали с шагом 1,5 м и позволяет детально проследить изменения в содержаниях элементов. Графики изменения содержаний элементов обработаны методом «скользящего окна» с усреднением результатов по трем соседним пробам. Приведенные данные свидетельствуют, что между рудой и рудовмещающей породой зона постепенного перехода (эндогенный ореол) отсутствует и исчезновение рудной минерализации фиксируется резким скачком в содержаниях элементов.

Помимо основных рудогенных элементов и их спутников, приведены графики распределения большой группы химических элементов, включающей кобальт, никель, хром, ванадий, титан, марганец, бор, медь, лантан, олово, алюминий, кремний и железо (см. рис. 36). Они характеризуются содержаниями, сопоставимыми с данными табл. 8. Отмечаются отдельные положительные и отрицательные «всплески» распределения титана, марганца, меди, лантана, железа и кремния, но сколько-нибудь существенная их корреляционная связь с цинком, свинцом и ртутью проявляется редко (рис. 37). Приведенные здесь же вариации коэффициентов между цинком, свинцом и ртутью свидетельствуют о нестабильности корреляционных связей.

Особенности распределения химических элементов на участках выклинивания рудных залежей иллюстрируются литолого-геохимической колонкой по скв. 6 (рис. 38). Скважина пройдена на южном участке месторождения Сардана по отложениям инниканской, пестроцветной и юдомской свит. На глубине 78 м в брекчиевидно-полосчатых доломитах юдомской свиты наблюдается лишь убогая вкрапленность сфалерита, частично

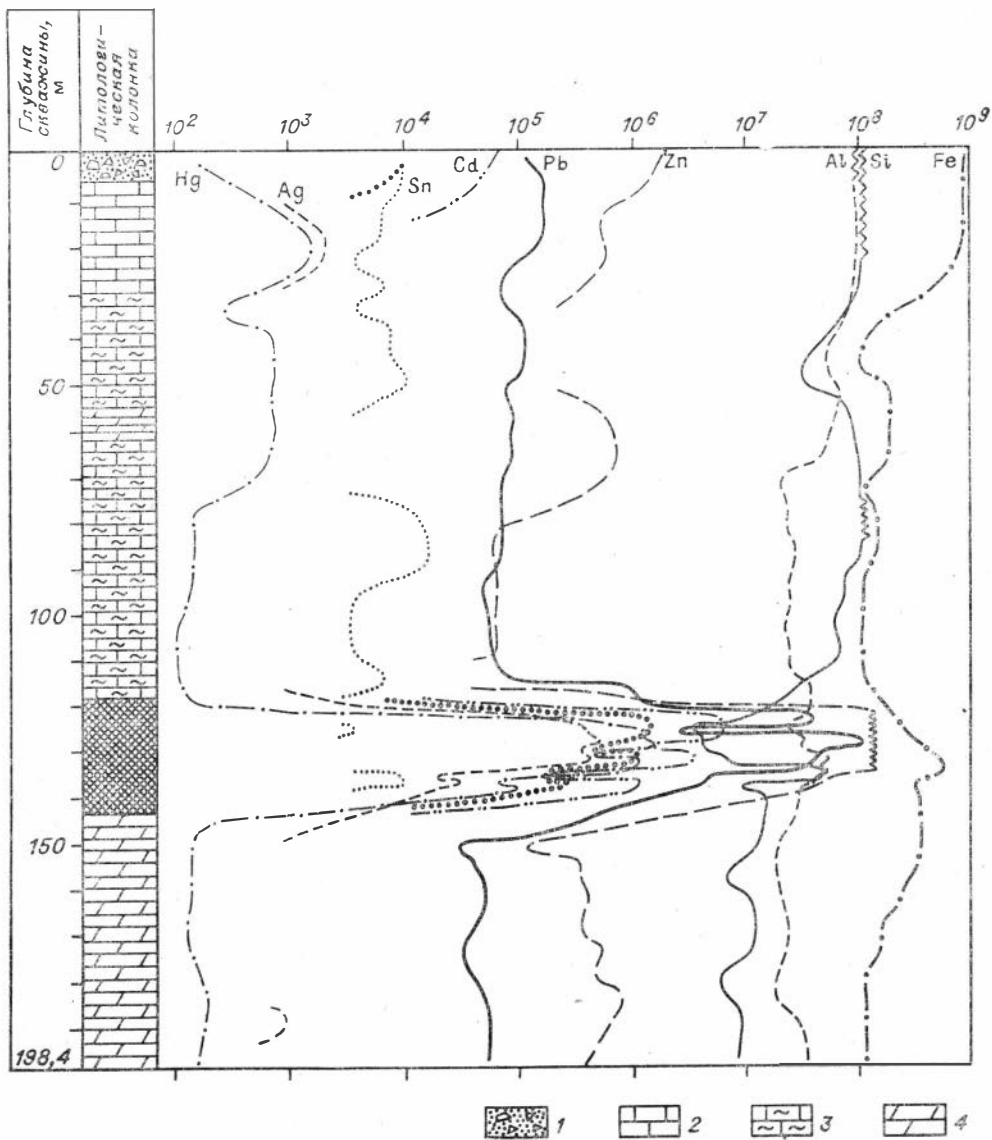
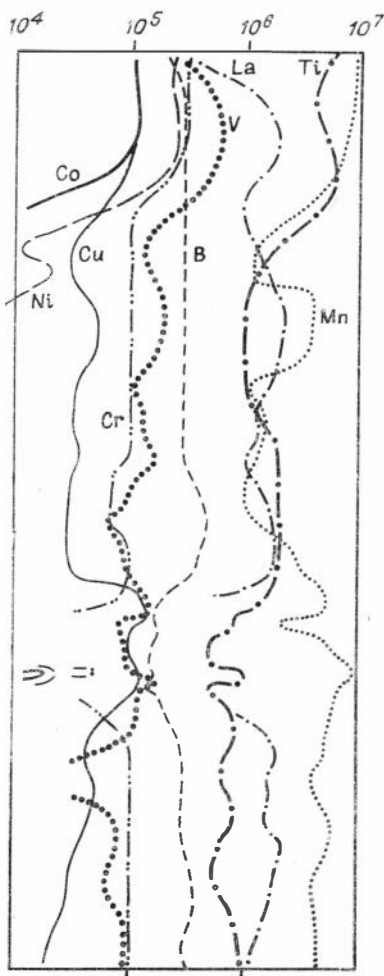


Рис. 36. Распределение химических элементов в разрезе седьмой пачки юдомской сви 1 — элювиально-делювиальные отложения, 2 — известняки, 3 — известняки кремнистые, 4 —

выщелоченного, в то время как на поверхности в створе данной скважины канавой вскрыты галенит-сфалеритовые руды. Рудный интервал по скважине фиксируется незначительными повышениями содержания цинка и ртути. Серебро и другие элементы-индикаторы оруденения вообще не фиксируются в значимых содержаниях. Аналогичная картина в распределении химических элементов на участках выклинивания рудных залежей устанавливается и по ряду других скважин. Как правило, повышения в содержаниях элементов фиксируются только при наличии рудной вкрапленности.

Исключение составляет ртуть, которая в одних случаях слабо фиксирует появление рудной вкрапленности (например, по скв. 6), в других — образует резкие всплески в концентрациях. Так, по скв. 1 стратиграфически выше третьей рудной залежи наблюдаются участки убогой рудной минерализации, в пределах которых содержания ртути повышаются до



5

ты в разрезе скв. 4.  
 доломиты, 5 — рудный интервал.

ванадия, хрома, марганца, кобальта, никеля, меди и галлия показано по скв. 13, свинца и цинка — по скважинам 6, 10, 13 (рис. 39—42).

**Б о р** концентрируется в глинистом веществе. Исключением являются горизонты ослабленных пород нижней части юдомской свиты, в которых содержание бора в породе несколько выше, чем в глинистом веществе и только в кварцевых песчаниках второй пачки содержание бора значительно понижается. Породы верхней части юдомской свиты характеризуются довольно ровным и более высоким содержанием бора в глинистом веществе. Различные содержания бора, видимо, связаны с изменением солености вод бассейна осадконакопления во времени (рис. 39).

**Т и т а н** концентрируется преимущественно в глинистом веществе. Только в ослабленных породах нижней части юдомской и усть-кирбинской свит концентрация титана несколько выше, чем в глинистом веществе. Количество титана весьма постоянно в глинистом веществе верхней части юдомской свиты и варьирует в ее нижней части. Возможно, вариации содержания титана в глинистом веществе также отражают различия в солености вод бассейна осадконакопления (рис. 39).

$n \cdot 10^{-3}\%$ , т. е. достигают значений, сопоставимых с содержанием этого элемента в рудных залежах. Такая же картина наблюдается на продолжении рудной залежи сфалерит-пиритовых руд, вскрытой скв. 3 стратиграфически ниже третьей рудной залежи. На поверхности эта залежь выражена убогой вкрапленностью галенита и сфалерита, приуроченной к слою доломитов мощностью в несколько десятков сантиметров. Содержание ртути здесь достигает  $(1-5) \cdot 10^{-3}\%$ , т. е. сопоставимо с концентрацией элемента в богатых свинцово-цинковых рудах. Это позволяет думать, что на выклинивании рудных тел ртуть ведет себя неоднозначно и заслуживает дальнейшего изучения в качестве возможного индикатора слепого оруденения.

Резюмируя изложенное по геохимической характеристике рудовмещающих пород в сравнении с рудами, можно сделать следующие выводы:

1. Рудовмещающие породы и руды резко отличны по содержаниям рудогенных элементов и их спутников.

2. Эндогенные ореолы в околорудном пространстве отсутствуют либо выражены очень слабо.

3. Наиболее вероятным индикатором оруденения на участках выклинивания рудных залежей является ртуть.

4. Присутствие ртути в глинисто-карбонатных и кремнисто-глинистых породах нижнего кембрия может быть показателем рудопосности подстилающих отложений юдомской свиты.

Кривые, характеризующие изменения содержания малых элементов в породе и глинистом веществе по разрезам скважин 6, 10, 13 месторождения Сардана, имеют сходный характер. Распределение бора, титана,

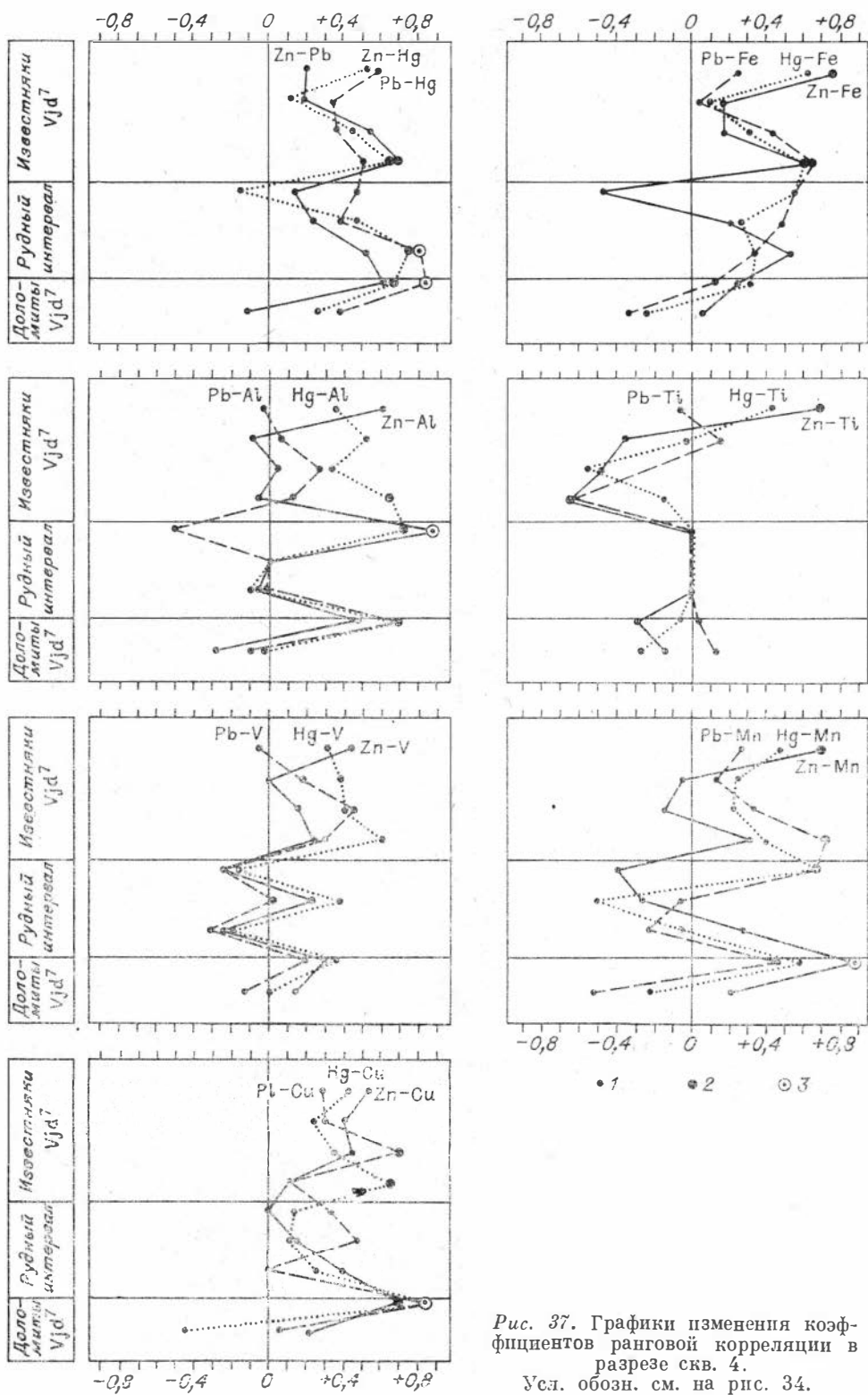


Рис. 37. Графики изменения коэффициентов ранговой корреляции в разрезе скв. 4.  
Усл. обозн. см. на рис. 34.

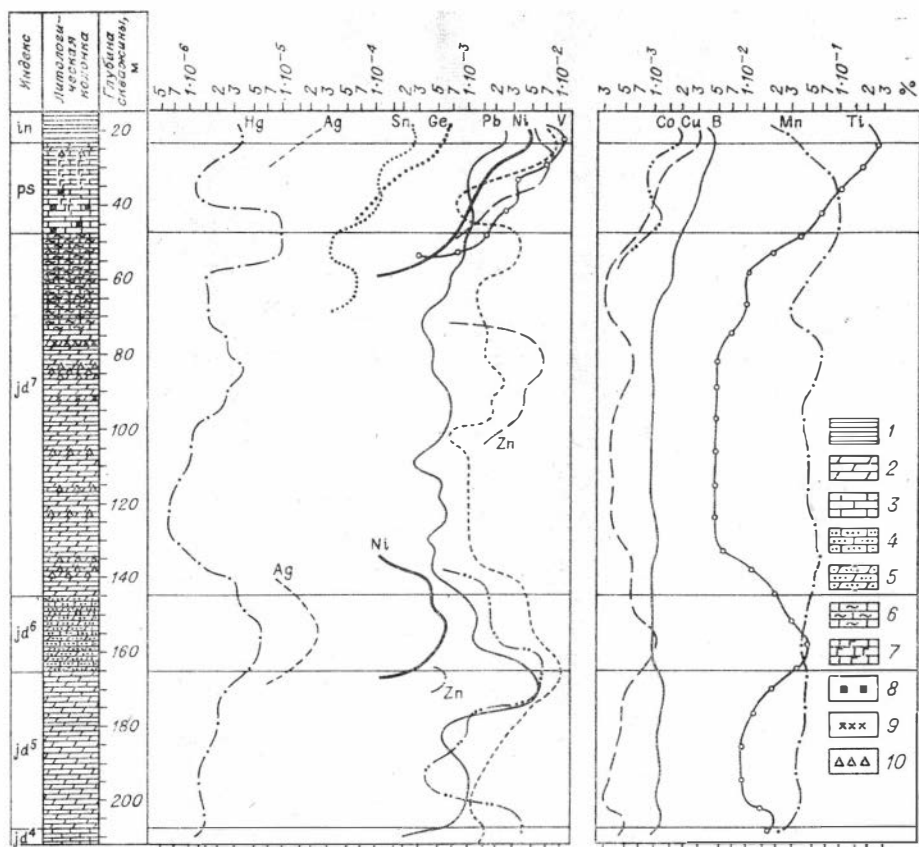


Рис. 38. Распределение химических элементов в разрезе скв. № 6.

1 — кремнисто-глинистые сланцы, 2 — доломиты, 3 — известняки, 4 — известняки битуминозные, 5 — доломиты битуминозные, 6 — известняки кремнистые, 7 — известняки глауконитовые, 8 — рассеянная вкрапленность пирита, 9 — ожелезнение, 10 — зоны дробления.

Ванадий преимущественно концентрируется в глинистом веществе. В нижней части юдомской свиты среднее содержание ванадия более высокое, чем в нижней. В горизонтах ослабленных пород нижней части юдомской свиты содержания ванадия в породе превышают его содержания в глинистом веществе. В целом отмечается некоторое увеличение содержания ванадия вверх по разрезу месторождения Сардана (рис. 39).

Хром концентрируется в глинистом веществе. В верхней части юдомской свиты его среднее содержание более высокое и более равномерное, чем в нижней. В участках ослабленных пород нижней части юдомской свиты содержание хрома в глинистом веществе несколько ниже, чем в породе. Намечается тенденция увеличения содержания хрома в глинистом веществе вверх по разрезу. Содержание хрома в породах по вертикальному разрезу колеблется в значительных пределах, коррелируясь с количеством в них нерастворимого остатка (рис. 39).

Марганец большей частью приурочен к породам, в глинистом веществе его содержание более чем на порядок ниже. По вертикальному профилю изученных разрезов юдомской свиты распределение его равномерно и находится в пределах от 0,02 до 0,1%. В пестроцветной свите среднее содержание марганца несколько повышается (рис. 40).

Кобальт. В скважинах 13 и 10 содержание кобальта в породе более высокое, чем в глинистом веществе. В скв. 6, наоборот, в глинистом веществе кобальта больше, чем в породе (рис. 40).

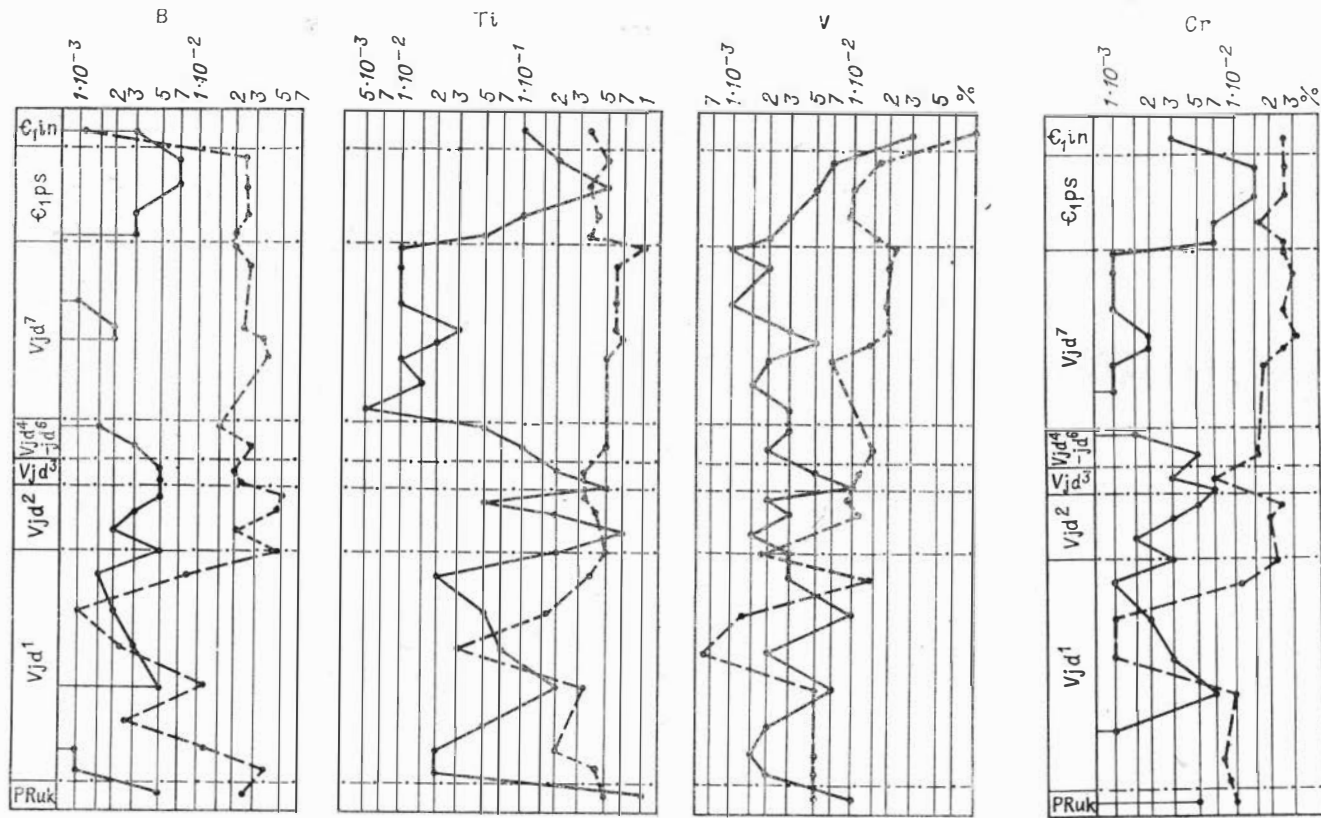


Рис. 39. Изменение содержания малых элементов в породе (сплошная линия) и глинистом веществе (штриховая) по разрезу скв. 13.

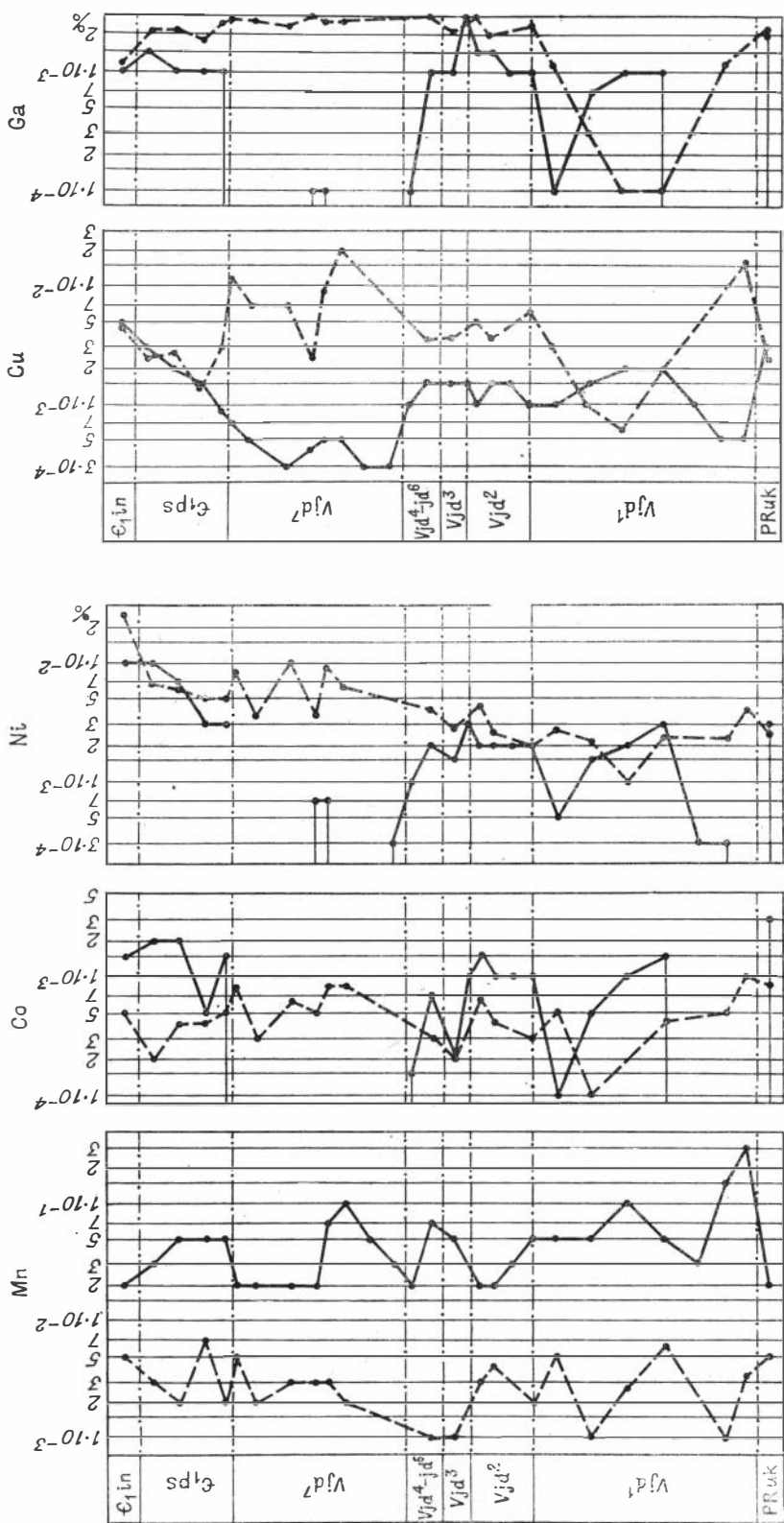


Рис. 40. Изменение содержания малых элементов в породе и глинистом веществе по разрезу скв. 13.



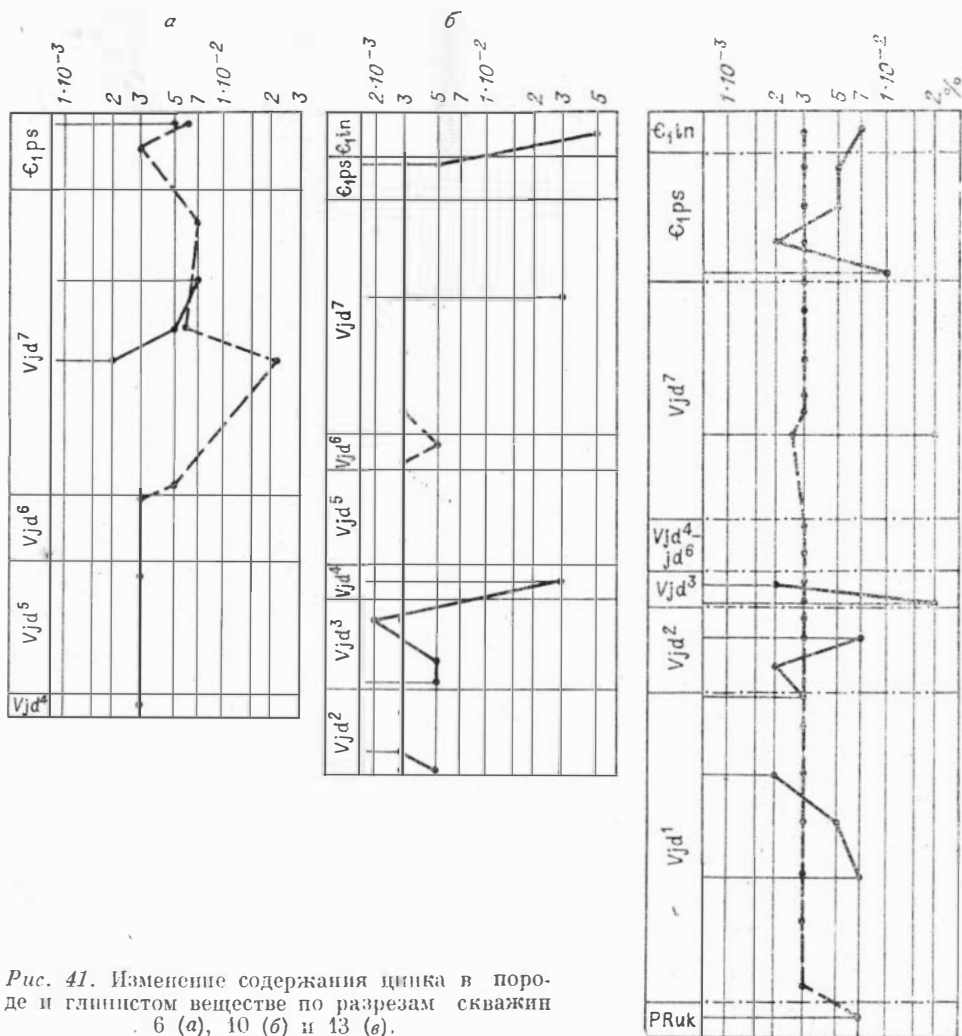


Рис. 41. Изменение содержания цинка в породе и глинистом веществе по разрезам скважин 6 (а), 10 (б) и 13 (в).

**Н и к е л ь.** В глинистом веществе содержание никеля более высокое, чем в породах. По вертикальному профилю месторождения Сардана отмечается постепенное увеличение содержания никеля снизу вверх (рис. 40).

**М е д ь.** Содержание меди почти всегда более высокое в глинистом веществе, чем в породах. В вертикальном профиле разрезов месторождения Сардана отмечается явное уменьшение содержания меди в породах вверх по разрезу усть-кирбинской свиты и увеличение вверх по разрезу пестроцветной свиты. Содержание меди в глинистом веществе верхней части юдомской свиты более высокое, чем нижней ее части и в пестроцветной свите. Выявляется отрицательная корреляция содержания меди в породе и глинистом веществе, а также зависимость содержания меди в глинистом веществе от солености или минерализации вод бассейна осадконакопления и химического состава пород (рис. 40).

**Г а л л и й** преимущественно концентрируется в глинистом веществе. Только в горизонтах ослабленных пород, в некоторых образцах пестроцветной и усть-кирбинской свит содержание галлия в породе приближается или несколько превышает содержание его в глинистом веществе. В глинистом веществе пород верхней части юдомской свиты галлия в среднем содержится больше. Проявляется зависимость содержания галлия от солености вод бассейна осадконакопления (рис. 40).

Таблица 10

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе пород разных свит Юдомо-Майского района, %

Свита	Bi	B	Ti	F	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Zr	Sr	Ba	Pb
Усть-кир- бицкая	0,0089	0,0104	0,22	0,0035	0,0053	0,0095	0,0005	0,0029	0,0012	0,0079	0,0015	0,0231	0,0117	0,0702	0,0020
Юдомская: нижняя часть	0,0148	0,0253	0,39	0,0086	0,0149	0,0039	0,00055	0,0038	0,0042	0,0038	0,0024	0,0271	0,0126	0,0278	0,0012
верхняя часть	0,0153	0,0222	0,67	0,0147	0,0273	0,0056	0,0008	0,0069	0,0083	0,0404	0,0029	0,0477	0,0228	0,0207	0,0024
Нестроцвет- ная	0,0195	0,0204	0,48	0,0208	0,0222	0,0046	0,0007	0,0059	0,0030	0,0147	0,0025	0,0187	0,0097	0,0219	0,0006
Ивниканская	0,0098	0,0130	0,33	0,0492	0,0208	0,0033	0,0004	0,0126	0,0044	0,0095	0,0016	0,0136	0,0058	0,0357	0,0007
Верхний протерозой Сибирской платформы	—	—	0,76	0,0277	0,0164	0,0337	0,0015	0,0043	0,0076	0,0190	0,0027	0,0242	0,0114	0,0380	0,0013

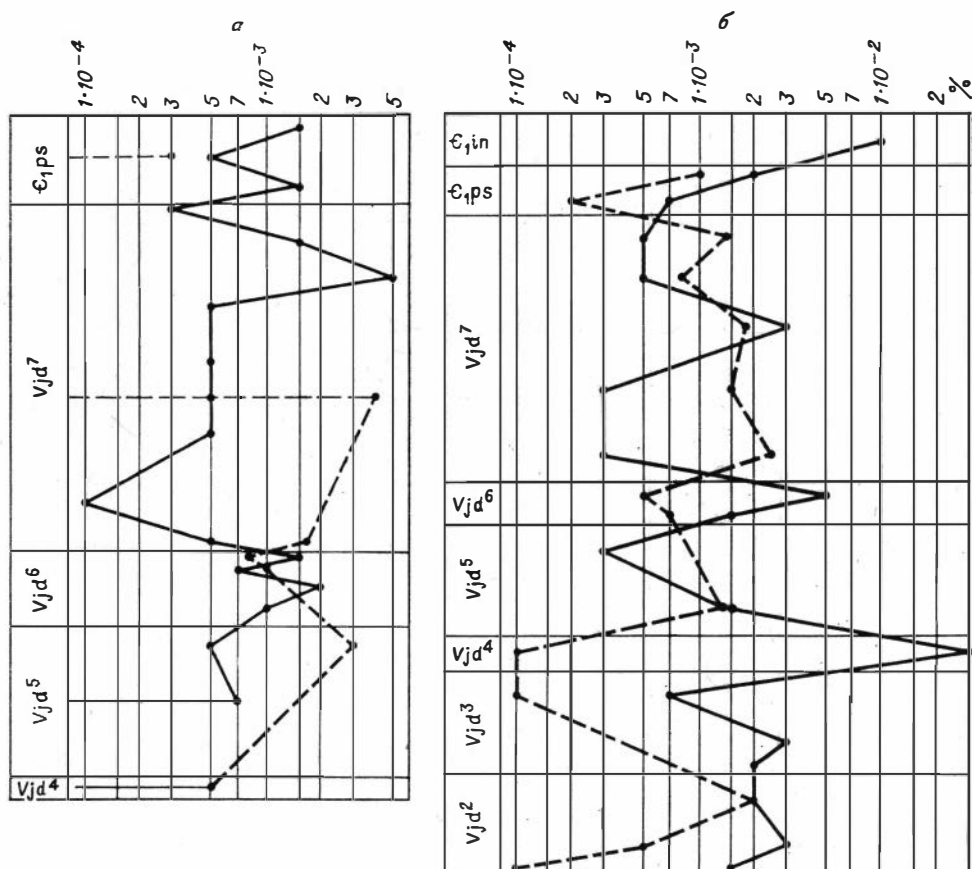
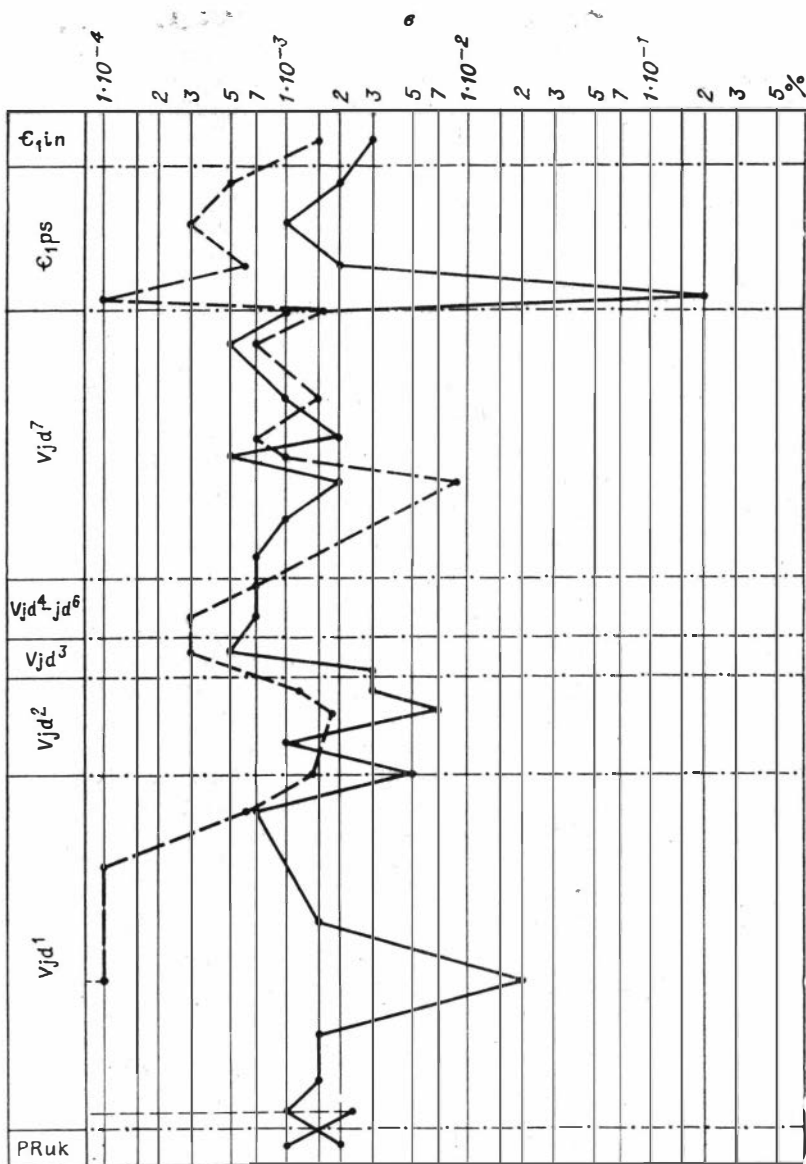


Рис. 42. Изменение содержания свинца в породе и глинистом веществе по разрезам скважин 6 (а), 10 (б) и 13 (в).

Ц и н к. Данные о содержании цинка в глинистом веществе пород скважин 10 и 13 следует считать неудовлетворительными, вероятно, из-за недостаточного количества анализируемого глинистого вещества. Концентрация цинка здесь находится в пределах 0,003% и только в разрезе скв. 6 в седьмой пачке юдомской свиты повышается до 0,006—0,022%. Немногочисленные определения цинка в породе показывают, что содержание его в первой—четвертой пачках юдомской свиты ниже, чем в пятой—седьмой. Содержание же цинка в породе может быть и выше, и ниже, чем в глинистом веществе (рис. 41).

С в и н е ц. В разрезах юдомской свиты месторождения Сардана (скв. 6, 10, 13, канава 43) содержание свинца в породе обычно несколько выше, чем в глинистом веществе. Однако имеются горизонты, в которых глинистое вещество более обогащено свинцом относительно пород. В нижней части разреза юдомской свиты содержание свинца и его вариации по вертикальному профилю в породах в глинистом веществе различны. В средней части первой пачки содержание свинца в породе возрастает, а в глинистом веществе остается низким (рис. 42). В вышележащих отложениях второй и частично третьей пачек содержание свинца повышается как в породах, так и в глинистом веществе. В некоторых породах третьей и четвертой пачек отмечается понижение содержания свинца в породе и глинистом веществе. Содержание свинца в отложениях пятой пачки повышается относительно подстилающих пород, при этом наблюдаются колебания концентрации свинца в породе и глинистом веществе. В верхней



части седьмой пачки и в нижней части пестроцветной свиты содержание свинца снижается. Выше по разрезу пестроцветной свиты количество свинца увеличивается.

Результаты анализа данных в породе и глинистом веществе и сопоставление этих данных с условиями выветривания, осадконакопления и постседиментационного преобразования пород позволяют выявить некоторые закономерности. Так, кривая изменения содержания свинца по вертикальному профилю разрезов в общем виде коррелируется с кривой изменения величин  $Al_2O_3 : Na_2O$ , что свидетельствует о влиянии химического выветривания на континенте на содержание свинца в глинистом веществе. Выявляется зависимость содержания свинца в глинистом веществе от степени солености воды бассейна осадконакопления: во время отложения осадков нижней части юдомской свиты соленость или минерализация воды была ниже, чем во время отложения осадков верхней части свиты; соответственно содержание свинца в глинистом веществе нижней части юдомской свиты ниже, чем в верхней. Резкое увеличение минерализации вод

Т а б л и ц а 11

Содержание малых эле-  
ментов, вес. %

Эле- мент	Глина (Turekian Wedepohl, 1961)	Глины и слан- цы (Виноградов, 1962)	Земная кора
Zi	0,0066	0,0061	0,0032
B	0,0100	0,0110	0,0012
Ti	0,46	0,45	0,45
V	0,0130	0,0130	0,0090
Cr	0,0090	0,0110	0,0083
Mn	0,0850	0,0670	0,1000
Co	0,0019	0,0020	0,0018
Ni	0,0068	0,0095	0,0058
Cu	0,0045	0,0057	0,0047
Zn	0,0095	0,0081	0,0083
Ga	0,0019	0,0031	0,0019
Sr	0,0310	0,0450	0,0340
Zr	0,0160	0,0210	0,0170
Ba	0,0580	0,0810	0,0650
Pb	0,0021	0,0021	0,0016

бассейна в верхней части юдомской свиты, при одних и тех же фашиальных обстановках (морские, прибрежно-морские), видимо, могло быть связано с подтоком термальных растворов. На отдельных интервалах разреза нижней части пестроцветной свиты отрицательная корреляция содержания свинца в породе и глинистом веществе связана с интенсивными постседиментационными преобразованиями (см. гл. III).

В глинистом веществе пород усть-кирбинской свиты содержание кобальта, меди, хрома, ванадия, стронция и марганца ниже, чем в глинах, глинистых сланцах и земной коре (табл. 10, 11, рис. 15, 16).

Сопоставление среднего содержания малых элементов в глинистом веществе юдомской свиты месторождений Сардана и Уруй с таковым в глинах и земной коре показывает, что содержание кобальта, стронция, бария и марганца в юдомской свите всегда более низкое (табл. 10—12, рис. 16, 19). Содержание свинца и цинка в первой, второй, третьей, пятой

и шестой пачках — более низкое, а в седьмой — более высокое, чем в глинах и земной коре. Галлий, никель, медь и ванадий находятся в глинистом веществе пород юдомской свиты примерно в таких же количествах, как в глинах и земной коре. Содержание бора, хрома, лития и циркония в юдомской свите превышает таковое в глинах и земной коре.

В глинистом веществе пород верхней части юдомской свиты бассейна р. Юдома среднее содержание цинка, хрома, бора превышает таковое в глинистых сланцах и земной коре, в то время как нижняя часть юдомской свиты характеризуется более низкими содержаниями цинка, никеля и кобальта. Марганца меньше, чем в сланцах и земной коре (табл. 11, 13, рис. 16, 20). Различие между нижней и верхней частями юдомской свиты проявляется и в содержании цинка, которое резко возрастает в некоторых разрезах последней.

В породах пестроцветной свиты кобальта, свинца и марганца содержится больше, чем в глинистом веществе. Галлий, никель, медь, бор, хром, цинк, ванадий, литий и титан в глинистом веществе присутствуют в большем количестве, чем в породах (табл. 14, рис. 28). Содержание бора, хрома, ванадия и лития в глинистом веществе пестроцветной свиты выше, чем в глинах и земной коре (табл. 12, 16, рис. 16, 28).

В глинистом веществе инниканской свиты месторождений Сардана и Уруй галлия, никеля, меди, бора, хрома, цинка и ванадия присутствует больше, а кобальта, свинца и марганца — меньше, чем в породах инниканской свиты (табл. 14, рис. 29).

В глинистом веществе пород инниканской свиты содержания кобальта, свинца и марганца фиксируются в меньших количествах, а никеля, меди, бора, цинка, циркония, бария, лития и титана — примерно тождественных таковым в глинах, сланцах и земной коре (табл. 11, 14, рис. 16, 29).

Сопоставление средних содержаний малых элементов в глинистом веществе пород верхнего протерозоя Сибирской платформы с таковыми инниканской, пестроцветной, юдомской и усть-кирбинской свит показывает, что относительно верхнего протерозоя инниканская свита значительно обогащается ванадием, хромом и никелем, пестроцветная — хромом и никелем; верхняя часть юдомской — хромом, никелем, цинком, цирконием, стронцием и свинцом; нижняя часть юдомской свиты — незначи-

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе и породах юдомской свиты месторождений Сардана и Уруй, %

Пачка	Li	B	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Cr	Sr	Ba	Pb
<i>Глинистое вещество</i>															
I, II, III	0,0197	0,0293	0,44	0,0105	0,0156	0,0040	0,0005	0,0035	0,0048	0,0037	0,0025	0,0211	0,0105	0,0184	0,0007
V	0,0203	0,0256	0,75	0,0140	0,0205	0,0052	0,0005	0,0035	0,0052	0,0030	0,0039	0,0610	0,0100	0,0150	0,0016
VI	0,0140	0,0142	0,80	0,0221	0,0500	0,0064	0,0007	0,0067	0,0080	0,0035	0,0026	0,0626	0,0180	0,0228	0,0010
VII	0,0189	0,0259	0,72	0,0153	0,0231	0,0050	0,0012	0,0086	0,0119	0,0504	0,0031	0,0538	0,0182	0,0263	0,0060
<i>Порода</i>															
I, II, III, IV	0,0040	0,0051	0,170	0,0056	0,0064	0,0488	0,0011	0,0017	0,0016	0,0063	0,0012				0,0040
V	0,0030	0,0030	0,064	0,0123	0,0029	0,0460	0,0009	0,0045	0,0017	0,0500	0,0010				0,0073
VI		0,0021	0,045	0,0060	0,0032	0,0452	0,0003	0,0007	0,0010		0,0003				0,0027
VII		0,0015	0,009	0,0025	0,0010	0,0580	0,0001	0,0004	0,0005	0,0128	0,0001				0,0008

Пр и м е ч а н и е. Определение малых элементов в глинистом веществе пород проводилось методом количественного спектрального анализа в ИГиГ СО АН СССР А. А. Алабиной, в породах — методом спектрального полуколичественного анализа в лаборатории ЯГУ.

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе пород верхней и нижней частей юдомской свиты бассейна р. Юдома, %

Район	Li	B	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Sr	Zr	Ba	Pb
<i>Верхняя часть</i>															
Руч. Батыга	0,0080	0,0100	0,65	0,0088	0,0211	0,0056	0,0013	0,0091	0,0067	0,2044	0,0024	0,0068	0,0311	0,0156	0,0008
Урочище Нууччалаах	Не опр.	Не опр.	0,26	0,0082	0,0205	0,0070	0,0011	0,0130	0,0110	Не опр.	0,0025	0,0090	0,1000	0,0275	Не опр.
Устье р. Юдома	0,0078	0,0340	0,18	0,0045	0,0091	0,0052	0,0010	0,0052	0,0080	0,0072	0,0016	0,0270	0,0252	0,0175	0,0016
Среднее по бассейну р. Юдома	0,0080	0,0234	0,48	0,0065	0,0156	0,0059	0,0012	0,0088	0,0081	0,1058	0,0021	0,0135	0,0452	0,0189	0,0012
<i>Нижняя часть</i>															
Руч. Батыга	0,0095	0,0128	0,51	0,0095	0,0198	0,0047	0,0006	0,0055	0,0029	Сл.	0,0023	0,0088	0,0136	0,0342	0,0011
Урочище Нууччалаах	0,0105	0,0258	0,17	0,0040	0,0087	0,0032	0,0006	0,0030	0,0046	0,0086	0,0023	0,0576	0,0159	0,0403	0,0025
Среднее по бассейну р. Юдома	0,0100	0,0193	0,34	0,0067	0,0142	0,0039	0,0006	0,0042	0,0037	0,0040	0,0023	0,0332	0,0147	0,0372	0,0018

Пр и м е ч а н и е. Определение малых элементов проводилось методом спектрального количественного анализа в ИГиГ СО АН СССР А. А. Алабиной.

Т а б л и ц а 14

Среднее содержание малых элементов в глинистом веществе и породах пестроцветной и инниканской свит месторождения Сардана, %

	Li	B	Ti	V	Cr	Mn	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	Zr	Sr	Ba	Pb
<i>Пестроцветная свита</i>															
В глинистом веществе	0,0195	0,0204	0,48	0,0208	0,0222	0,0046	0,0007	0,0559	0,0030	0,0147	0,0025	0,0187	0,0097	0,0219	0,0006
В породе	0,0017	0,0041	0,16	0,0083	0,0090	0,1912	0,0015	0,0043	0,0017	0,0033	0,0011	—	—	—	0,0261
<i>Инниканская свита</i>															
В глинистом веществе	0,0098	0,0130	0,33	0,0492	0,0208	0,0038	0,0004	0,0126	0,0044	0,0095	0,0016	0,0136	0,0058	0,0357	0,0007
В породе	Не обн.	0,0020	0,052	0,0175	0,0020	0,0350	0,0007	0,0051	0,0020	0,0035	0,0005	—	—	—	0,0018

Пр и м е ч а н и е. Определение малых элементов проводилось методом спектрального количественного анализа в ИГиГ СО АН СССР А. А. Алабиной.

Среднее содержание Pb и Zn в породе и ее глинистой части

Свита	Pb		Zn	
	порода	глинистая фракция	порода	глинистая фракция
Инниканская	0,0100 *	0,0005	0,100	0,100
	0,0031 *	0,0009	0,053	0,012
Пестроцветная	0,0029 *	0,0012	0,059	0,040
	0,0007 **	0,0003	0,036	0,008
Юдомская (пачки V—VII)	0,0047 *	0,0040	0,071	0,024
	0,0013 **	0,0006	0,015	0,006
Юдомская (пачки I—IV)	0,0005 *	0,0004	0,0074	0,0057
	0,0009 **	0,0004	0,0048	0,0030

П р и м е ч а н и е. Содержание свинца и цинка определялось методом количественного спектрального анализа в глинистом веществе в ИГиГ СО АН СССР А. А. Алабиной, в породе — в лаборатории ЯГУ. Одной звездочкой отмечены данные по канаве 43, двумя — по скв. 31.

тельно цирконием; верхи усть-кирбинской — барием и свинцом (см. табл. 10).

Обогащение рудогенными и другими элементами глинистого вещества в интервале инниканской, пестроцветной, юдомской и усть-кирбинской свит отмечается на рудоносных и нерудоносных уровнях.

Сопоставление среднего содержания малых элементов в породе и глинистом веществе юдомской свиты показало, что в верхней ее части (пятая—седьмая пачки) большая часть марганца и цинка приурочена к карбонатной и грубой терригенной составляющим пород; свинец и никель могут концентрироваться в глинистой, карбонатной и грубой терригенной частях; галлий, медь, бор, хром, ванадий приурочены к глинистому веществу. В глинистой составляющей пород нижней части (первая — четвертая пачки) юдомской свиты концентрируется галлий, никель, медь, бор, хром, ванадий, литий и титан. Большая доля марганца, свинца, цинка и кобальта находится в карбонатной и грубой терригенной частях породы (табл. 12, рис. 19). В породах, вмещающих руду, среднее содержание свинца и цинка выше, чем в глинистом веществе (табл. 15).

### Глава III

## ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД ЮДОМСКОЙ СВИТЫ

Исследования показали, что в постседиментационной эволюции карбонатной толщи, вмещающей свинцово-цинковое оруденение, можно выделить три стадии: диагенеза, регионального и наложенного эпигенеза (табл. 16).

### § 1. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПОРОД НА СТАДИИ ДИАГЕНЕЗА

В стадию диагенеза включены все изменения, протекающие в осадке до его превращения в породу. Считается, что температуры на этой стадии были близки к поверхностным, а давление достигало нескольких десятков атмосфер. Кроме того, на стадии диагенеза широко прошли процессы до -



## Характер постседиментационных преобразований пород юдомской свиты в пределах Сарданинского и Уруйского рудных полей

Стадия	Основные процессы	Конечные образования	Источники вещества и факторы, способствовавшие преобразованию
Диagenез	Литификация (цементация)	Сцементированные известняки, доломиты и другие породы	Иловые растворы
	Уплотнение и растворение Доломитизация Окремнение Фосфатообразование Пиритизация Привнос и отложение сульфидов цинка и свинца	Стилолитовые швы Сахаровидные, линзовидные и пятнистые доломиты Желваково-линзовидные и рассеянные кремни Фосфатные стяжения Пирит Мелкозернистые сфалерит и галенит	Иловые растворы и термальное воздействие гидротерм Иловые растворы и гидротермы (?) Иловые растворы Иловые растворы и гидротермы Гидротермы
Региональный эпигенез	Уплотнение	Стилолитовые швы в карбонатных породах Конформно-регенерационные структуры в песчаниках	Повышенное давление
	Перекристаллизация	Укрупнение зерен карбонатных пород (в известняках до 0,05—0,12 мм, в доломитах до 0,3—0,4 мм) Микрогранобластовые структуры в кремнистых стяжениях Призматические зерна в целитоморфных фосфатных стяжениях	Повышенное давление и температура
Наложный эпигенез	Перекристаллизация	Полосчатая («збровая») текстура доломитов. Укрупнение зерен в полосах перекристаллизации до 2,5—3 мм Полосчатая («бурундучная») текстура доломит-галенит-сфалеритовых руд	Циркуляция гидротерм
	Окварцевание Привнос и отложение сульфидов свинца и цинка Растворение, выщелачивание, перетложение	Гематит-кварцевые жилы Кварцевые прожилки Галенит, сфалерит Поры и каверны в полосчатых доломитах Брекчиеобразование в полостях растворения Прожилки доломита, кальцита, сфалерита, галепита	Гидротермы Гидротермы Циркуляция гидротерм

ломитизации первичных карбонатных илов в результате подтока термальных растворов.

Наиболее распространенными минералами стадии диагенеза в отложениях юдомской и пестроцветной свит являются доломит, пирит, глаукоцит, минералы фосфатов, опал и халцедон. Диагенетические образования характеризуются, в общем, мелкими размерами зерен (пелитоморфные, микрозернистые или тонкозернистые структуры) и округлой, линзовидной или неправильной, с плавными контурами, формой.

**Доломитизация.** Под доломитизацией подразумевается процесс, приводящий к образованию доломитов в результате постседиментационного преобразования известняков. Сущность этого процесса заключается в привносе ионов  $Mg^{2+}$  и замещении ими ионов  $Ca^{2+}$  известняков в пропорциях, соответствующих молекуле  $CaMg(CO_3)$ . Диагенетические доломиты замещения характерны для седьмой пачки месторождения Сардана. Светло-серые мелко- и среднезернистые доломиты этой пачки образуют на площади месторождения две структурно-морфологические разновидности: во-первых, мощные (до несколько десятков метров) пласты так называемых сахаровидных доломитов, быстро переходящих по латерали в тонкозернистые серые известняки, и, во-вторых, линзовидные и пятнистые образования мощностью от нескольких миллиметров до нескольких сантиметров, встречающиеся среди тонкозернистых известняков.

**Сахаровидные доломиты.** Пространственное положение тел сахаровидных доломитов, быстрая смена их по простиранию слоистыми известняками, относительная крупность зерен, по сравнению с вмещающими известняками, массивная текстура, непосредственные наблюдения замещения темно-серых известняков по направлению слоистости светлыми массивными доломитами (фото 7) и присутствие в них реликтовых участков незамещенного известняка позволяют уверенно говорить о том, что пластовые доломиты седьмой пачки имеют вторичное происхождение. Особенно нагляден этот процесс на Центральном участке Сарданинского рудного поля, где мощная толща массивных сахаровидных доломитов, вскрытых канавой 43, на расстоянии менее 100 м сменяется в береговых обнажениях р. Курунг-Дьюкат толщей серых тонкозернистых слоистых известняков. Столь резкая латеральная смена никак не может быть объяснена с точки зрения фациальных различий осадконакопления, а является результатом постседиментационных изменений.

Следует сразу оговориться, что это отнюдь не исключает возможности наличия в этой пачке более или менее мощных прослоев и пластов сингенетических доломитов, измененных процессами перекристаллизации и поэтому трудно отличимых от их постседиментационных аналогов.

**Пятнистые и линзовидные доломиты** встречаются в седьмой пачке среди тонкозернистых известняков (фото 10, 11). Они пространственно связаны переходами в латеральном и вертикальном направлениях с пластовыми разновидностями сахаровидных доломитов. Характерной особенностью этих доломитов является, во-первых, пятнистая или линзовидная форма образований, во-вторых, приуроченность их к поверхностям внутриформационных размывов или растворов известняков, в-третьих, цементация ими внутриформационных брекчий, обломки которой состоят из известняка, и, в-четвертых, срезание их, в свою очередь, поверхностями разрывов. Эти признаки в совокупности свидетельствуют об образовании пятнистых и линзовидных доломитов в раннем диагенезе.

Пространственная связь пятнисто-линзовидных доломитов с пластовыми сахаровидными доломитами, их взаимные переходы, структурное и вещественное подобие позволяют говорить об их генетическом родстве.

Образование пластовых и пятнисто-линзовидных доломитов мы связываем с преобразованием известнякового ила в доломит на стадии ран-

него диагенеза под воздействием подтока термальных растворов. При этом основным фактором доломитизации, по-видимому, являлась высокая температура раствора. Магния могло быть вполне достаточно и в иловых реликтовых морских водах. Многочисленные опыты свидетельствуют, что повышение температуры является одной из главных причин процесса доломитизации (Давыдов, 1975). Латеральные контуры доломитизации, видимо, определялись местами выходов палеогидротерм и интенсивностью их воздействия на известковый ил.

**Окремнение.** Выделения кремня, происхождение которых связано с осадочным процессом или ранним диагенезом, по морфологическим признакам подразделяются на две группы: а) желваково-линзовидные кремни и б) рассеянные кремни. Желваково-линзовидные наиболее распространены в седьмой пачке юдомской свиты среди известняков и доломитов пласта Б, кроме того, они встречаются в первой и редко пятой пачках юдомской свиты. Рассеянное окремнение наблюдалось в доломитах первой пачки юдомской свиты, а также в породах пестроцветной и инниканской свит.

Кремнистые стяжения седьмой пачки представляют собой овальные и неправильные стяжения с плавными контурами (размером 2—5 мм), четковидно расположенные вдоль плоскостей наклонения. Кроме того, они встречаются в виде прослоев и линзочек с неровными границами мощностью до 0,5—2 см (фото 10).

Установлено некоторое различие между микроструктурами кремнистых образований в тонкозернистых известняках и полосчатых доломитах. Структура кремня, встречающегося в известняках, криптозернистая и волокнистая. Участки перекристаллизации с микрогранобластовой структурой кварца характерны лишь для периферических частей стяжений на контактах с зонами перекристаллизации известняков. В полосчатых доломитах внешняя форма стяжений существенно не меняется, но преобладают гранобластовые структуры с размером зерен кварца 0,03—0,2 мм. Микрозернистые и волокнистые структуры кремней фиксируются лишь в качестве реликтовых и часто пересекаются прожилками перекристаллизации.

Послойное расположение кремней и отсутствие явлений перекристаллизации известняков на контакте с кремнем, первично микрозернистая структура кремней, наконец, пересечение их доломитовыми прожилками и тектоническими трещинами — все эти признаки в совокупности свидетельствуют об очень раннем образовании стяжений. Овальные же контуры образований и отсутствие текстур облекания позволяют говорить о формировании их не на стадии седиментагенеза, а в диагенезе.

**Фосфоритообразование** в юдомо-кембрийском разрезе месторождения Сардана установлено нами на трех уровнях. Первый уровень фиксируется в известняках четвертой пачки юдомской свиты, второй — в битуминозных доломитах и известняках шестой пачки, третий — в глауконитовых известняках пестроцветной свиты. Желваковые фосфориты, как правило, ассоциируют с глауконитовыми известняками, приурочиваясь к горизонтам пород с внутрiformационной брекчированностью с текстурами подводных размывов. Это свидетельствует о формировании фосфоритов в мелководных условиях карбонатакопления в периоды обмеления морского бассейна.

Фосфориты в четвертой пачке юдомской свиты встречаются редко. Они образуют мелкие буровато-желтые субизометричные стяжения диаметром 0,3 мм или удлиненные (6×0,8 мм) обломки фосфатно-карбонатного состава и приурочены обычно к волнистым сутуровидным поверхностям внутривластовых размывов микрозернистых зеленовато-серых известняков.

Фосфориты в шестой пачке юдомской свиты тяготеют к ее верхней части. Они наблюдаются в виде черных желваков эллипсоидной и линзо-

видной формы, ассоциируя с внутрiformационно-брекчированными битуминозными известняками, а в северной части месторождения — с прослоями глауконитовых доломитов. Диаметр желваков по длинной оси достигает 5—8 см. Под микроскопом среди желваков различаются две структурные разновидности. Первая состоит из сплошного агрегата аморфного фосфата (50—57%) и мелких зерен доломита (40—50%). Фосфат в проходящем свете имеет желто-бурую окраску, изотропен и почти всегда содержит алевритовую примесь кварцевых зерен размером 0,05—0,1 мм. Текстура фосфоритов массивная (однородная) или тонкослоистая. Вторая разновидность фосфоритовых желваков состоит из мелких округлых пеллетовых образований желто-бурого фосфата диаметром 0,05—10 мм, сцементированных доломитом. В одном и том же желваке наблюдались участки как с массивной, так и с пеллетовой текстурой, причем характер переходов между ними свидетельствует об образовании пеллетовой текстуры вследствие карбонатизации фосфорита по типу, описанному Э. А. Егановым (1974).

В отложениях пестроцветной свиты фосфориты образуют маломощные прослои (от нескольких сантиметров до 1 м) округлых и линзовидных пеллетовых образований размером от долей миллиметра до 2 см, или же встречаются в виде слоистых линз, выполняющих внутрiformационные промоины в карбонатных породах. Чаще всего цементом пеллет служит глауконитовый известняк с алевритовой примесью кварца. Количество цементирующего вещества составляет 50—90%.

Стяжения некоторых прослоев содержат скобко- и игловидные известковые образования органической природы. Вторая разновидность фосфоритов пестроцветной свиты представлена бурым аморфным фосфатным веществом, рассеянным в доломите и выполняющим интерстиции между его ромбическими зернами. В свою очередь эта фосфатно-доломитовая масса цементирует обособленные мелкие (0,5—0,6 мм) пеллеты фосфата, зерна глауконита и кварца.

Химические анализы (табл. 17) показывают низкое содержание окиси фосфора в фосфоритсодержащих прослоях пестроцветной свиты (7%) и высокое содержание его в желваках фосфоритов шестой пачки юдомской свиты (31%).

## § 2. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПОРОД НА СТАДИИ РЕГИОНАЛЬНОГО ЭПИГЕНЕЗА

Под региональным эпигенезом подразумеваются процессы, приводящие к изменениям литифицированного осадка в условиях геостатического давления и температуры тех глубин, на которые погружались породы. С региональным эпигенезом связаны процессы перекристаллизации, растворения и переотложения различных минеральных образований, а также процессы регенерации кварцевых зерен в песчанниках.

В качестве индикаторов региональной эпигенетической преобразованности пород юдомской и пестроцветной свит использована степень

Т а б л и ц а 17  
Химический состав фосфоритов, вес. %

Окислы	Д-31/74	Д-257/74
SiO <sub>2</sub>	14,22	14,44
TiO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,35	1,20
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,12	0,03
FeO	0,11	1,47
MnO	Не обн.	Не обн.
MgO	2,25	0,34
CaO	42,20	44,67
Na <sub>2</sub> O	0,05	0,03
K <sub>2</sub> O	0,24	0,30
H <sub>2</sub> O <sup>-</sup>	0,14	0,28
H <sub>2</sub> O <sup>+</sup>	0,90	1,68
CO <sub>2</sub>	6,00	28,27
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	31,00	7,02
П.ч.п.	Не обн.	Не обн.
Сумма	99,44	99,45

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР, аналитик Г.К. Амузинская. Обр. Д-31/74 — желвак фосфорита из шестой пачки юдомской свиты (кавава 43); обр. Д-257/74 — пеллет фосфорита в глауконитовых известняках пестроцветной свиты (кавава 253).

гравитационного изменения кварцевых зерен песчаников. В результате проведенных исследований было установлено широкое развитие конформно-регенерационных структур в песчаниках второй пачки юдомской свиты. Как известно, такие изменения отвечают стадии позднего эпигенеза. Однако преобладание прямолинейных контактов между обломочными зернами, при подчиненном развитии выпукло-вогнутых контактов, и отсутствие микростилолитовых контактов свидетельствуют в целом об относительно невысокой степени позднеэпигенетических преобразований.

**Перекристаллизация.** Под перекристаллизацией понимается процесс изменения формы и размеров кристаллических индивидуумов без изменения их минеральной природы (Каледа и др., 1970; Чилингар и др., 1971).

Процессы перекристаллизации охватывают, по существу, все ранее образовавшиеся породы и минеральные соединения: доломиты, известняки, кремнистые образования, фосфориты и сульфидные минералы (сфалерит, галенит, пирит).

Перекристаллизация карбонатных пород в результате воздействия факторов регионального эпигенеза ограничивается лишь незначительным увеличением размеров зерен карбонатных минералов, слагающих эти породы. Так размеры зерен известняков среднего рифея Юдомо-Майского прогиба, перекристаллизованных на стадии позднего эпигенеза, достигают 0,04 мм, доломитов — 0,4 мм (Давыдов, 1975). В известняках юдомской и пестроцветной свит размер зерен увеличивается лишь до 0,05—0,12 мм, что говорит, в общем, о незначительной перекристаллизации этих пород. Преобладают гнездовидный, послойно-линзовидный и редко сплошной типы перекристаллизации. Доломиты юдомской свиты, испытывавшие действие факторов регионального эпигенеза, имеют максимальные размеры зерен 0,3—0,4 мм и характеризуются послойной гнездовидной и сплошной перекристаллизацией.

Перекристаллизация кремнистых образований приводит к появлению в криптозернистом и волокнистом кварце и халцедоне участков кварца с гранобластовой структурой. Эти участки, как указывалось выше, тяготеют к зонам перекристаллизации известняков и доломитов. В некоторых случаях растворы, вызывавшие перекристаллизацию, привносили сульфиды цинка и железа, которые отлагались внутри кремней в участках перекристаллизации.

Перекристаллизация фосфоритов выражается в появлении среди бурой массы аморфного фосфата мелких прозрачных призматических кристаллов апатита размером 0,04—0,5 мм, количество которых достигает 20% от общей площади фосфатного вещества. Это явление отмечено в желваковых фосфоритах шестой пачки. Перекристаллизация аморфного фосфата вдоль трещин отмечается как в желваковых фосфоритах шестой пачки, так и в пеллетовых фосфоритах пестроцветной свиты. При этом трещинки выполняются кристаллическим апатитом как полностью, так и частично. В последнем случае в центральной части таких трещин развивается доломит.

**Окремнение** проявлено в виде тонких прожилков кварца мощностью 0,02—0,3 мм в оолитовых доломитах первой пачки, а также в выполнении кварцем пор между оолитами. Кварц имеет гранобластовую структуру. Известняк на контакте с прожилками перекристаллизован. Следует подчеркнуть, что иногда очень трудно разделить продукты регионального и наложенного эпигенетического окремнения, поэтому в ряде случаев проведенное разграничение, в какой-то мере, условно.

### § 3. ПРЕОБРАЗОВАНИЕ ПОРОД НА СТАДИИ НАЛОЖЕННОГО ЭПИГЕНЕЗА

Наложенный эпигенез, в отличие от регионального, имеет локальный характер как в вертикальном, так и в горизонтальном направлении. Проявления наложенного эпигенеза мало зависят от первичного состава пород и фациальных условий их формирования и связаны главным образом с действием на породы растворов чуждого характера (Тимофеев и др., 1974). На месторождении Сардана локальный эпигенез проявился как в интенсивном растворении, переотложении и перекристаллизации ранее существовавших карбонатных и сульфидных минералов, так и в гидротермальном преобразовании. Температура термальных растворов, вызвавших наложенный эпигенез, колебалась от 135 до 280°. Влияние наложенного эпигенеза сказалось главным образом на породах седьмой и, в меньшей степени, шестой пачек юдомской свиты.

**Перекристаллизация.** Наибольшую перекристаллизацию испытали породы и минеральные соединения под воздействием факторов наложенного эпигенеза. Это линзовидные участки сильно перекристаллизованных доломитов седьмой пачки с характерной полосчатой «зебровой» текстурой. Внешне эти породы представляют собой чередование параллельных полос белого крупнозернистого и серого неизмененного мелкозернистого доломита (фото 8). Кроме того, крупнозернистый доломит образует неправильные пятна в мелкозернистом. Часто в крупнозернистом доломите сохраняются «островки» неизмененного мелкозернистого доломита, которые иногда испытывают некоторые перемещения и создают брекчиевидную текстуру. Перекристаллизация распространялась вдоль трещин отдельности и контролировалась главным образом первично осадочными текстурами, в первую очередь слоистостью. Часто развитие перекристаллизации ограничивается стилолитовыми швами. Механизм перекристаллизации, видимо, следует связывать с движением термальных растворов вдоль трещин отдельности и тектонических разрывов, вызывавших растворение, переотложение и перекристаллизацию карбонатного вещества. Подобные «зебровые» текстуры перекристаллизации известны в доломитизированных известняках формации Ледвилл рудного района Тилмен (Радабаух и др., 1972).

Окварцевание этой стадии отмечается в породах седьмой пачки в виде гематит-кварцевых жильных образований, друз кварца в полостях карбонатных пород и редко встречающихся тонких прожилках кварца. Кроме того, часть линзовидных образований кварца в полосчатых доломитах, по-видимому, также является продуктом наложенного эпигенеза.

Гематит-кварцевые образования встречаются в верхней части седьмой пачки в разрезах канав 45 и 262. В канаве 45 гематит-кварцевые образования представляют собой жильное тело мощностью до 15 см, отстоящее на 25 м от кровли юдомской свиты. Вмещающими породами являются известняки с послойно расположенными диагенетическими стяжениями кремня. Гематит-кварцевое тело пересекает их (фото 13). Взаимоотношения с известняками следующие: в лежащем боку гематит-кварцевого тела наблюдается маломощный (0,5 см) прослой серых тонкозернистых доломитов, а в висячем боку — кальцитовая корка мощностью до 20—22 см. Кальцит характеризуется столбчатой структурой. Под микроскопом кварц жилы имеет гранобластовую структуру с размером зерен 0,2—1,2 мм. Серовато-вишневая окраска его вызвана включением зерен гематита размером от 0,02 до 0,4 мм.

В канаве 262 на западном крыле Селендинской синклинали аналогичное жильное тело вскрыто в нижней части пестроцветной свиты среди глауконитовых известняков. Это округлые стяжения кремнезема диаметром от 0,4 до 40 мм, сцементированные крупнозернистым кальцитом. Под мик-

роскопом стяжения состоят из кварца с микрозернистой структурой (размер зерен 0,01—0,02 мм), в контакте с кальцитом происходит перекристаллизация с укрупнением зерен кварца до 0,06—0,10 мм. Вишневая и коричневая окраска породы вызвана присутствием тонкого пигмента гидроокислов железа.

Друзовидные кристаллы кварца в кавернах карбонатных пород встречаются редко и ассоциируют обычно с крупнозернистым доломитом и кальцитом. Образование кварца произошло позднее крупнозернистого доломита, почти одновременно или чуть позднее шпатовидного кальцита.

Редко встречающиеся в доломитах седьмой пачки маломощные (несколько миллиметров) секущие прожилки кварца являются продуктом переотложения кремнезема под воздействием гидротерм.

Незначительные масштабы окварцевания и их развитие в горизонтах интенсивного седиментационно-диагенетического окремнения позволяют предполагать местные источники кварца. Формирование прожилков и друз кварца в первой и седьмой пачках нами связывается с переотложением и перекристаллизацией диагенетических кремней, а образование гематит-кварцевого жильного тела — с гидротермальной деятельностью.

#### § 4. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ СВИНЦА И ЦИНКА В ПОРОДАХ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ СТЕПЕНИ ИХ ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ПРЕОБРАЗОВАНИЙ

Содержания свинца и цинка в различных типах пород юдомской и пестроцветной свит Сарданинского и Уруйского рудных полей определены спектральным количественным методом. Пробы были отобраны из безрудных интервалов и сгруппированы по признакам вторичных изменений.

В первую группу включены породы с признаками слабых постседиментационных преобразований. В нее вошли карбонатные породы, структура и состав которых не изменены или слабо изменены перекристаллизацией и вторичной доломитизацией (табл. 18, 19). Карбонатные породы, испытавшие доломитизацию и перекристаллизацию на стадии диагенеза, были объединены во вторую группу (табл. 20, 21). Сюда же вошли минеральные образования, сформированные в диагенезе и встречающиеся среди карбонатных пород юдомской и пестроцветной свит (желваки и стяжения кремня и фосфорита). Наконец, в третью группу были включены карбонатные породы, претерпевшие изменения на стадии эпигенеза. В нее вошли карбонатные породы, перекристаллизованные или переотложенные в эпигенезе, а также тектонически дробленные карбонаты (табл. 22, 23).

В табл. 18—23 отражена частота встречаемости определенных интервалов содержания цинка и свинца в различных типах карбонатных пород и в некоторых минеральных образованиях. Интервалы выбраны равными в геометрической зависимости: 2—4; 4—8; 16—32 г/т и т. д. При определении кларковых интервалов для цинка (32—64 г/т) и свинца (8—16 г/т) мы исходили из кларков земной коры по А. П. Виноградову (1962), а также кларков карбонатных пород по К. К. Туреяну и К. Г. Ведеполю (Turckian, Wedepohl, 1961).

Карбонатные породы с признаками слабых постседиментационных преобразований имеют, в общем, очень низкие содержания цинка и свинца (табл. 22, 23). В более 60% случаев они характеризуются содержаниями ниже кларковых. Исключение составляют тонкозернистые известняки седьмой пачки юдомской свиты, которые имеют соответственно в 38 и 17% случаев концентрации цинка и свинца выше кларков. Очевидно, это связано с вторичной миграцией элементов из рудных участков пачки, расположенных на этом стратиграфическом уровне. Близость рудного уровня сказывается и на глауконитовых известняках пестроцветной свиты, которые в отдельных образцах имеют повышенные кларки свинца и цинка.

Распределение свинца в неизменных и слабоизмененных карбонатных породах

Порода	Свита, пачка	Колич. анализов	Содержание свинца, г/т									Среднее содержание, г/т
			2—4	4—8	8—16	16—32	32—64	64—128	128—256	256—512	512	
			Частота встречаемости, %									
Известняки серые тонкозернистые	Vjd <sup>7</sup>	60	28,33	40,0	15,0	5,0	8,33	3,33	—	—	—	13,8
Известняки битуминозные тонкозернистые	Vjd <sup>6</sup>	7	28,57	42,86	—	—	28,57	—	—	—	—	17,5
Известняки и доломиты пестрые мелкозернистые	Vjd <sup>3-4</sup>	15	20,00	46,66	26,66	—	6,66	—	—	—	—	8,4
Доломиты серые тонкозернистые	Vjd <sup>1</sup>	7	57,14	28,57	14,28	—	—	—	—	—	—	4,3
Известняки глаукоцитовые тонкозернистые	Є <sub>1ps</sub>	23	—	47,83	30,43	21,74	—	—	—	—	—	11,2
Среднее от суммы			26,81	41,18	17,27	5,35	8,71	0,66				
Средняя частота встречаемости относительно кларка			Ниже кларка 67,99		Кларк 17,27	Выше кларка 14,72						



Распределение цинка в неизмененных и слабоизмененных породах

Порода	Свита, пачка	Колич. анализов	Содержание цинка, г/т							Среднее содержа- ние, г/т
			16—32	32—64	64—128	128—256	256—512	512—1024	1024	
			Частота встречаемости, %							
Известняки серые тонкозернистые	Vjd <sup>7</sup>	60	50,0	11,67	6,67	10,00	11,67	10,00	—	174,7
Известняки битуминозные тонкозернистые	Vjd <sup>6</sup>	7	71,43	14,28	14,28	—	—	—	—	41,0
Известняки и доломиты пестрые микрозернистые	Vjd <sup>3-4</sup>	15	60,0	26,66	—	13,33	—	—	—	52,7
Доломиты серые тонкозернистые	Vjd <sup>1</sup>	7	71,11	28,57	—	—	—	—	—	35,1
Известняки глауконитовые тонкозернистые	Єps	23	69,56	4,35	—	8,69	4,35	13,04	—	177,1
Среднее от суммы			64,48	17,11	4,19	6,40	3,20	4,61		
Средняя частота встречаемости относительно кларка			Ниже кларка 64,48	Кларк 17,11		Выше кларка 18,40				

Распределение свинца в породах, преобразованных в диагенезе

Порода	Свита, пачка	Колич. анализов	Содержание свинца, г/т									Среднее содержание, г/т
			2-4	4-8	8-16	16-32	32-64	64-128	128-256	256-512	512	
			Частота встречаемости, %									
Доломиты сахаровидные	Vjd <sup>7</sup>	35	14,28	31,43	17,14	14,28	5,71	11,43	5,71	—	—	35,0
Доломиты пятнистые и линзовидные	Vjd <sup>7</sup>	26	11,54	57,69	26,92	—	3,84	—	—	—	—	9,3
Доломиты мелкозернистые битуминозные	Vjd <sup>6</sup>	11	18,18	27,27	45,45	—	9,09	—	—	—	—	13,2
Доломиты светло-серые мелкозернистые	Vjd <sup>5</sup>	14	50,0	14,28	14,28	7,14	7,14	7,14	—	—	—	14,0
Фосфориты	Vjd <sup>6</sup> —Єps	8	—	—	62,50	12,50	12,50	12,50	—	—	—	29,3
Стяжения кремния	Vjd <sup>7</sup>	10	50,00	20,00	50,00	—	—	—	—	—	—	6,9
Среднее от суммы			24,00	25,11	32,71	5,65	6,59	5,18	0,95	—	—	
Средняя частота встречаемости относительно кларка			Ниже кларка		Кларк	Выше кларка						
			49,11		32,70	18,37						

Распределение цинка в породах, преобразованных в диагенезе

Порода	Свита, пачка	Колич. анализов	Содержание цинка, г/т							Среднее содержание, г/т
			16—32	32—64	64—128	128—256	256—512	512—1024	1024	
			Частота встречаемости, %							
Доломиты сахаровидные	Vjd <sup>7</sup>	35	34,28	11,43	17,14	17,14	—	2,86	17,14	256,2
Доломиты пятнистые	Vjd <sup>7</sup>	26	46,15	26,92	19,23	—	7,69	—	—	75,3
Доломиты мелкозернистые битуминозные	Vjd <sup>6</sup>	11	27,27	18,18	18,18	9,09	9,09	18,18	—	198,0
Доломиты светло-серые мелкозернистые	Vjd <sup>6</sup>	14	50,0	—	21,43	7,14	14,28	7,14	—	157,9
Фосфориты	Vjd <sup>6</sup> , Єps	8	37,5	12,5	12,5	12,5	—	25,0	—	234,6
Стяжения кремня	Vjd <sup>7</sup>	10	90,0	—	—	—	—	10,0	—	127,0
Среднее от суммы			47,53	11,50	14,75	7,64	5,18	10,53	2,86	
Средняя частота встречаемости относительно кларка			Ниже кларка	Кларк	Выше кларка					
			47,53	11,50	40,96					

Распределение свинца в карбонатных породах, преобразованных в эпигенезе

Порода	Свита, пачка	Колич. анализов	Содержание свинца, г/т									Среднее содержание, г/т
			2—4	4—8	8—16	16—32	32—64	64—128	128—256	256—512	512	
			Частота встречаемости, %									
Доломиты крупнозернистые	Vjd <sup>7</sup>	15	6,67	33,33	26,66	13,33	6,67	6,67	—	—	6,67	26,4
Реликты мелкозернистых доломитов в крушозернистых	Vjd <sup>7</sup>	14	—	14,28	14,28	—	7,14	64,28	—	—	—	63,6
Доломиты битуминозные с идиобластовой структурой	Vjd <sup>6</sup>	4	—	25,0	—	25,0	25,0	—	—	25,0	—	116,1
Карбонатные породы тектонически брекчированные	Vjd	27	14,8	22,2	14,8	14,8	18,5	7,4	—	3,7	3,7	30,3
Кальцит крупнозернистый	Vjd	21	38,09	23,81	4,76	4,76	14,28	14,28	—	—	—	26,2
Среднее от суммы			11,91	23,73	12,10	11,58	14,32	18,53	—	5,74	2,07	
Средняя частота встречаемости относительно кларка			Ниже кларка 35,64		Кларк 12,10	Выше кларка 52,24						

Распределение цинка в карбонатных породах, преобразованных в эпигенезе

Порода	Свита, пачка	Кол-ч. анализов	Содержание цинка, г/т							Среднее содержа- ние, г/т
			16-32	32-64	64-128	128-256	256-512	512-1024	1024	
			Частота встречаемости, %							
Доломиты крупнозернистые	Vjd <sup>7</sup>	15	40,00	6,67	6,67	13,33	26,66	—	6,67	228,8
Реликты мелкозернистых доломитов в крупнозернистых	Vjd <sup>7</sup>	14	—	—	—	—	28,57	14,28	57,15	773,51
Доломиты битуминозные с идиобласт- товой структурой	Vjd <sup>6</sup>	4	—	—	—	25,0	50,0	25,0	—	462,5
Карбонатные породы тектонически брекчированные	Vjd	27	25,92	7,40	11,11	22,22	14,81	—	18,52	293,4
Кальцит крупнозернистый	Vjd	21	57,14	14,28	—	4,76	—	—	23,81	269,2
Среднее от суммы			24,61	5,65	3,56	13,06	24,01	7,86	21,23	
Средняя частота встречаемости отно- сительно кларка			Ниже клар- ка 24,61	Кларк 5,65	Выше клар- ка 69,72					

Карбонатные породы или минеральные образования в них, претерпевшие изменения на стадии диагенеза, имеют повышенное содержание рудных компонентов, особенно цинка (см. табл. 24). Для цинка в 41% случаев концентрации достигают уровней выше кларковых. Средние содержания цинка почти во всех типах пород имеют содержания на порядок выше кларка. Свинец характеризуется более низкими содержаниями. В 32,7% случаев они соответствуют кларку и только в 18,37% случаев — выше кларка. Средние содержания свинца в диагенетически преобразованных породах чаще всего соответствуют кларковым или близки к ним.

Наиболее повышенные концентрации цинка и свинца наблюдаются в сахаровидных доломитах и фосфоритовых включениях. В первых концентрации превышают кларковый уровень для цинка в 54% случаев и для свинца в 37% случаев, а средние содержания составляют соответственно 256,2 и 35,0 г/т. В фосфоритовых включениях кларковый уровень выше для цинка в 50%, а для свинца в 37,5% случаев, средние же содержания их составляют 234,6 и 29,3 г/т. Среди диагенетически преобразованных пород юдомской свиты наиболее низкие концентрации рудных элементов наблюдаются в патино-линзовидных доломитах и стяжениях кремня (см. табл. 20, 21).

Наиболее высокие содержания свинца и цинка имеют карбонатные породы, претерпевшие интенсивные эпигенетические преобразования (см. табл. 26, 27). В 69,7% случаев для цинка и в 52,2% для свинца они имеют концентрации выше кларка. Наиболее высокие концентрации отмечаются в доломитах, испытавших сильную перекристаллизацию в результате воздействия термальных растворов — в полосчатых доломитах и битуминозных доломитах с идиобластовой структурой. В полосчатых доломитах были определены содержания цинка и свинца отдельно для крупно- и мелкозернистых разновидностей (последние в табл. 22, 23 обозначены как «реликты мелкозернистых доломитов в крупнозернистых»). Анализы показали более высокие концентрации рудных компонентов в полосах и реликтовых пятнах неперекристаллизованного мелкозернистого доломита. Средние содержания цинка и свинца в полосах перекристаллизованного крупнозернистого доломита составляют соответственно 228,8 и 26,4 г/т, в то время как в полосах и реликтах мелкозернистого доломита они увеличиваются до 773,6 г/т для цинка и до 63,6 г/т для свинца. По моему мнению, это свидетельствует о присутствии рудных компонентов в породе до перекристаллизации. Очищение же крупнозернистого доломита от свинца и цинка произошло в процессе перекристаллизации.

Заслуживает внимания повышение содержания рудных элементов в поздних тектонических брекчиях карбонатных пород на любом стратиграфическом уровне юдомской свиты (см. табл. 26, 27). Оно свидетельствует об интенсивных перемещениях рудных компонентов по зонам тектонических нарушений. Эти перемещения, по моему мнению, были пострудными и имели местное значение. На это указывает характер распределения рудных компонентов в крупнозернистом кальците, выполняющем поздние трещины. Кальцит имеет повышенные и высокие содержания свинца и цинка лишь на участках вблизи рудных залежей. В небольшом отдалении от них он не содержит рудных элементов. Этим объясняется столь широкий диапазон колебаний свинца и цинка от ниже- (36 и 57%) до вышекларковых на два порядка (см. табл. 26, 27).

## § 5. ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ ГЛИНИСТОГО ВЕЩЕСТВА

Для выяснения степени постседиментационных преобразований пород использована связь между характером эпигенетического изменения пород и структурными особенностями диоктаэдрической гидрослюда (Акульшина, 1973, 1976). Количественно эта связь выразится коэффициентом

отношения  $A : B$ , который отражает степень кристалличности гидрослюдь и определяется на дифрактограммах отношением отрезков, отсекаемых на прямых, опущенных из точек дифрактограммы 10 и  $10,5\text{Å}$  горизонтальной линией, проходящей через основание пика  $10\text{Å}$ . Ниже приведены корреляции величины резкости пика  $10\text{Å}$  и степень вторичных изменений глинистого вещества (по Е. П. Акульшиной, 1973).

Степень вторичных изменений, установленная петрографическими методами $10\text{Å} (A:B)$	Резкость пика
Начальный катагенез (эпигенез), неизменный глинистый цемент . . . . .	0,5—1,5
Начальный катагенез (эпигенез) отсутствие новообразований, слабая перекристаллизация карбонатов . . . . .	1,5—2,0
Глубинный катагенез (эпигенез), перекристаллизация карбонатов . . . . .	2,0—2,4
Глубинный катагенез (эпигенез), появление структур растворения и внедрения под давлением (конформные, инкорпорационные и др.) . . . . .	2,4—3,0
Метагенез, переход от осадочных к метаморфическим породам . . . . .	3,0—4,0
Начальный метаморфизм . . . . .	Более 4,0

Определения степени кристалличности гидрослюдь в породах из различных участков месторождений Сардана, Уруй и в районах, значительно удаленных от рудных зон (бассейн р. Юдома), показали разную степень постседиментационных преобразований глинистого вещества (см. табл. 4, 7). Самые слабые изменения выявлены в породах усть-кирбинской свиты, в нижней части юдомской свиты в разрезе Нууччалаах (р. Юдома) и в породах юдомской свиты у устья р. Юдома. Здесь степень постседиментационных преобразований глинистого вещества соответствует стадии начального эпигенеза (катагенеза), иногда достигая пограничных значений между начальным и глубинным эпигенезом (см. рис. 17, 22). В разрезе скв. 6 месторождения Сардана, удаленном от рудного тела, степень кристалличности гидрослюдь в породах верхних пачек (пятая — седьмая) юдомской свиты находится на стадии начального и глубинного эпигенеза (см. рис. 26). В разрезе скв. 10 интенсивность постседиментационных преобразований нарастает снизу вверх. В нижней части юдомской свиты они соответствуют стадии начального эпигенеза, в верхней (пятая — седьмая пачки) — стадии глубинного эпигенеза (см. рис. 25). Более интенсивные постседиментационные преобразования отмечаются в породах, вскрытых скв. 31 на месторождении Уруй, канавой 43 и скв. 13 на месторождении Сардана. На месторождении Сардана интенсивность преобразования пород колеблется в пределах от начального эпигенеза до метагенеза, на Уруйском — от глубинного эпигенеза до метагенеза (см. рис. 23, 24, 27). Величина резкости пика  $10\text{Å} (A : B)$  в 57 пробах, отобранных на месторождении Сардана, изменяется от 1,5 до 3,0 составляя в среднем 2,13, что соответствует начальным стадиям глубинного (позднего) эпигенеза. На месторождении Уруй, по данным анализа семи проб, отобранных по разрезу скв. 31, отношение  $A : B$  изменяется от 2,0 до 3,5, составляя в среднем 2,81, что соответствует конечным стадиям глубинного (позднего) эпигенеза. Такое различие в степени региональной эпигенетической преобразованности пород месторождений Сардана и Уруй, имеющих одинаковый разрез осадочных отложений и расположенных в 20 км друг от друга, отражает специфику складчатых областей, в которых степень вторичных преобразований пород зависит не только от глубины погружения, но и от степени тектонических напряжений, интенсивность которых может меняться на небольших расстояниях. Видимо, активный тектогенез на площади месторождения Уруй, проявившийся в сильной тектонической подробленности осадочного чехла, явился причиной более высокого регионального эпигенетического изменения рудовещающих пород.

Определения минерального и химического состава глинистого вещества карбонатных, терригенных и глинистых пород усть-кирбинской, юдомской, пестроцветной и инниканской свит в разрезах месторождений Сардана и Уруй и в бассейне р. Юдома показали, что по минеральному составу глинистого вещества в изученных стратиграфических интервалах четко выделяются два уровня. Нижний, включающий усть-кирбинские терригенные и карбонатные, карбонатно-терригенные и терригенные породы первой — четвертой пачек юдомской свиты, характеризуется присутствием в глинистом веществе гидрослюды, смешанослойных минералов; хлорита, монтмориллонита и каолинита. Верхний, объединяющий карбонатные породы пятой, шестой и седьмой пачек юдомской свиты и терригенно-карбонатные и терригенные породы пестроцветной и инниканской свит, отличается тем, что содержит практически только гидрослюду. Примесь кварца и полевых шпатов отмечена на обоих уровнях. Имеются также различия в химическом составе этих двух уровней. В районах, удаленных от рудных тел (бассейн р. Юдома), на верхнем уровне содержание алюминия, титана, магния, железа и кремния ниже, а калия выше, чем на нижнем уровне. В непосредственной близости от рудных залежей (месторождения Сардана и Уруй) в глинистом веществе пород содержания алюминия и калия на нижнем и верхнем уровнях близки, на верхнем уровне титана больше, а магния и кремния меньше, чем на нижнем.

Почти мономинеральный гидрослюдистый состав глинистого вещества верхнего уровня, увеличение содержания титана и выравнивание содержания калия на первом и втором уровнях в разрезах, вмещающих рудные тела, вероятно, обусловлены термальными процессами, способствовавшими гидрослюдизации глинистых минералов и увеличению содержания калия, титана и других элементов.

Гидрослюдизацию глинистых минералов, видимо, следует связывать с процессами локального термального прогрева еще нелитифицированных осадков.

Явление трансформации слюд и гидрослюды, а также гидрослюдизации монтмориллонита и смешанослойных минералов в тонкодисперсных системах (осадочных породах) в настоящее время не имеет четких диагностических признаков, которые позволили бы различать направление этого процесса (Николаева, 1977). И. Д. Зхус (1966) отмечает, что при гидрослюдизации монтмориллонита образуются минералы, содержащие от 3—4 до 6—8% калия. При одном и том же содержании железа и щелочей (относительно гидрослюды, образованных выветриванием) слюдизированный монтмориллонит имеет повышенное количество кремнезема. Трансформация монтмориллонита в гидрослюду, по мнению некоторых авторов (Зхус, 1966; Муравьев, Сахаров, 1971), происходит по схеме  $Al^{3+} K^{1+} \text{---} \text{---} Si^{4+}$ .

Экспериментально доказано, что монтмориллонит может фиксировать 10—12%  $K_2O$  (Уивер, 1962; Муравьев, Сахаров, 1971). Установлено также, что значительная гидрослюдизация монтмориллонита происходит при 300—400°C, при чередовании смачивания и высушивания при 80—100°C, при кипячении в течение 20—30 ч. Режим экспериментов, в которых происходит гидрослюдизация монтмориллонита, соответствует не обычному осадочному процессу, а условиям метазенеза и метаморфизма.

Изложенное выше позволяет сделать вывод, что в районе месторождений Сардана и Уруй осадки верхней части юдомской свиты и, возможно, пестроцветной подвергались воздействию высокотемпературных растворов, при котором происходило изменение тетраэдрических и октаэдрических слоев с преобразованием монтмориллонита и смешанослойных минералов в гидрослюду. Степень кристалличности этой гидрослюды свидетельствует, что осадки претерпели изменение стадии глубинного эпигенеза и метазенеза.



Таким образом, изменения минерального состава глинистого вещества в интервале усть-кирбинской, юдомской, пестроцветной и инниканской свит свидетельствуют о наличии локальных постседиментационных процессов, протекавших в породах верхних пачек юдомской, пестроцветной и низах инниканской свит и обусловивших гидрослюдизацию глинистых минералов в этих толщах. Изменения степени кристалличности гидрослюды также указывают на различную интенсивность постседиментационных преобразований в зависимости от близости рудных тел (по вертикальному разрезу и по площади) и тектонического стресса.

Так, в разрезах, вмещающих рудные тела, они соответствуют стадии глубинного эпигенеза и метагенеза; на участках, удаленных от рудопроявления, — стадии начального эпигенеза.

## § 6. ХАРАКТЕР ТЕРМОЛЮМИНЕСЦЕНЦИИ ПОРОД ЮДОМСКОЙ СВИТЫ И ГАЛЕНИТ-СФАЛЕРИТОВЫХ РУД

Метод термолюминесценции (ТЛ) был применен для корреляции пород в стратиграфических разрезах и выявления различия между параметрами ТЛ руд и вмещающих их пород. Как известно, параметрами ТЛ пород и минералов являются величины светосуммы максимума, отвечающие интенсивности свечения образца при нагревании, и температура максимума, характеризующая локальные уровни дефектов, с которых происходит высвечивание электронов. Характеристикой ТЛ является также форма кривой ТЛ, с которой снимаются все вышеназванные параметры (Морозов и др., 1966; Великанов, Шелкопляс, 1970; Зайцев, 1974; и др.).

Методом ТЛ исследовано 272 пробы пород и минералов из юдомской свиты, отобранных вкрест простирания, по простиранию и по падению рудных залежей в пределах Сарданинского рудного поля. Для анализа использовались навески в виде порошков весом 300 мг. Интервал температур составлял 20—450°, а скорость нагрева проб 50 град/мин. Средняя относительная ошибка измерения светосуммы и интенсивности максимума 6—8%. Все определения выполнены в лаборатории геохронологии и изотопного анализа Института геологии ЯФ СО АН СССР А. И. Зайцевым. Результаты измерения приведены в табл. 24.

Карбонатные породы имеют кривые ТЛ с двумя максимумами: 240—270 и 320—360°. В единичных пробах из известняков намечается третий

Т а б л и ц а 24

Параметры ТЛ карбонатных пород юдомской свиты и галенит-сфалеритовых руд

Порода	$n$	$S_T$	$I_1$	$I_2$	$I_1/I_2$
Тонкозернистые темно-серые известняки . . . . .	47	1755	290,8	145,2	2,03
Доломиты:					
сахаровидные . . . . .	59	909	88,5	92,2	0,96
крупнозернистые . . . . .	14	201	27,3	20,1	1,09
полосчатые . . . . .	10	418	34,1	37,5	0,97
битуминозные . . . . .	3	178	23,6	24,2	1,13
Галенит-сфалеритовые руды . . . . .	15	56	4,6	5,7	0,80

П р и м е ч а н и е.  $n$  — количество проб,  $S_{ТЛ}$  — светосумма ТЛ,  $I_1$  — интенсивность низкотемпературного максимума ТЛ,  $I_2$  — интенсивность высокотемпературного максимума ТЛ,  $I_1/I_2$  — отношение интенсивностей.

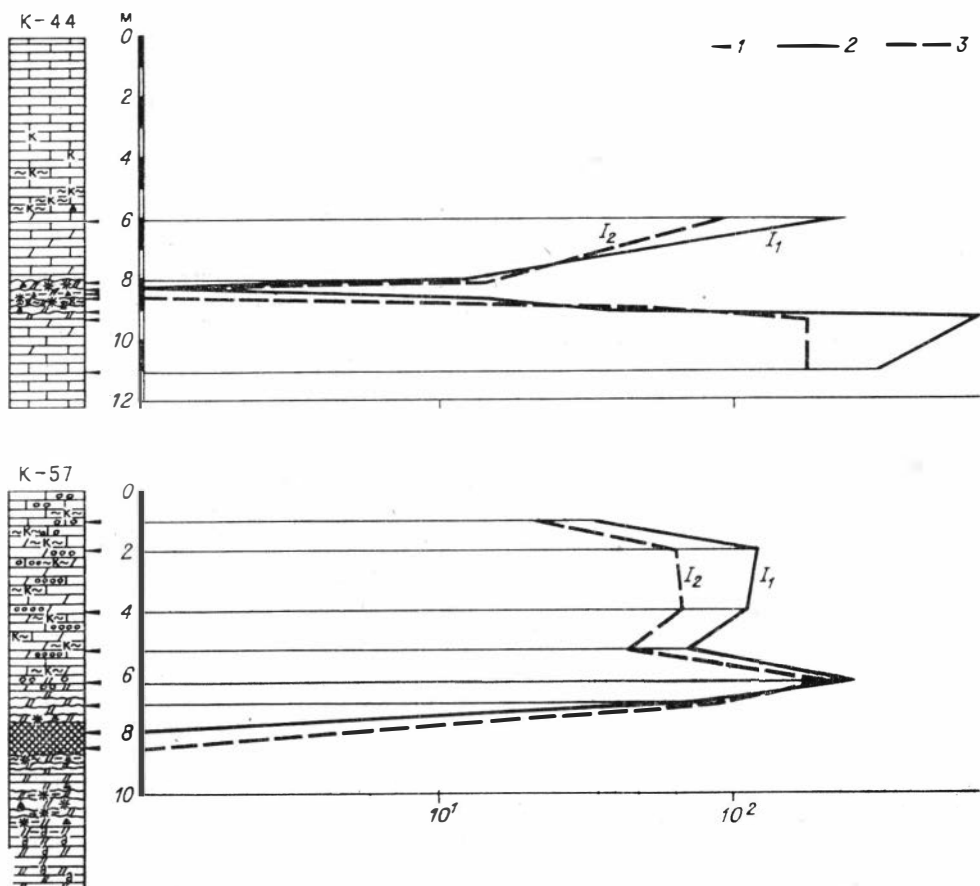


Рис. 43. Кривые интенсивности термолюминесценции в различных типах пород и руд. 1 — точки отбора проб, 2 — кривые свечения низкотемпературного максимума, 3 — кривые свечения высокотемпературного максимума. Усл. обозн. см. на рис. 45.

максимум — 390—420°. Величина светосуммы карбонатных пород варьирует от 60 до 6540 усл. ед., а интенсивность максимумов от 5 до 1300 усл. ед. Такие вариации в величине светосуммы и интенсивности максимумов ТЛ карбонатных пород связаны в первую очередь со степенью их доломитизации: максимальную интенсивность свечения имеют тонкозернистые известняки, минимальную — полосчатые и битуминозные доломиты. Сахаровидные доломиты занимают промежуточное положение. Эти же различия еще более четко выступают при анализе отношений низкотемпературного максимума к высокотемпературному (см. табл. 24). Битуминозные и полосчатые доломиты по этим параметрам близки. Таким образом, несомненно, что отношение  $I_1 : I_2$  можно использовать при выявлении степени постседиментационных преобразований карбонатных пород, на что указывалось ранее (Lewis, 1956; Овчинников, Максенов, 1965).

Интенсивность свечения карбонатных пород также зависит от степени их доломитизации (увеличение степени доломитизации приводит к уменьшению интенсивности свечения и наоборот). Необходимо отметить, что на уменьшение интенсивности свечения влияет увеличение в составе карбонатных пород терригенных минералов, кремнистого вещества и рудной минерализации. Наименьшие значения отношения  $I_1 : I_2$  характеризуют галенит-сфалеритовые руды (рис. 43), что позволяет использовать метод термолюминесценции при поисках и разведке слепых рудных тел.

**ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ,  
ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ  
И ЭЛЕМЕНТЫ ЗОНАЛЬНОСТИ  
СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ ПРОЯВЛЕНИЙ  
КЫЛЛАХСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ**

Многочисленные проявления свинцово-цинкового оруденения Кыллахской зоны, как отмечалось выше, локализуются в основном в карбонатных отложениях верхней части юдомской свиты. Детальность описания месторождений и рудопроявлений Кыллахской зоны, взятых в качестве примеров, неодинакова в силу различной степени их изученности (даже на тех из них, где прошли горные и буровые работы, она не вышла из стадии поисково-оценочной). Кроме того, в ряде случаев пришлось еще и схематизировать описания.

**§ 1. ГЕОЛОГО-СТРУКТУРНАЯ ПОЗИЦИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ  
И ОСОБЕННОСТИ ЛОКАЛИЗАЦИИ РУДНЫХ ТЕЛ**

При анализе геолого-структурной позиции месторождений и рудопроявлений использованы как собственные наблюдения авторов, так и материал геологосъемочных работ Аллах-Юньской экспедиции Якутского территориального управления МГ СССР, а также данные тематических работ ВСЕГЕИ (А. И. Иогансон и др.) и другие источники. Следует также подчеркнуть, что сложность внутренней структуры ряда рудных полей и проявленная в их пределах трещинная тектоника (например, месторождение Уруй) в значительной степени затрудняют расшифровку условий локализации и форм проявления оруденения. Поэтому приводимые ниже данные носят в какой-то мере предварительный характер.

Сарданинское рудное поле в геоструктурном отношении приурочено к Селединской синклинали, ширина которой определяется в 8—10 км. Это узкая, вытянутая в субмеридиональном направлении, интенсивно дислоцированная, слабо асимметричная в поперечном сечении структура. Восточное крыло ее несколько круче (45—50°) западного (15—35°).

Селединская синклиналь (рис. 44) в центральной части осложнена Курунгской (или Курунг-Дьукатской), также асимметричной, антиклиналью, разделяющей ее на две более мелкие синклинали — Сарданскую и Быттахскую. Ширина Курунгской антиклинали варьирует от 750 м на севере, где она периклинально замыкается, до 2 км на юге. Восточное крыло Курунгской антиклинали сравнительно пологое (30—40°), западное крутое (60—85°) (Горбунов и др., 1972). По данным бурения колонковых скважин, на отдельных участках Курунгской антиклинали на глубине от 100 до 250 м отмечается опрокинутое залегание пород. Западные крылья Сарданской и Быттахской синклиналей пологие с углами падения от 10—15 до 30—50°, восточные — более крутые (падение слоев от 50—70° до запрокинутого).

Ядра положительных структур (Курунгская антиклиналь) сложены отложениями верхнего рифея (усть-кирбинская свита). Это толща переслаивающихся между собой полимиктовых песчаников, тонкоплитчатых слюдястых алевролитов и листоватых глинистых сланцев. Мульды отрицательных структур (депресссионные синклинальные складки западнее и восточнее Курунгской антиклинали) выполнены отложениями среднего кембрия (чайская и усть-майская свиты). Среднекембрийские отложения закартированы на довольно больших площадях и представлены: чайская свита — чередованием пиритизированных пестроокрашенных узловатых



Рис. 44. Геологическое строение Сарданнинского рудного поля (по А. П. Старникову и др., 1972 г.).

1 — средне-верхнепалеозойские дайки диабазов; 2 — отложения среднего кембрия (усть-майская и чайская свиты); 3—4 — отложения нижнего кембрия (3 — инниканская свита, 4 — пестроцветная свита), 5—6 — отложения венды (5 — пятая — седьмая пачки юдомской свиты, 6 — первая — четвертая пачки юдомской свиты); 7 — отложения верхнего рифея (усть-кирбинская свита); 8 — стратиформное свинцово-цинковое оруденение; 9 — тектонические нарушения; 10 — тектонические границы. Номера на схеме — места отбора проб на изотопный анализ серы и свинца.

известняков, глинистых известняков, мергелей и известково-глинистых сланцев; усть-майская — пестроцветными плитчатыми известняками с прослоями известково-глинистых сланцев.

В крыльях структур различных порядков и знаков обнажаются отложения венда (юдомская свита) и нижнего кембрия (пестроцветная и инниканская свиты). Их детальная литологическая характеристика и вещественный состав пород приведены в гл. II.

Магматические породы в процессе геологопоисковых работ (А. И. Старников и др., 1972 г.) картируются в виде дайкообразных тел с крутым, почти вертикальным падением в юго-западной части Сарданского рудного поля среди полей развития пород среднего кембрия. Они прорывают среднекембрийские отложения и перекрываются вместе с последними отложениями юры (за пределами рудного поля). По составу дайки отвечают диабазам и долеритам. Протяженность даек варьирует от 0,3 до 30 км при мощности от 5 до 12 м. Взаимоотношение даек с рудами не ясно. Дайки диабазов и долеритов параллелизуются с аналогичными по составу проявлениями средне-верхнекембрийского магматизма в соседней Сетте-Дабанской складчато-глыбовой области.

Верхнерифейские, вендские и кембрийские отложения собраны в мелкие дисгармоничные складки различного характера (асимметричные, флексуорообразные, лежащие, опрокинутые и т. д.) и размера (с амплитудой от 1 до 15—20 м).

Для рудного поля месторождения характерно широкое развитие разрывных нарушений, среди которых выделяются субмеридиональные, субширотные и диагональные. Наиболее развиты субмеридиональные нарушения, так как именно они в большей степени определяют тектонический облик рудного поля. На западном крыле Сарданской синклинали эти разрывы представлены серией сближенных субмеридиональных взбросов, образующих зону шириной 1,0—1,5 км. В мульде Сарданской синклинали, ближе к ее восточному крылу, выделяется система субмеридиональных взбросов, по которым антиклинали третьего порядка надвинуты на соответствующие синклинали. Разрывы ориентированы вдоль осей складок и плохо дешифрируются. Обычно они устанавливаются по несогласным контактам пород и геоморфологическим особенностям рельефа. Западное крыло Бытхаской синклинали осложнено серией сближенных субмеридиональных сбросов общей протяженностью более 10 км. Эти структуры установлены по данным бурения и удовлетворительно дешифрируются на аэрофотоснимках. С востока Бытхаская синклинали отделяется от Чагдинской антиклинали взбросами зоны Акринского разлома. Для субмеридиональных разрывных нарушений характерны крутые углы падения (70—80°) при западных и восточных направлениях. В пределах нарушений породы подроблены и сцементированы песчано-глинистым материалом. Рудная минерализация визуально не устанавливается. Тем не менее связь с разрывной тектоникой отдельных геохимических аномалий указывает на их потенциальную рудоносность.

Субширотные разрывные нарушения устанавливаются по аэрофотоснимкам и отдельным канавам на крыльях Сарданской синклинали и в южной части Бытхаской синклинали. По своей природе это, скорее всего, трещины отрыва мощностью от 0,1—0,2 до 1,5—3 м, выполненные подробленными породами. По дробленому материалу развиты прожилки кристаллического кальцита и доломита, в свою очередь тоже подробленные, что свидетельствует о неоднократных подвижках. Описываемые нарушения прямолинейны, имеют углы падения 70—80° и протяженность, редко превышающую 1,5 км. Рудная минерализация не устанавливается.

Диагональные разрывы северо-восточного и северо-западного простирания в основном сконцентрированы на участке периклинального замыкания Курунгской антиклинали и прилегающей части западного крыла Бытхаской синклинали. Пересекаясь с нарушениями других направ-

лений, они образуют мелкоблоковую структуру. Это обычно тектонические трещины, узкие линейные зоны трещиноватости и маломощные зоны дробления. Протяженность их не превышает первых километров, амплитуда перемещения по сместителям — до 10—20 м. Наложенная минерализация не установлена.

В пределах Сарданского рудного поля выделяется десять участков: Центральный на крутом западном крыле Курунгской антиклинали; Восточный и Оставцовый — на ее восточном крыле; Быттах — на восточном крыле Быттахской синклинали; Южный, Фланговый, Куб, Западный и Северный — на западном крыле Сарданской синклинали.

Суммарная протяженность залежей составляет около 20—25% от всей длины Селендинской синклинали. Примерно столько же приходится на долю вкрапленной свинцово-цинковой минерализации. Остальную часть слагают безрудные участки. Закономерностей в чередовании рудных и безрудных участков пока не подмечено.

Участок Центральный ограничен на севере долиной руч. Дым (севернее располагается участок Северный), а на юге — долиной р. Курунг-Дьукат (южный). В его пределах выделено три основные рудные залежи.

Первая залежь вскрыта канавой 43 (рис. 45). Оруденелым здесь является практически весь 40-метровый интервал седьмой пачки юдомской свиты. В пределах оруденелой зоны выделяется несколько тел сплошных тонкослоистых и бурундучных тонкозернистых существенно сфалеритовых руд, имеющих нечеткие и расплывчатые контуры и выделяемых лишь по результатам бороздового опробования. Между рудными телами визуально устанавливается постоянная рассеянная вкрапленность и гнездово-прожилковая минерализация сфалерита и галенита. Среди массы сплошного тонкозернистого сфалерита резко выделяются прожилковидные скопления белого кристаллического доломита с гнездами средне- и крупнокристаллического галенита и сфалерита. В зальбандовых частях таких выделений доломита широко развиты каймы перекристаллизации тонкозернистых сплошных сфалеритовых руд.

Рудные тела вытянуты вдоль слоистости пород с крутым падением на восток. Предполагается южное склонение рудных тел. На север (канавы 230) и на юг (канавы 51) рудные тела по поверхности быстро выклиниваются (см. рис. 45). Двумя скважинами, пробуренными в створе канавы 43, также устанавливается быстрое выклинивание рудных тел и с глубиной.

В пределах первой рудной залежи фиксируется разрывное нарушение северо-восточного простирания, в зоне которого отмечается перекристаллизация битуминозных доломитов и появление крупнокристаллических кальцитовых прожилков с крупнозернистым галенитом и сфалеритом.

Вторая рудная залежь (рис. 46) имеет четкую пласто-линзовидную форму, залегая согласно в брекчиевидно-полосчатых доломитах седьмой пачки юдомской свиты. Падает рудная залежь на юго-восток под углом 80—85°, параллельно запрокинутому крылу складки, и имеет южное склонение под углом около 45°.

Руды массивные и прожилково-вкрапленные существенно сфалеритовые. Галенит отмечается в виде вкраплений среди кристаллического сфалеритового агрегата. По поверхности рудная залежь прослежена более чем на 150 м. Скважиной 16 (рис. 47), вскрывшей почти весь разрез юдомской свиты, оруденение установлено на глубине 280 м в виде бедной рассеянной минерализации сфалерита и галенита. Южнее второй рудной залежи буровыми скважинами вскрыты слепые рудные тела на глубинах 200—300 м (рис. 48, 49). Эти тела находятся на разных стратиграфических уровнях и их корреляция с рудным телом второй залежи маловероятна.

Третья рудная залежь быстро выклинивается по поверхности и представлена линзовидными и прожилковидными скоплениями галенита и сфалерита в доломитизированных известняках седьмой пачки юдомской свиты, содержащих линзы и прожилки крупнозернистого кальцита. На

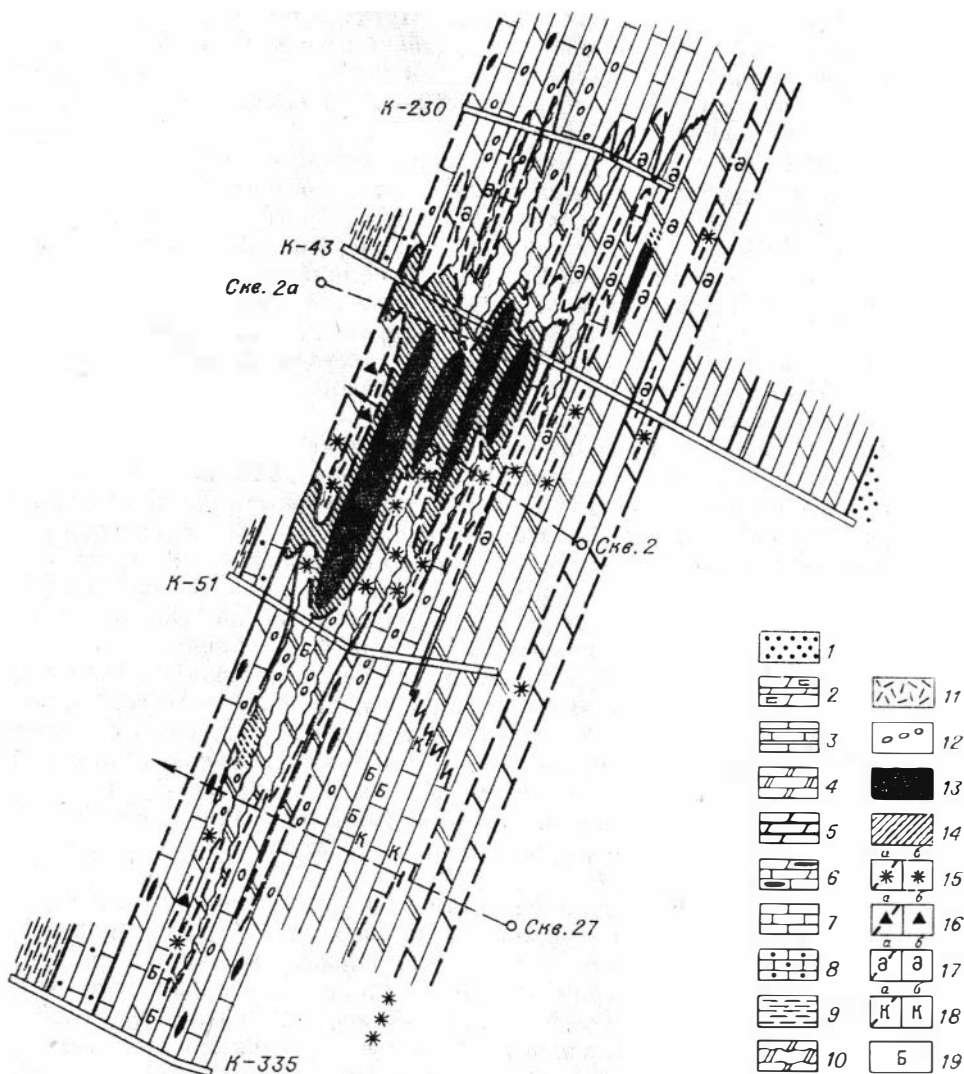


Рис. 45. План поверхности первой рудной залежи Центрального участка месторождения Сардана. Составили Б. Л. Флеров и Е. Р. Степанов.

1—7 — отложения юдомской свиты (1 — мелкозернистые песчаники второй пачки, 2 — пестрые глинистые доломиты, доломиты, алевролиты, аргиллиты третьей пачки, 3 — зеленовато-серые плитчатые тонкозернистые известняки четвертой пачки, 4 — сахаровидные доломиты пятой пачки, 5 — битуминозные доломиты шестой пачки, 6 — пятнисто-линзовидные доломиты седьмой пачки, 7 — серые тонкозернистые известняки седьмой пачки); 8—9 — отложения пестроцветной свиты (8 — глауконитовые известняки, 9 — аргиллиты); 10 — доломиты с зевровидной текстурой, 11 — аффузивные породы; 12 — кремнистые отложения; 13 — сплошные галенит-сфалеритовые руды; 14 — вкрапленные и прожилково-вкрапленные галенит-сфалеритовые руды; 15—18 — выделения в прожилках (а) и вкраплениях (б): сфалерита (15), галенита (16), крупнозернистого доломита (17), крупнозернистого кальцита (18), 19 — выделения битума в прожилках и гнездах.

глубину третья рудная залежь прослеживается в виде вкрапленной галенит-сфалеритовой минерализации среди брекчиевидно-полосчатых доломитов. Кроме того, в залегающих выше доломитизированных известняках установлены две маломощные зоны рассеянной и прожилковой минерализации, представленные брекчированными рудоносными доломитами и белым кристаллическим кальцитом в качестве цемента брекчии.

Стратиграфически ниже основной рудной залежи скв. 3 вскрыто еще одно слепое рудное тело. Оно отличается неоднородностью в строении (рис. 50). Нижнюю часть рудного тела составляют линзовидные гнезда пирита и редкие галенит-сфалеритовые прожилки в серых мелкозернистых доло-

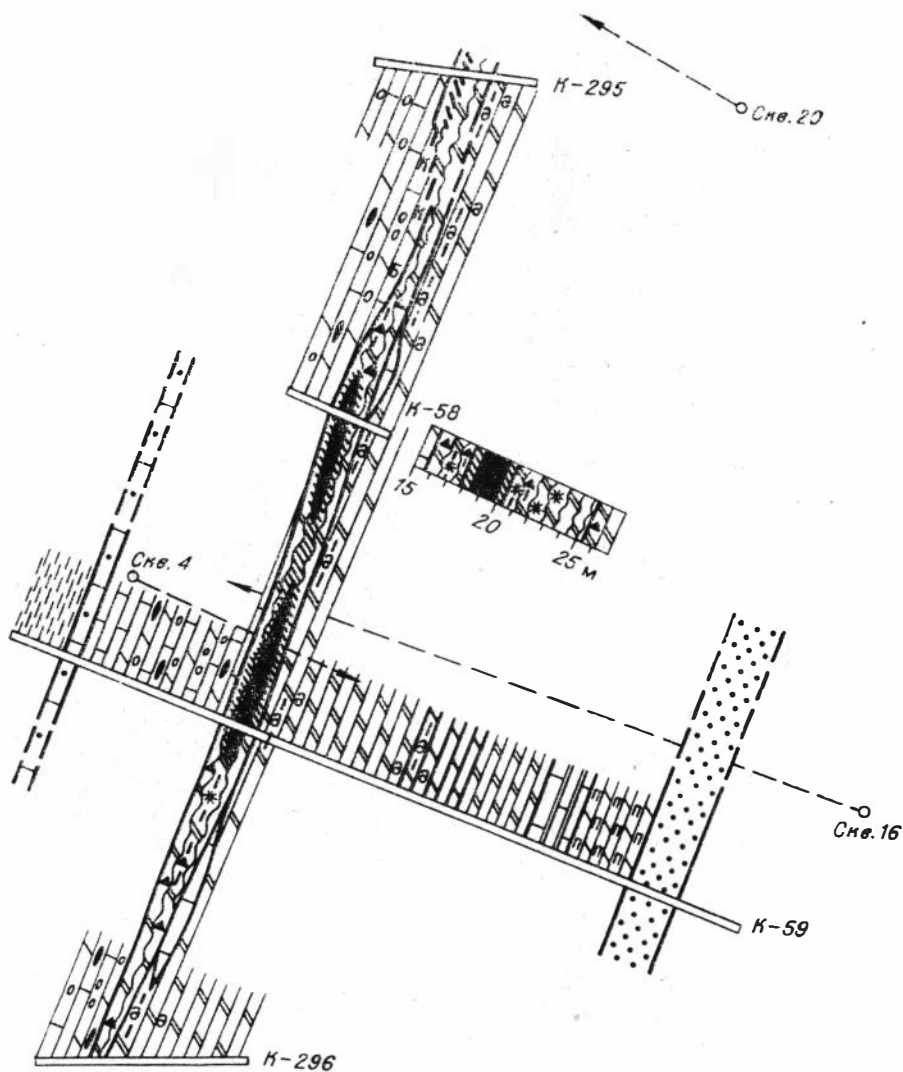


Рис. 46. План поверхности второй рудной залежи Центрального участка месторождения Сардана. Составили Б. Л. Флеров и Е. Р. Степанов. Усл. обозн. см. на рис. 45.

митах; среднюю — сплошные сфалеритовые тонкозернистые руды с рассеянной вкрапленностью сфалерита и пирита и, наконец, верхнюю — сплошные мелкозернистые серноколчеданные руды. Скопления среднезернистых агрегатов и отдельные вкрапленники сфалерита отмечаются в периферических частях прожилковидных выделений белого крупнокристаллического доломита. Галенит образует редкие зерна, вкрапленники и прожилки. На поверхности нижнему рудному телу, видимо, соответствует зона рассеянной минерализации вблизи битуминозного горизонта шестой пачки юдомской свиты. Помимо описанных рудных залежей на Центральном участке имеется ряд рудных пересечений, в которых оруденение проявлено в меньших масштабах.

На участках Восточном и Останцовом, приуроченных к восточному крылу Курунгской антиклинали, проявления рудной минерализации установлены в седьмой пачке юдомской свиты. Характер оруденения гнездов-вкрапленный и лишь на Восточном участке вскрыта небольшая линзовидная залежь сплошных сфалеритовых руд. На участке Останцовом седьмая



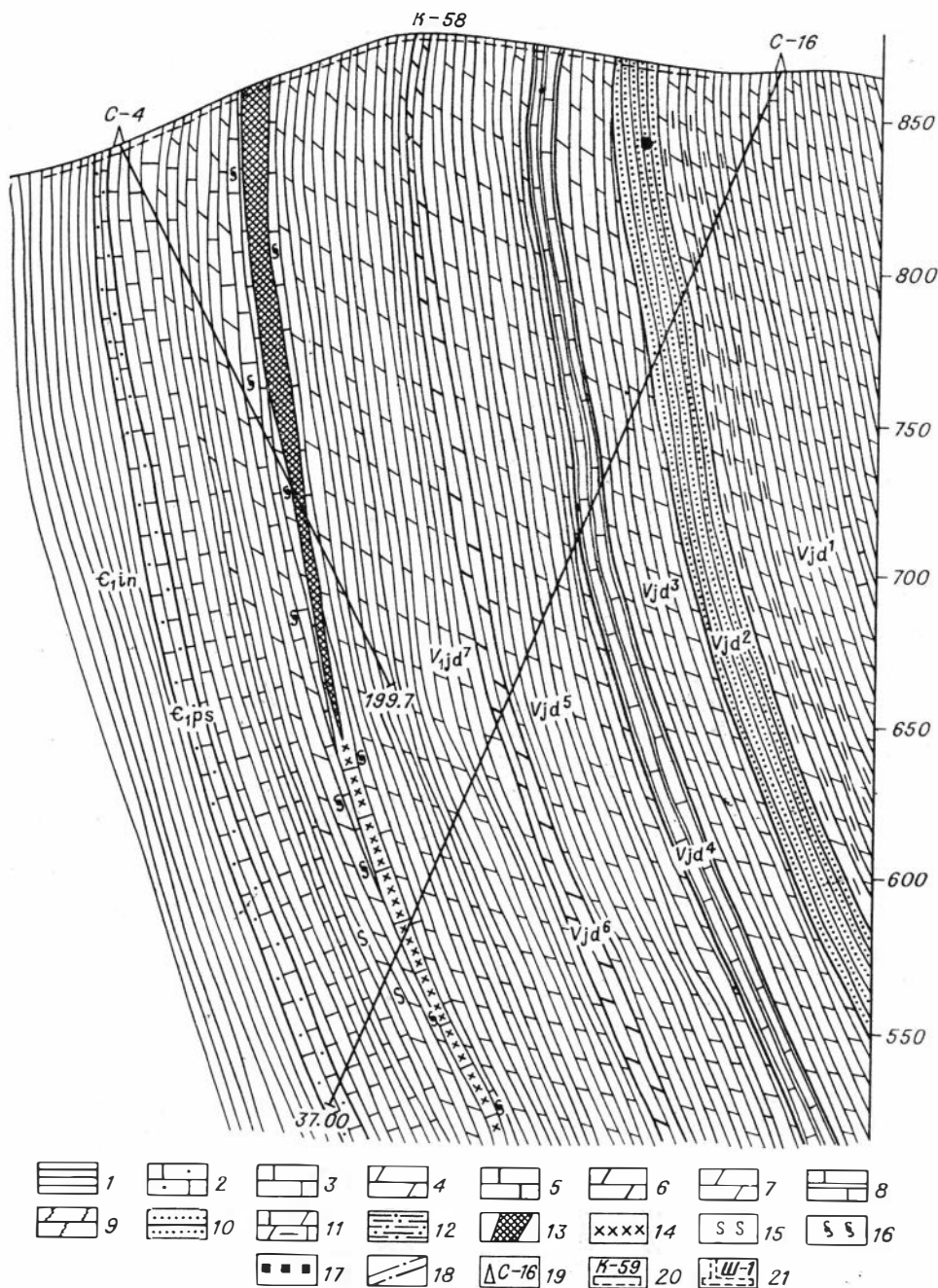


Рис. 47. Геологический разрез второй рудной залежи Центрального участка месторождения Сардана. Составил В. Д. Боговин.

1 — кремнисто-глинистые сланцы инниканской свиты ( $C_{1in}$ ); 2 — глауконитовые известняки пестроцветной свиты ( $C_{1ps}$ ); 3—11 — отложения юдомской свиты: 3 — известняки седьмой пачки ( $Vjd^7$ ), 4 — доломиты седьмой пачки ( $Vjd^7$ ), 5 — битуминозные известняки шестой пачки ( $Vjd^6$ ), 6 — битуминозные доломиты шестой пачки ( $Vjd^6$ ), 7 — доломиты пятой пачки ( $Vjd^5$ ), 8 — известняки четвертой пачки ( $Vjd^4$ ), 9 — пестроцветные мергели, глинистые доломиты третьей пачки ( $Vjd^3$ ), 10 — полевшпат-кварцевые песчаники второй пачки ( $Vjd^2$ ), 11 — доломиты, известняки, глинистые доломиты первой пачки ( $Vjd^1$ ); 12 — алевролиты, аргиллиты усть-кирбинской свиты (PR,uk); 13 — стратиформное свинцово-цинковое оруденение; 14 — рассеянная рудная минерализация; 15 — кальцитизация; 16 — доломитизация; 17 — вкрапленность пирита; 18 — разрывные нарушения; 19 — проекции скважин; 20 — каналы; 21 — шурфы.

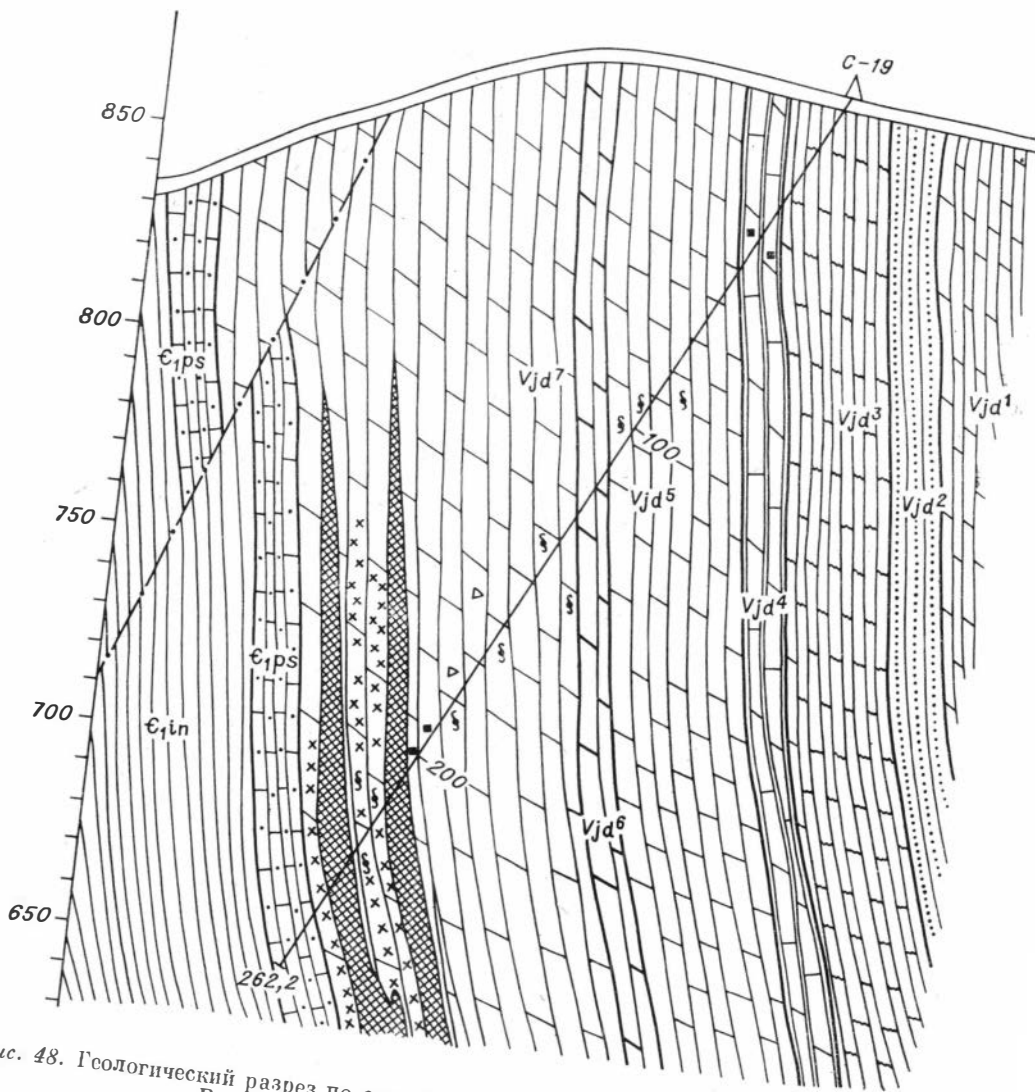


Рис. 48. Геологический разрез по скв. 19 к югу от второй рудной залежи. Составил В. Д. Боговин. Усл. обозн. см. на рис. 47.

пачка юдомской свиты сложена исключительно известняками. Оруденение здесь представлено гнездовыми, прожилковидными скоплениями и отдельной вкрапленностью сфалерита и галенита. Морфология рудного тела (по данным опробования) — линзовидная залежь мощностью до 9 м и протяженностью до 100 м.

В пределах участка Южного, Флангового, Куба, Западного и Северного (западное крыло Сарданской синклинали) оруденение в основном представлено гнездово-вкрапленными, вкрапленными и прожилковидными рудами. Они приурочены преимущественно к мелкозернистым доломитам пятой пачки юдомской свиты. В пределах битуминозного горизонта метакристаллы и гнезда крупнокристаллического галенита в прожилках и галенитовая минерализация установлена на участке Южном. Это белого кристаллического кальцита. В седьмой пачке юдомской свиты бедные вкрапленные руды выявлены на участках Куб и Западный и лишь на Ожном вскрыта залежь богатых гнездово-вкрапленных руд в брекчиевидных о-полосчатых доломитах. Мощность залежи не превышает первых метров. Предполагается склонение рудной залежи в северо-восточном направлении.

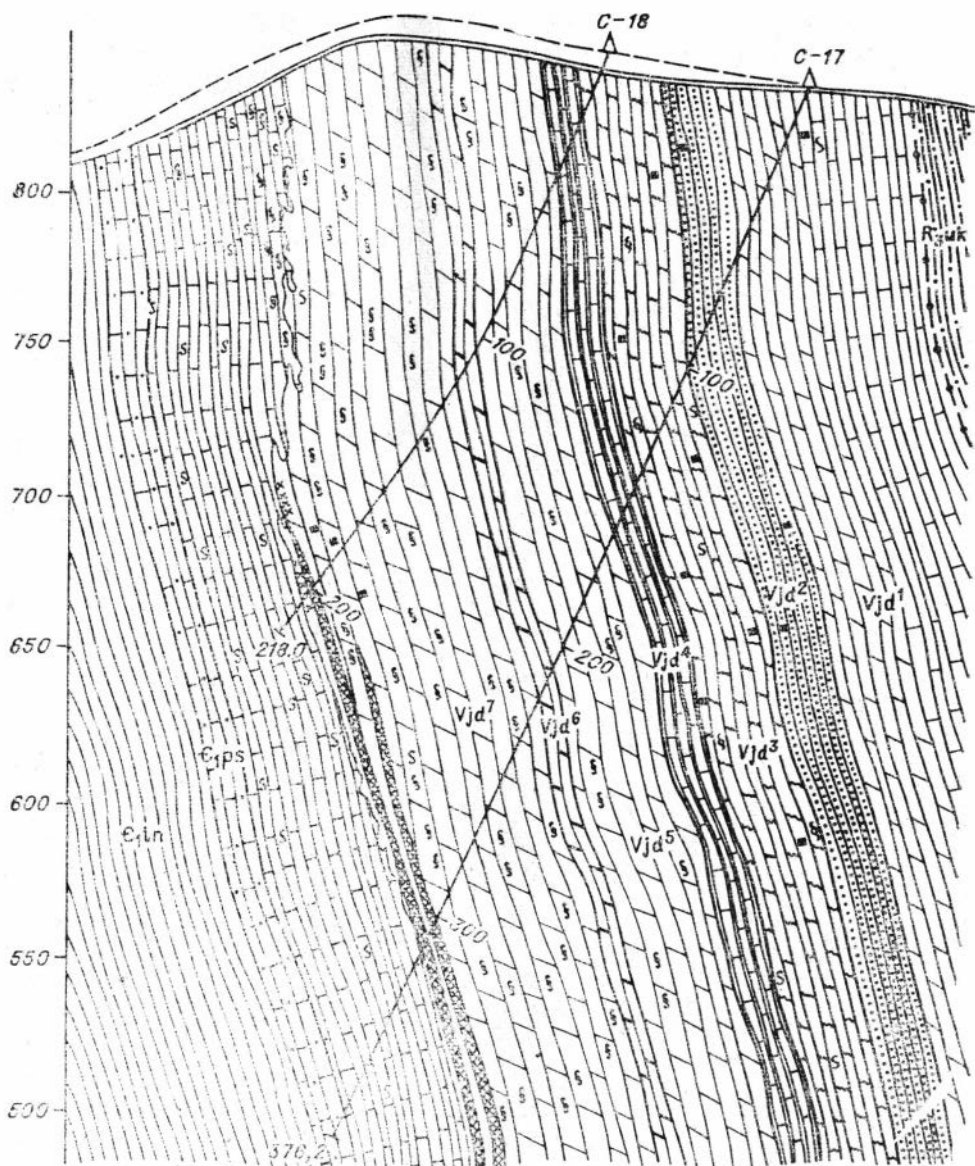


Рис. 49. Геологический разрез по скважинам 17 и 18 к югу от второй рудной залежи Центрального участка месторождения Сардана. Составил В. Д. Боговин. Усл. обозн. см. на рис. 47.

Определение эффективной пористости главных типов пород Сарданского рудного поля (табл. 25) показало, что рудная минерализация наиболее часто локализуется в тех породах юдомской свиты, где средняя эффективная пористость варьирует от 1,10 до 1,74, тогда как в безрудных интервалах она не поднимается выше 1,0. Пространственно участки пород с относительно повышенной эффективной пористостью отвечают участкам диагенетической доломитизации первичных карбонатных илов.

Уруйское рудное поле в геоструктурном отношении находится в зоне сочленения Бытхаской синклинали и Чагдинской горст-антиклинали (на площади пологого залегания пород юдомской свиты).

Бытхаская синклиналь имеет асимметричное строение с крутым восточным (от 40—60° до вертикального) и более пологим западным (30—45°) крыльями. Мульда структуры выполнена отложениями кембрия и перми, на

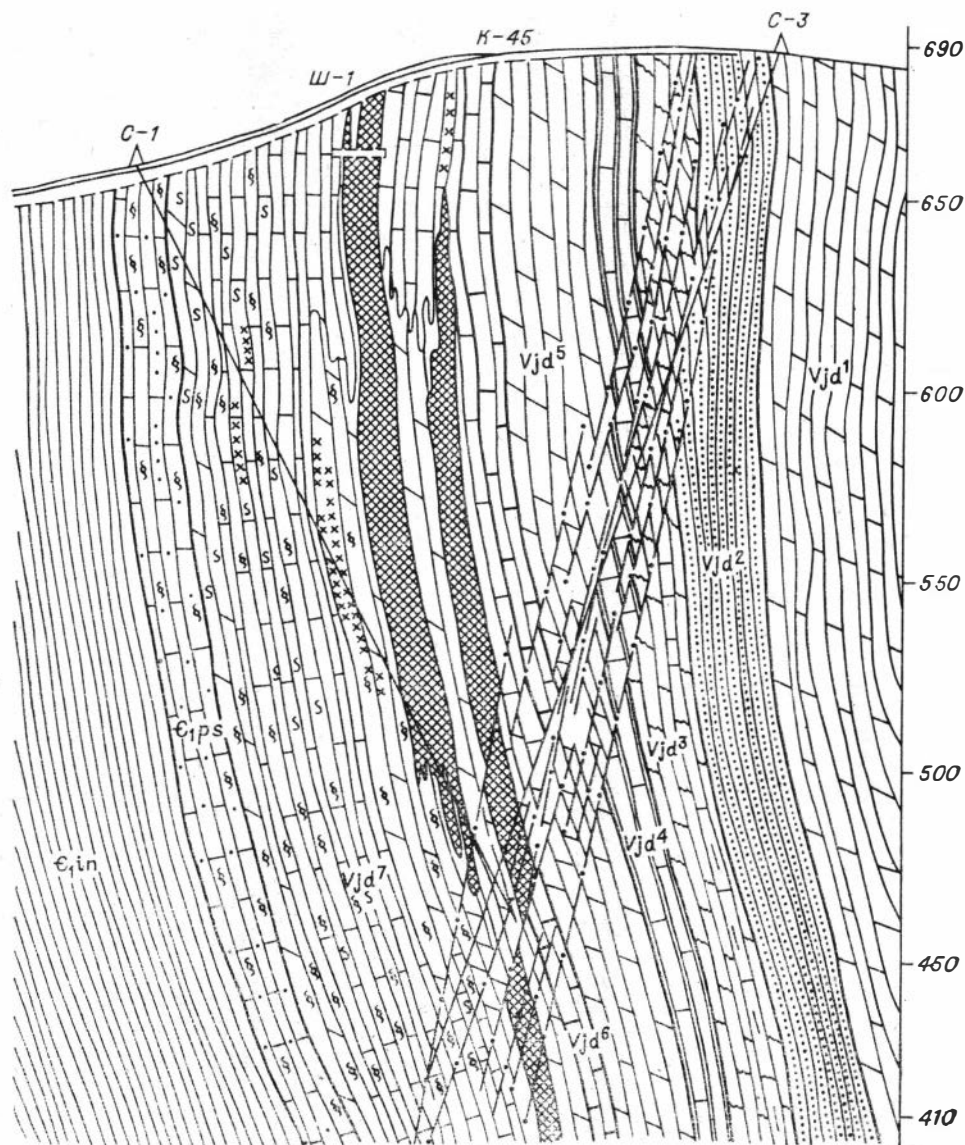


Рис. 50. Геологический разрез третьей рудной залежи Центрального участка месторождения Сардана. Составил В. Д. Боговин. Усл. обозн. см. на рис. 47.

крыльях обнажаются породы верхнего протерозоя и венда. Восточное крыло синклинали осложнено ветвью Акринского разлома северо-северо-западного направления. Акринский разлом отделяет Бытахскую синклинали от Чагдинской горст-антиклинали и представляет собой систему сближенных взбросов и сбросов с крутыми падениями в западном и восточном направлениях. Суммарное перемещение пород по сместителям достигает 100—200 м.

Чагдинская горст-антиклиналь характеризуется пологим залеганием пород в своде структуры. Западное крыло антиклинали полого погружается на запад, причляясь к Акринскому разлому, а восточное срезано Бытахским разломом, выделяемым путем картирования контакта вендских отложений с отложениями среднего кембрия. Бытахский разлом — это крутопадающий на запад взброс с амплитудой смещения 500—600 м. При дешифрировании аэрофотоснимков установлены разрывные наруше-

## Эффективная пористость главных типов пород Сарданинского рудного поля

Свита	Пачка	Порода	Число образцов	Эффективная пористость, %		
				от	до	средняя
<i>Сквжина № 7</i>						
Чайская		Мергель	2	1,16	1,05	1,10
Инниканская		Кремнисто-глинистые сланцы	4	1,40	0,49	0,95
Пестроцветная		Известняки глауконитовые	2	0,77	0,42	0,70
Юдомская	VII	Известняки частично доломитизированные	8	0,79	0,60	0,67
	VI	Битуминозный доломит	1	1,10	1,10	1,10
	V	Доломит сахаровидный	2	2,12	1,35	1,74
	IV	Известняки плитчатые	3	0,84	0,58	0,71
	III	Пестрые доломиты	4	0,89	0,61	0,75
	II	Кварцевый песчаник	3	1,01	0,75	0,91
	I	Доломитовый известняк	1	1,06	1,06	1,06
<i>Сквжина № 9</i>						
Юдомская	VII	Известняк, частично замещенный сахаровидным доломитом	5	2,20	0,34	1,15
		Доломит сахаровидный	7	2,12	0,75	1,42

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории геологической станции ИГЕМА г. Ленинград). Аналитик М. Д. Кандлина.

ния субширотного и северо-восточного простирания. Наложенная минерализация в зонах разрывных нарушений не известна.

Уруйское рудное поле объединяет три участка: Западный (западное крыло Быттахской синклинали), Восточный (сводовая часть Чагдинской антиклинали) и Центральный (зона Акринского разлома).

В пределах Западного и Восточного участков известно вкрапленное галенитовое и галенит-сфалеритовое оруденение в пятой пачке юдомской свиты, располагающееся непосредственно ниже горизонта черных битуминозных доломитов. В самом горизонте битуминозных доломитов А. К. Иогансон (1972 г.) отмечает бедное тонковкрапленное оруденение сфалерита и галенита. Мощность зон оруденелых пород редко превышает 1—2 м, а протяженность — первых десятков метров. Околорудных изменений вблизи минерализованных зон не отмечается.

В пределах Центрального участка Уруйского рудного поля (рис. 51). оруденение локализовано в породах седьмой пачки юдомской свиты в виде трех самостоятельных залежей, сопровождаемых более мелкими проявлениями свинцово-цинковой минерализации. Угол падения рудных залежей варьирует от 30 до 45° и более в точном соответствии с углом залегания вмещающих пород.

Первая залежь представлена пятнистыми галенит-сфалеритовыми рудами с участками сплошных тонкозернистых сфалеритовых руд. Контакты с вмещающими доломитами постепенные. Мощность первой залежи изменяется от первых десятков сантиметров до первых метров. Разломами залежь разбита на ряд блоков, часто срезана. По этим блокам она прослежена на 1200 м. Данные колонок бурения подтвердили сложное блоковое строение участка и подсекли маломощную зону бедных прожилково-вкрапленных руд на глубине.

Вторая рудная залежь имеет в своем составе два сближенных тела прожилково-гнездово-вкрапленных галенит-сфалеритовых руд, разделен-

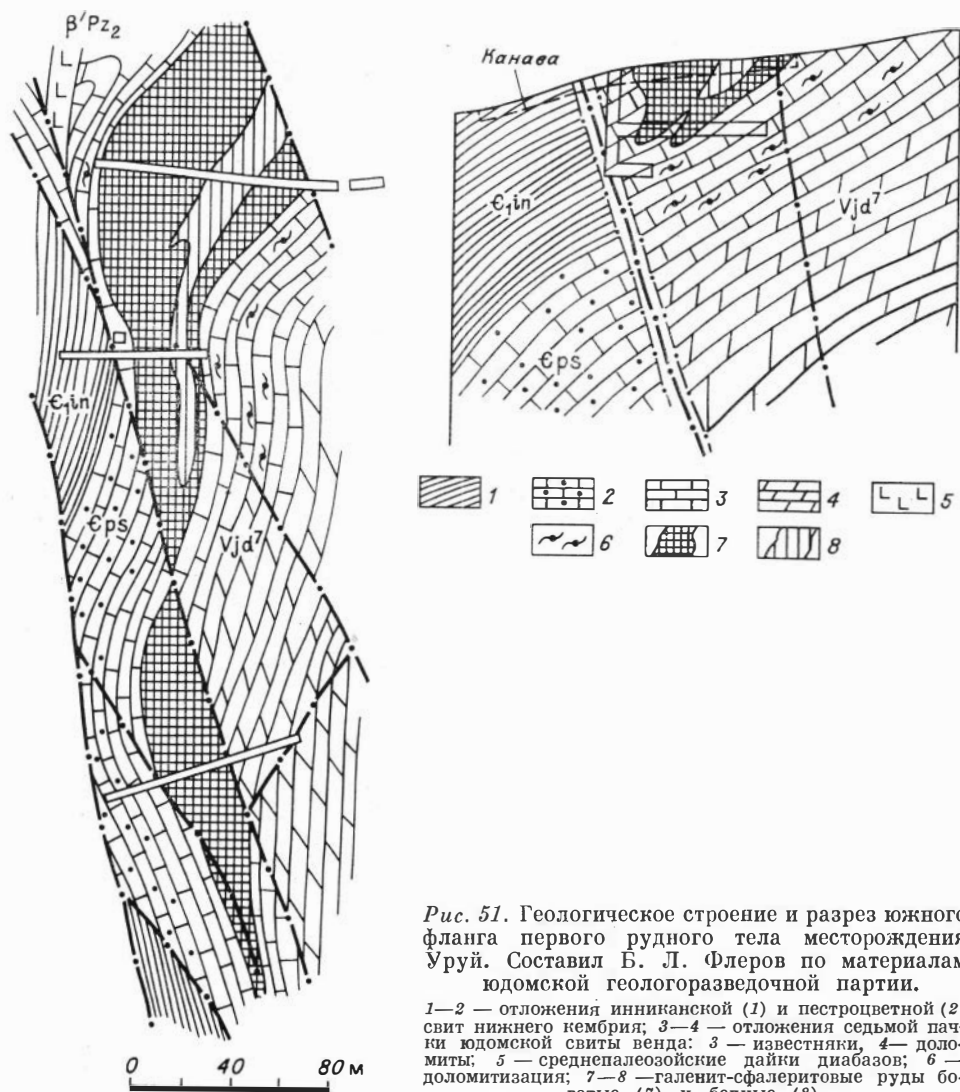


Рис. 51. Геологическое строение и разрез южного фланга первого рудного тела месторождения Уруй. Составил Б. Л. Флеров по материалам юдомской геологоразведочной партии.

1—2 — отложения инниканской (1) и пестроцветной (2) свит нижнего кембрия; 3—4 — отложения седьмой пачки юдомской свиты венда: 3 — известняки, 4 — доломиты; 5 — среднепалеозойские дайки диабазов; 6 — доломитизация; 7—8 — галенит-сфалеритовые руды богатые (7) и бедные (8).

ных безрудными доломитами мощностью около 15 м. Рудные тела имеют согласное залегание с напластованием вмещающих пород. Прослеженная длина рудных тел достигает первых сотен метров. Рудные тела осложнены разрывной тектоникой с перемещением отдельных блоков и сдвоением разрезов.

Третья рудная залежь включает прожилково-гнездово-вкрапленное оруденение и сплошные галенит-сфалеритовые руды. Контакты с вмещающими породами согласные. Третья залежь прослежена по простиранию горными выработками в отдельных блоках, заключенных между разрывными нарушениями (зона Акринского разлома) на расстоянии в первые сотни метров. Мощность варьирует от первых метров до первых десятков. Наряду с галенит-сфалеритовыми рудами установлены и кальцит-галенитовые (небольшие линзы и «карманообразные» скопления, секущие вмещающие породы и галенит-сфалеритовые руды).

**Рудопроявление Сордонгнох.** По данным А. К. Иогансона, Э. И. Кутырева и др. (1972 г.), в пределах рудопроявления Сордонгнох гнездово-вкрапленная галенит-сфалеритовая минерализация приурочена к доломитам седьмой пачки юдомской свиты. Мощность рудной части разреза



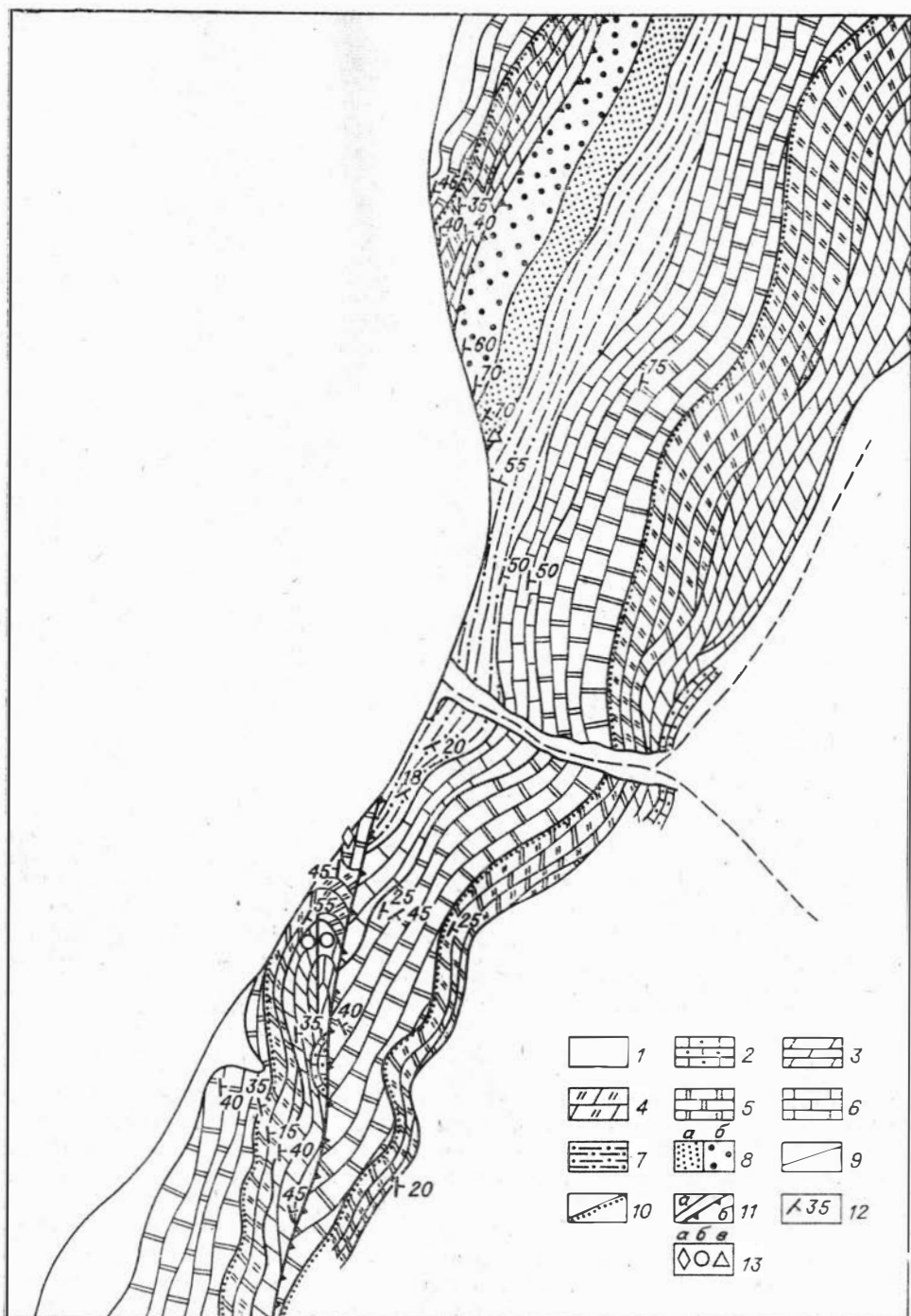


Рис. 52. Геологическое строение района рудопроявления Прогнозного.

1 — четвертичные аллювиальные отложения; 2 — отложения пестроцветной свиты нижнего кембрия; 3—4 — отложения юдомской свиты венда; 3 — нижняя часть свиты, 4 — верхняя часть свиты; 5—8 — отложения майской серии среднего шифера (свиты: 5 — ципандинская, 6 — малгинская, 7 — ромнинская, 8 — эннинская (а — нижняя, б — верхняя подсвита)); 9 — границы свит; 10 — границы несогласного залегания; 11 — разрывные нарушения (а — главный разлом, б — оперяющие разломы); 12 — элементы залегания слоев: 13 — рудопроявления (а — барита, б — свинца и цинка, в — меди).

около 22 м. В ассоциации с галенитом и сфалеритом отмечаются пирит, марганцовистый сидерит и анкерит.

**Рудопроявление Прогнозное** расположено на правом берегу р. Алдан, в 10—12 км выше устья р. Белой (Ханда) и отстоит от проявлений Сарданинского рудного поля более чем на 100 км. Характеристика рудопроявления приводится по материалам А. Е. Иогансона и А. П. Кропачева (1976).

В геоструктурном отношении рудопроявление Прогнозное приурочено к крупной Кыллахской антиклинали, свод которой осложнен серией кулисно расположенных разрывов типа надвигов и взбросов (зона Кыллахского разлома). Осевая часть Кыллахской антиклинали сложена рифейскими, вендскими и кембрийскими отложениями (рис. 52).

Главный разрыв, ориентированный в субмеридиональном направлении вдоль правого борта р. Алдан, имеет падение плоскости сместителя на восток—юго-восток под углом около 70°. Стратиграфическая амплитуда перемещения по нему на участке рудопроявления составляет 300 м. В крыле главного разрыва слои залегают моноклинально, с падением на восток—юго-восток под углом 30—50°, редко до 75°. В лежащем крыле установлены две сопряженные складки (до нескольких сотен метров шириной), круто погружающиеся в южном направлении под углом 30° в пределах рудопроявления и образующие флексуобразный перегиб. Плоскостью главного разрыва они срезаются под острым углом.

Галенит-сфалеритовая минерализация локализована в фосфатоносных доломитах пятой пачки, вскрытых в замковой части синклинали, и залегает непосредственно под горизонтом битуминозных известняков. По коренным выходам и аллювиально-делювиальным свалам оруденение по простиранию прослежено с перерывом в западных и восточных крыльях синклинали на расстояние около 1 км. Выделяются прожилково-вкрапленные и вкрапленные пятнистые руды. Первые (прожилково-вкрапленные) характеризуются послойными прожилковидными выделениями пирит-галенит-сфалеритового и галенит-сфалеритового состава по волнистым плоскостям наложения и микростилолитовым поверхностям в светло-сером мелкокристаллическом доломите. Мощность рудных прослоев достигает 1 см, нерудных — 2—10 см. Вкрапленные пятнистые руды с метакристаллами галенита и сфалерита отмечаются в светло-серых и слабо битуминозных, мелкозернистых, сильно пористых доломитах. Метакристаллы галенита и сфалерита (до 1 см) заполняют пустоты в породе и частично корродируют идиоморфные зерна доломита, пойкилитово-включенные в метакристаллы сульфидов. Зерна бурого изотропного фосфата располагаются в интерстициях зерен доломита, часто в ассоциации с аутигенным кварцем и метакристаллами сульфидов. Сплошных тонкозернистых сфалеритовых руд сарданинского типа не встречено.

## § 2. ЭЛЕМЕНТЫ ЗОНАЛЬНОСТИ В РУДНЫХ ТЕЛАХ

Элементы зональности в рудных залежах (рудных телах) проявляются в последовательной смене по простиранию рудных залежей и вкрест их различных текстурных и минералогических типов руд, а также в некотором изменении содержаний в них элементов-примесей. В известной мере зональность отражается и в физико-механической анизотропии рудовмещающих пород.

В общем случае горизонтальная зональность по простиранию рудных залежей и вкрест их выражается в последовательной смене массивных и полосчатых руд, характеризующих центральные части рудных тел, гнездовыми и прожилково-вкрапленными рудами на флангах.

Определенная симметрия наблюдается также в смене вкрест простирания отдельных рудных тел различных минералогических типов руд. Так,



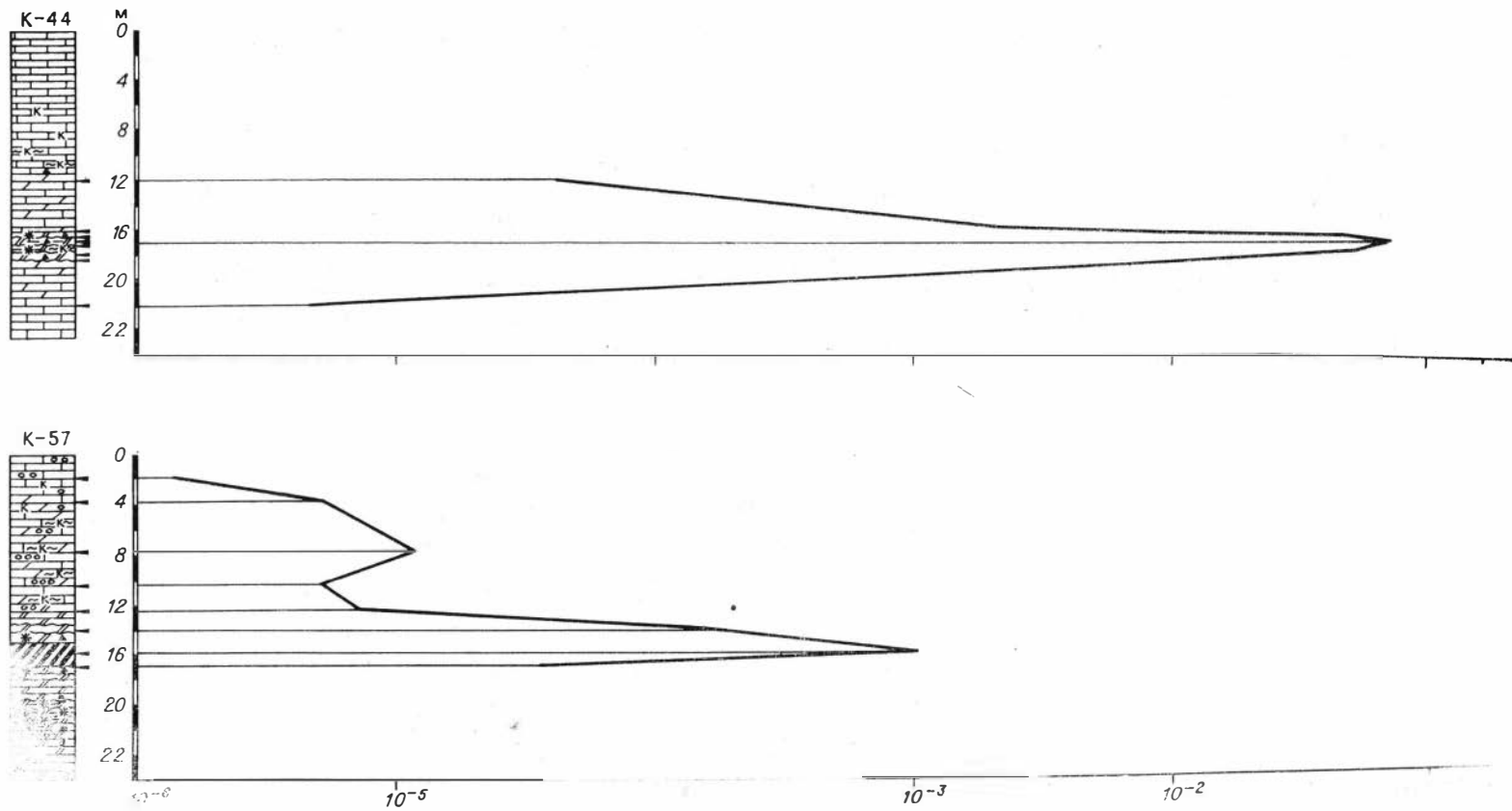


Рис. 53. Характер концентрации ртути в галенит-сфалеритовых рудах и рудовмещающих породах по данным спектрального анализа. Стрелками показаны места отбора проб. Усл. обозн. на колонках см. на рис 45.

**Распределение элементов-примесей в сфалерите из рудных залежей  
Центрального участка месторождения Сардана**

Залежь	Кадмий, %	Серебро, г/т	Таллий, усл. ед.	Германий, усл. ед.
Вторая . . . . .	0,43(5)	54(5)	0,78(8)	1,24(13)
Первая . . . . .	0,25(4)	80(1)	0,58(7)	1,97(8)
Третья . . . . .	0,30(2)	63(1)	1,00(3)	1,00(4)

Пр и м е ч а н и е. В скобках указано число анализов.

в рудном теле, вскрытом скв. 28 в пределах Сарданинского рудного поля, в центральной его части преобладают массивные серноколчеданные руды. В зальбандах эти руды сменяются мелкозернистыми пирит-сфалеритовыми с доломитом и доломит-галенит-сфалеритовыми. Внешние зоны рудного тела и в этом случае представлены прожилково-вкрапленными галенит-сфалеритовыми рудами. В рудном теле, подсеченном скв. 3 (третья рудная залежь Центрального участка), нижняя часть представлена линзовидными гнездами пирита и редкими прожилками галенит-сфалеритового состава в серых мелкозернистых доломитах. Стратиграфически выше залегают сплошные существенно сфалеритовые руды с рассеянной вкрапленностью пирита и галенита. Еще выше наблюдается мелкозернистая серноколчеданная руда. Сфалерит фиксируется в периферических частях прожилков белого кристаллического доломита, а галенит образует немногочисленные гнезда, вкрапления и прожилки. Е. Р. Степанов указывает на резкое уменьшение содержания ртути от массивных и полосчатых руд к вкрапленным рудам и вмещающим их породам (по сравнению с фоном ртути), что также, видимо, можно рассматривать как элемент зональности (рис. 53).

Проявления зональности по простиранию зоны, обусловленные изменением содержания элементов-примесей в сфалерите, были зафиксированы в пределах наиболее изученного в этом отношении Центрального участка. Максимальные содержания германия, отчасти серебра здесь фиксируются в рудах первой рудной залежи. К югу и северу от нее содержание этих элементов снижается (табл. 26), в то время как содержание кадмия и таллия напротив, возрастает. Такое распределение элементов-примесей, видимо, отражает последовательность формирования различных парагенетических минеральных ассоциаций.

Элементы вертикальной зональности выражены недостаточно отчетливо и не всегда обосновываются тем фактическим материалом, который накоплен к настоящему времени. По-видимому, на данной стадии изученности целесообразно лишь наметить основные контуры такой зональности. Так, в верхних частях третьей рудной залежи вскрыты существенно галенит-доломитовые руды, в то время как по падению отмечается существенное преобладание в составе руд сфалерита. Севернее первой рудной залежи существенно сфалеритовые руды на глубине сменяются сфалерит-пиритовыми (скв. 28).

## Глава V

### ПАРАГЕНЕТИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ И ТЕКСТУРНО-СТРУКТУРНЫЕ ОСОБЕННОСТИ РУД

Минеральный состав руд свинцово-цинковых проявлений Кыллахской зоны отличается крайним однообразием и простотой, что отмечается всеми исследователями этого региона. Среди первичных рудных минералов наиболее распространены сфалерит, галенит, пирит, марказит, значительно

реже — арсенопирит и в единичных случаях — халькопирит. Отношение главных рудообразующих минералов — сфалерита и галенита — постоянно не только в пределах отдельных участков, но даже в пределах отдельных рудных тел. Так, например, в массивных рудах месторождения Сардана отношение свинца к цинку составляет 1 : 4 (Горбунов и др., 1972), в то время как в рудах участка Прогнозное свинец заметно преобладает над цинком (Иогансон, Крошачев, 1976). Из нерудных минералов постоянно отмечаются доломит, кальцит, кварц, редко — барит и анкерит, а в пределах рудопроявления Сордонгнох — марганцовистый сидерит и анкерит, причем доломит, кварц и кальцит достаточно распространены. В зоне окисления и вторичного сульфидного обогащения наряду с первичными минералами присутствуют смитсонит, церуссит, англезит, пироморфит, монгеймит, лимонит и, по данным ЦНИГРИ, крокоит, плюмбоарозит, госларит, каламин.

Изучение состава и последовательности образования минералов руд Сарданинского и Уруйского рудных полей, с учетом материалов других исследователей по аналогичным проявлениям Кыллахской зоны, позволило наметить ряд последовательно возникших парагенетических минеральных ассоциаций. Уже при беглом знакомстве с минеральным составом руд обращает на себя внимание определенная повторяемость одних и тех же минералов в разных парагенезисах, являющихся в самом общем виде производными единого рудно-геохимического процесса. Вместе с тем изучение характера взаимоотношений и распределения минералов и ассоциаций минералов, анализ поведения элементов-примесей в главных рудообразующих минералах по типам руд и стадийности рудного процесса, отражающей прежде всего характер преобразования минерального вещества, а также результаты геохимических наблюдений позволяют выделять три главные парагенетические минеральные ассоциации, отвечающие основным стадиям и этапам процесса рудообразования: кварц-доломит-марказит-пирит-галенит-сфалеритовую, доломит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовую и доломит-кальцит-сфалерит-галенитовую.

**Кварц-доломит-марказит-пирит-галенит-сфалеритовая ассоциация** является, по нашим представлениям, самой ранней. Слагающие ее минералы отличаются от более поздних ассоциаций тонко- и мелкозернистостью, иногда глобулярным строением, находясь, как правило, в тесных сростаниях друг с другом. Иногда пирит обнаруживает тенденцию к пространственному обособлению в виде мономинеральных агрегатов желваковых стяжений (фото 14). Главные минералы — пирит, галенит и сфалерит — находятся в переменных количествах, но всегда сопутствуют друг другу. По количественному соотношению минералов выделяются галенит-сфалеритовые, пирит-галенит-сфалеритовые и пиритовые руды.

Обычно сфалерит в пирит-галенит-сфалеритовых и галенит-сфалеритовых рудах образует сплошную массу (напоминая тонкозернистые сидеритовые руды) или густую и рассеянную вкрапленность среди карбонатных пород. Сплошные руды при любых соотношениях в них карбонатов и сфалерита не обнаруживают признаков дифференциации и сложены гипидиоморфнозернистым агрегатом рудных минералов и карбоната. В пиритовых рудах иногда отмечается дифференцированность. Структурный план дифференциации в данном случае конкреционный. Для сплошных масс сфалерита характерна полосчатая текстура, обусловленная правильной ритмичной повторяемостью слоевых единиц. Как правило, намечается двучленное строение за счет чередования полос, в составе которых присутствуют кремнистые стяжения и карбонатные линзовидные прослои и линзы, сцементированные тонкозернистым сфалеритом с полосами крупнозернистого доломита (фото 15). Серые и светло-серые карбонатные линзовидные прослои и линзы имеют в плане чаще всего эллиптическую форму, иногда с раздувами и пережимами. Края линз тупо-округленные, либо вытянуты, но ни разу не наблюдалось расщепление или ветвление их. Иногда

карбонатные линзы не имеют продолжения в плоскости рудного слоя. Нижняя граница карбонатных линз неровная, местами волнистая, верхняя часто более ровная. Размеры карбонатных линзовидных прослоев и линз самые различные: от первых миллиметров до первых сантиметров по мощности и от первых сантиметров до первых десятков сантиметров по laterали. Микроскопическое изучение таких карбонатных линз показало, что они сложены слабо раскристаллизованным пелитоморфным карбонатным материалом, переходящим на отдельных участках в гранобластовый агрегат зерен доломита. Темно-серые кремнистые стяжения состоят из криптозернистого и волокнистого кварца и халцедона, чем резко отличаются от вмещающей породы. Они имеют округлую, вытянутую эллипсовидную или неправильную форму и часто как бы нанизаны на одну ось. Как правило, в кремнистых стяжениях отмечаются рассеянная вкрапленность мелкозернистого пирита с размером в сотни доли миллиметра и скопления скрытокристаллического марказита, образующие пятнистую микротекстуру. Сфалерит в кремнистых стяжениях встречается значительно реже, находясь в тонком срастании с доломитом. Такие доломит-сфалеритовые обособления иногда имеют пиритовую оболочку (каемочная микротекстура). Рудные прослои без кремнистых стяжений и карбонатных линз на поверхности породы часто кажутся однородными и их ритмичная горизонтальная слоистость (слоистость второго порядка) выявляется только после шлифовки. В пределах рудного прослоя тончайшие (мощность от первых десятков до 1 мм) коричневатые сфалеритовые слойки, чередующиеся со светлыми с коричневатым оттенком сфалерит-карбонатными, образуют пачки.

В сплошных тонко- и мелкозернистых сфалеритовых рудах встречены трещины усыхания, текстурные рисунки пластических инъекций и конседиментационное брекчирование.

Трещины усыхания отмечены в тонкозернистых прослоях сфалеритовых руд, вскрытых канавой 43 на участке Центральном месторождения Сардана. Такие трещинки заполняются тонкозернистым материалом залегающего выше карбонатного прослоя.

В траншее 12 В. Д. Боговин наблюдал взламывание мелкозернистых доломит-сфалеритовых прослоев, смещение обломков рудного прослоя относительно друг друга и цементацию их тонкозернистым карбонатным и рудным материалом (фото 16). Также четко виден (фото 17) разрыв прослоев слоистой доломит-сфалеритовой руды с внедрением доломитового шва в ослабленной зоне. Образование таких рудных брекчий связано либо с конседиментационными внутриформационными размывами, либо с процессами оползания еще не отвердевших рудных и нерудных слойков.

Как и во вмещающих породах, в сплошных тонкозернистых сфалеритовых рудах Сарданинского рудного поля и в оруденелых доломитах месторождения Уруй, сложенных кварц-доломит-марказит-пирит-галенит-сфалеритовой парагенетической минеральной ассоциацией, нередко наблюдаются рисунки зубчатого шва, которые могут рассматриваться как стилолиты. Многократное чередование в пределах штуфа взаимно параллельных стилолитовых швов (или сочленений) определяет своеобразную стилолитовую текстуру руд и оруденелых доломитов.

По стилолитовому шву проходит тонкая (пленочная) «прокладка» из глинистого (слюдистого) и органического вещества, пигментированного нередко соединениями железа (скорее всего, гидратами окиси железа и гематитом). По форме стилолитовых элементов такие сочленения могут быть отнесены к столбчатым, а по размерам — к мелким (0,1—0,5 мм). Вершины столбиков более или менее плоские. На их вершинах глинисто-железистая прокладка образует «шапочку», которая тем толще, чем длиннее столбик. Из сульфидных минералов в глинистой массе стилолитового шва чаще всего фиксируется пирит в виде мелких кубических кристаллов или зерен с недоразвитыми гранями. Сфалерит и галенит по отношению к

стилолитовым швам ведут себя двояко. В одних случаях глинистое вещество стилолитов, видимо, выполняло роль экрана, определяя концентрацию галенита и сфалерита под нижней плоскостью шва (фото 18), в виде микрогнездообразных выделений. В других случаях, галенит и сфалерит встречаются непосредственно в глинистом веществе стилолитового шва. Вопросы формирования стилолитов рассмотрены в § 3.

Наряду с формированием сплошных зернистых масс сфалерит и галенит образуют вкрапленники в доломитизированных известняках и сахаровидных доломитах как в лежачем, так и висячем боках сплошных руд и на их выклинке (вкрапленные текстуры). Широкое развитие руд вкрапленной текстуры послужило основанием для выделения вкрапленного типа оруденения. Имеются случаи постепенного перехода бедных вкрапленных руд в сплошные.

Величина вкраплений галенита и сфалерита самая различная — от сотых до первых долей миллиметра, причем размер вкрапленников галенита всегда несколько больше. Как правило, параллельно с увеличением размеров вкрапленников галенита уменьшается их густота, так что крупновкрапленные текстуры являются в одно и то же время редко- и густовкрапленными и наоборот. Иногда в рудах густовкрапленной текстуры метакристаллы галенита, сливаясь друг с другом, образуют рисунок пятнистой текстуры. Тонковкрапленные текстуры характеризуют участки сплошных сфалеритовых руд, в которых на фоне тонкозернистого сфалерита выделяются мелкие вкрапленники галенита. Мелкие, примерно одинаковые по размерам идиобластические зерна галенита сохраняются на значительных по площади участках руд как следствие одновременного зарождения и роста кристаллов галенита по массе сплошного сфалерита. Во вмещающих породах и особенно на выклинивании рудных тел по простиранию размер вкрапленников галенита резко увеличивается с одновременным уменьшением их количества на площадь. Форма вкраплений галенита в целом изометричная (фото 19).

Наряду со сплошными сфалеритовыми рудами в пределах Сарданинского рудного поля вскрыты участки сплошных серноколчеданных руд. Пиритовые и марказит-пиритовые руды сменяют вкрест простирания рудных тел сплошные сфалеритовые руды с рассеянной вкрапленностью галенита. Иногда мелкозернистые пирит-марказитовые руды слагают центральные части рудных тел, сменяясь к их периферии мелкозернистыми доломит-пирит-сфалеритовыми и доломит-галенит-сфалеритовыми рудами. Такая обособленность отдельных минеральных скоплений может свидетельствовать либо о разновременном поступлении различных по составу порций термальных растворов, либо о фациальных изменениях руд при формировании. Достаточных данных для окончательного суждения по этому вопросу пока нет.

Серноколчеданные руды с послойно-вкрапленной текстурой характеризуются послойным распределением мелких зерен, либо агрегатов зерен пирита в темных пологоволнистых битуминозных карбонатных породах (фото 20). Под микроскопом видно, что агрегаты зерен пирита состоят из глобулей, определяя микросферолитовый рисунок текстуры. В участках, где глобули пирита кристифицируются марказитом, возникает рисунок типичной венчиковой микротекстуры.

Нередко среди доломитизированных известняков седьмой пачки юдомской свиты и вблизи тел сплошных сфалеритовых руд или в массе вкрапленных (Центральный участок месторождения Сардана) наблюдались желваковые стяжения мелко- и крупнозернистого пирита. Гомогенные желваковые стяжения пирита конкреционного типа располагаются либо полосами, ориентированными параллельно одна другой, либо беспорядочно (см. фото 14). Диаметр желваков варьирует от 1 до 5 см, достигающая в отдельных случаях 10 см. Форма конкреций округлая, линзо- или лепешковидная. Граница с вмещающей породой резкая. Желваковые конкреции

пирита в большинстве покрыты сетью мелких трещинок, выполненных иногда мелкозернистым агрегатом карбоната. Судя по расположению, форме и взаимоотношениям с вмещающими породами, конкреции в первичном слоистом осадке возникают еще на стадии диагезеза.

Ниже приведена характеристика главных морфологических особенностей минералов первой парагенетической ассоциации и их структурные взаимоотношения.

**С ф а л е р и т I** сплошных галенит-сфалеритовых и пирит-галенит-сфалеритовых руд представлен тонко- и мелкозернистыми разновидностями с размером зерен от сотых до десятых долей миллиметра. На участках, где сфалерит I составляет 90%, последний отличается неправильной формой зерен с конформным прилеганием их друг к другу. Во вкрапленных рудах мелкие (макроскопически не всегда отчетливо видимые) зернышки сфалерита и галенита приурочены к межзерновым пространствам в агрегате доломита, напоминая узор тонкой ажурной сетки. Окраска сфалерита от темно-коричневой до густо-темно-коричневой. Цвет внутренних рефлексов в буровато-серых и коричневатобурых тонах. Характерны простые двойники. Характер взаимоотношений сфалерита I с галенитом I свидетельствует о близкоодновременном выделении обоих минералов (структура взаимных границ).

**Г а л е н и т I** образует неправильные ксеноморфные зерна с размером от сотых до десятых долей миллиметра или скопления до 2 мм в поперечнике среди агрегатов сфалерита I и в рудовмещающих породах. Галенит I интенсивно катаклазирован с образованием давленной «струйчатой» микроструктуры.

**П и р и т I**, так же как и галенит I, почти повсеместно катаклазирован. Он слагает сплошные массы пиритовых руд, конкреции, рассеянную вкрапленность или послонные выделения в сплошных галенит-сфалеритовых и пирит-галенит-сфалеритовых рудах, а также рассеянную вкрапленность и гнездовые скопления неправильной формы во вмещающих руды породах. Видимо, пирит образуется несколько раньше сфалерита и галенита.

По форме выделения различаются два типа пирита (колломорфный и кристаллически-зернистый), отвечающих разной степени постседиментационных преобразований руд.

Колломорфный агрегат пирита I встречен в кремнистых и пиритовых стяжениях, полиминеральных оолитах, слабо перекристаллизованных карбонатных прослоях и в линзах сплошных сфалеритовых руд. Колломорфный агрегат пирита I характеризуется микроглобулярным строением (фото 21). Глобули шаровидные; их размеры от тысячных до сотых долей миллиметра. Полиминеральные оолиты имеют коцентрическое строение: в ядре, как правило, располагаются колломорфный агрегат пирита, а по периферии — карбонат. Колломорфные структуры пирита I сохраняются не везде. При их перекристаллизации образуются радиально-лучистые или неравномерно-зернистые агрегаты микрокристаллического пирита. Нередко также глобули пирита I крустифицируются марказитом.

Второй тип пирита I — кристаллически-зернистый — встречается преимущественно в сплошных сфалеритовых и серноколчеданных рудах в виде тонко- и мелкозернистых агрегатов с размером индивидов от сотых до десятых долей миллиметра. Кристаллически-зернистый пирит представляет собой продукт наиболее полной перекристаллизации колломорфного пирита. Иногда содержит включения доломита (фото 22), слагает псевдоморфозы по марказиту и замещается галенитом.

**М а р к а з и т** встречается в виде кристаллов игольчатого и таблитчатого габитуса или неправильных изометричных зерен. Часто сдвойникован до образования гребенчатых и зубчатых агрегатов. В агрегатных скоплениях тесно ассоциирует с пиритом I, замещающая его в глобулях, или замещается кристаллически-зернистой разновидностью пирита I в участ-

ках перекристаллизации. Корродирует другие сульфиды, кристаллы марказита часто нарастают на них. Размер зерен марказита варьирует от сотых до десятых долей миллиметра. Внутренняя структура — гипидиоморфнозернистая. Характеризуется четко выраженной анизотропией и двуотражением.

**Д о л о м и т I** является главным нерудным минералом и распространен во всех типах руд ранней парагенетической ассоциации. Для него, как и для пирита, можно выделить два типа: тонкозернистый и «сахаровидный».

Тонкозернистый доломит, сформированный в стадию диагенеза, слагает реликтовые участки в карбонатных линзовидных прослоях и линзах сплошных сфалеритовых руд, а также в слоях второго порядка в ритмично-слоистых рудных прослоях. Зерна его имеют неправильно-изометричную форму; их размеры варьируют от 0,02 до 0,1 мм. Тонкозернистый доломит тесно связан с кварцем кремнистых стяжений, колломорфными агрегатами пирита I и марказитом. Весьма часто отмечается насыщенность тонкозернистого доломита битуминозным веществом, заполняющим интерстиции между зернами.

Сахаровидный доломит характеризует участки наибольшей диагенетической доломитизации (см. гл. III). Его зерна отличаются неправильно-ромбоздрической и ромбоздрической формами с размером зерен от 0,1 до 0,4 мм, что в целом соизмеримо с размером зерен сфалерита I и галенита I. Сахаровидный доломит идиоморфен по отношению к сфалериту I и галениту I.

**К в а р ц** слагает кремнистые стяжения или рассеян в небольших агрегатных скоплениях среди доломита I. Размер зерен кварца I часто превышает сотых долей миллиметра. Частично замещается по периферии сфалеритом I и галенитом I (фото 24).

**Доломит-арсенопирит-пирит-галенит-сфалеритовая ассоциация.** Рудные минералы данной парагенетической ассоциации пространственно и генетически сопряжены с участками гнездо- и прожилковидных обособлений белого крупнокристаллического доломита, относимых к стадии эпигенеза (см. гл. III) или, возможно, наложенных в более позднее время. Образование этого парагенезиса сопровождается переотложением или перекристаллизацией минералов первой парагенетической ассоциации. Детальное изучение руд и вмещающих их пород позволяет проследить все стадии развития эпигенетического доломита: от тонких прожилковидных обособлений до грубополосчатых образований — типа бурундучных текстур (фото 23 а, б).

При наложении эпигенетической доломитизации на сплошные мелкозернистые руды, сложенные минералами первой парагенетической ассоциации, происходит перекристаллизация последних. Близкое одновременное образование эпигенетического доломита и продуктов перекристаллизации минералов первой парагенетической ассоциации позволило объединить их в единый парагенезис.

Прожилко- и гнездовидные обособления белого крупнозернистого доломита имеют мономинеральный состав, слагаясь либо гипидиоморфнозернистым агрегатом зерен правильной формы, либо аллотриоморфнозернистым агрегатом зерен неправильной формы. Иногда кристаллы доломита ориентированы перпендикулярно к общему плану прожилковидных обособлений. В отличие от описанных выше «реликтовых» линзовидных прослоев доломитизированных известняков в сплошных сфалеритовых рудах прожилковидные обособления эпигенетического доломита имеют, как правило, крайне неправильные, прихотливо изгибающиеся очертания границ. Во всех наблюдаемых нами случаях прожилковидные обособления эпигенетического доломита облекаются оторочками из сфалерита и галенита (пирит редок), определяя рисунок своеобразных каймовых текстур. В среднем ширина оторочек варьирует от 1 до 5 мм, достигая в

отдельных случаях 1—2 см и более. Сфалерит оторочек (сфалерит II) отличается от мелкозернистого агрегата сфалерита I, во-первых, более крупными размерами и, во-вторых, более светлыми тонами в окраске (светло-коричневый, иногда с зеленоватым оттенком). Иногда среди эпигенетического доломита обособлений встречаются реликтовые участки, сложенные агрегатом сфалерита I. Такие реликтовые участки либо состоят из агрегата сфалерита I (центральная часть) и сфалерита II (краевая часть), либо нацело из сфалерита II (фото 24).

Рисунок руд бурундучной (ритмично-полосчатой) текстуры определяется субпараллельным расположением прожилко- и гнездовидных обособлений белого крупнокристаллического доломита. Благодаря чередованию обособлений эпигенетического доломита с прослоями «первичного» доломитизированного известняка руда приобретает характерное симметрично-полосчатое сложение (фото 25). Развитие эпигенетической доломитизации в безрудных породах приводит к появлению аналогичного типа текстур, описанных выше под названием «збровидных» (гл. III).

Как правило, в рудах с бурундучными текстурами сфалерит II и галенит II образуют оторочки в зальбандовых частях прожилковидных обособлений эпигенетического доломита. По своему внешнему облику и строению бурундучные руды месторождения Сардана похожи на безрудные «вторичные гидротермальные доломиты симметрично-полосчатой текстуры» Кадаинского свинцово-цинкового месторождения в Восточном Забайкалье. Нам представляется, что они имеют не только внешнее сходство, но и общий механизм образования. По данным О. П. Поляковой (1963), механизм формирования таких текстур обусловлен процессамп одновременного и частичного растворения первичных пород по сланцеватости и их перекристаллизации с изменением химического состава. Если полагать, что наложение доломитизации приводило сначала к растворению первичных пород с образованием полостей, а уже потом к их выполнению доломитом, то трудно объяснить отсутствие признаков «провисания и обрушения» отдельных прослоев первичных пород (фото 26).

От субпараллельных прожилковидных обособлений крупнокристаллического белого доломита нередко наблюдаются ответвления в сторону вмещающих их пород. Такие «ответвления» часто ориентированы перпендикулярно первичной слоистости руд и пород, «срежая» ее (фото 27). И в этом случае оторочки сфалерита II приурочены к краевым частям «ответвлений».

Ниже приводится характеристика главных минералов второй парагенетической ассоциации.

**С ф а л е р и т II**, в отличие от сфалерита I, имеет более крупные размеры, а в его окраске преобладают светло-коричневатые тона, иногда с зеленоватым оттенком. Размер зерен варьирует от 0,1 до 2 мм в поперечнике. Кроме того, агрегаты сфалерита II отличаются сравнительно большей однородностью, что связано, видимо, с разделением цинка и свинца в процессе перекристаллизации.

Форма зерен сфалерита II чаще неправильная. В битуминозных известняках шестой пачки встречены округлые выделения сфалерита, несколько напоминающие по форме глобулы (фото 28). При травлении полированных шлифов в парах царской водки в агрегатах сфалерита II обычно выявляется аллотриоморфнозернистая структура (фото 29). При структурном травлении также устанавливается широкое развитие зерен с полисинтетическим двойникованием, что, с одной стороны, указывает на формирование данной разновидности сфалерита в условиях стрессовых напряжений, а с другой стороны, свидетельствует о том, что пострудная перекристаллизация проходила при участии растворов. В отдельных зернах двойники слегка изогнуты; изредка отмечались микродвиги, смещающие двойниковые полоски. По двойниковым швам иногда развиваются тонкие прерывистые жилочки галенита и эмульсиевидные выделения халькопирита.



Аномальная анизотропия в зернах сфалерита II выражена, по сравнению со сфалеритом I, значительно слабее.

Четкая приуроченность сфалерита II к зальбандовым частям прожилковидных обособлений эпигенетического доломита и ряд других приведенных выше признаков являются наглядным примером собирательной перекристаллизации минералов в том смысле этого термина, какой придает ему Д. П. Григорьев. Как и в рудах первой парагенетической ассоциации, сфалерит II резко идиоморфен относительно галенита II и местами замещается им. В ассоциации с пиритом иногда заметна коррозия последнего, что говорит о более позднем формировании некоторой части сфалерита II.

Г а л е н и т II, как и в рудах первой парагенетической ассоциации, по количественному развитию занимает второе место после сфалерита. Он наблюдался в виде мелкозернистых агрегатов (размер индивидов — десятки доли миллиметра), образующих скопления в массе сфалерита II, или в виде отдельных вкраплений (метакристаллов) с размером от 0,5 до 5 см. На отдельных участках галенит несет следы интенсивного тектонического воздействия, что проявляется в пластических деформациях плоскостей спайности, в появлении характерных структур течения (фото 30).

По времени выделения все ассоциирующие с галенитом рудные минералы являются несколько более ранними. В галените II отмечены игольчатые включения арсенопирита. В сростаниях со сфалеритом и пиритом галенит II почти всегда ксеноморфен, интенсивно разъедая и частично замещая эти минералы, а также проникая в них по сети тоненьких трещинок разрыва.

П и р и т II в ассоциации с галенитом и сфалеритом образует агрегатные скопления либо отмечается в виде вкраплеников в зальбандовых частях прожилковидных обособлений эпигенетического доломита. Степень катаклаза значительно слабее, чем у пирита I.

В ходе структурного травления в отдельных зернах пирита II выявляется зональное строение. Зональные фигуры повторяют внешние очертания кристаллов.

В общем случае пирит II отчетливо идиоморфен по отношению к галениту II и сфалериту II (структуры замещения пирита галенитом вплоть до появления скелетных структур; фото 31, 32), хотя и наблюдается в отдельных случаях замещение пиритом сфалерита.

А р с е н о п и р и т в таблитчатых и игольчатых кристаллах или крестообразных и звездчатых сростках отмечен в виде включений в пирите, галените и сфалерите (фото 33). Иногда арсенопирит нарастает на эти минералы, образуя своеобразные щетки.

Х а л ь к о п и р и т встречается в виде эмульсионной вкрапленности в пирите, сфалерите и редко галените.

Д о л о м и т II прожилковидных обособлений встречается как в виде хорошо образованных кристаллов, так и в неправильных зернах, размер которых варьирует от десятых долей до первых миллиметров. В отдельных случаях установлены кристаллы размером до 2 см. В крупных зернах характерно волнистое погасание. Двойникование развито слабо. Чаще всего доломит II ксеноморфен по отношению к ассоциирующим с ним рудным минералам.

К в а р ц II образует прожилки и вкрапления в массе доломита II. Структура мономинеральных агрегатов кварца II полнокристаллическая.

К е р и т в данном парагенезисе встречается довольно часто, выполняя межзерновые пространства между сфалеритом II и галенитом II (фото 34).

Кальцит-доломит-сфалерит-галенитовая ассоциация морфологически проявлена в основном в жильной форме, приурочиваясь к тектоническим зонам дробления. Характерна постоянная ассоциация сульфидных минералов с крупнозернистым кальцитом.

Наряду с типичными жилами, образовавшимися в результате выполнения трещинных полостей на месторождении Уруй наблюдались в различ-

пой степени минералообразовательные тектонические зоны смятия с признаками метасоматоза. Минерализованные зоны смятия и кварц-кальцит-галенитовые жилы часто сменяют друг друга по падению и простиранию. Характерной особенностью руд рассматриваемого парагенезиса является относительно более молодой по сравнению с первыми двумя типами (ассоциаций) их возраст. Намечается нечетко выраженная зональность, заключающаяся в частичном увеличении галенита в верхних частях рудных жил.

Вдоль приоткрывавшихся трещин формировались жилы и прожилки, состоящие из светлого сфалерита III, доломита III и несколько запаздывающего в процессе перекристаллизации галенита III и кальцита. Позже галенита, по раньше кальцита выделялись хрупкие битумы. В друзовых пустотах образовывались кристаллы кварца с доломитом и кальцитом.

Видимо, близки по времени формирования безрудные кальцитовые прожилки и жилы, иногда с кварцем и керитом. По мнению Б. Л. Флерова, вполне возможно и значительно более позднее образование кальцита безрудных жил. Об этом как будто говорит необычно высокая температура гомогенизации газовой-жидких включений в кальците (см. гл. 6, § 3).

В кальцит-доломит-сфалерит-галенитовой ассоциации развиты желваковые, пятнистые, вкрапленные и жильные текстуры. Желваковые текстуры представлены крупными мономинеральными обособлениями галенита в массе крупнозернистого доломита III (фото 35). В рудах с пятнистой текстурой распределение галенита не подчинено какой-либо закономерности, хотя и намечается в отдельных случаях субпараллельная ориентация скоплений галенита (фото 36).

Прожилковидные скопления или мощные прожилки галенита (и сфалерита) наблюдались в ассоциации с кальцитом и доломитом. Галенит не только выполняет пустоты, но и замещает кальцит. Благодаря интенсивному проявлению тектоники в ряде участков установлены признаки многократного дробления с образованием брекчиевых текстур.

Среди сульфидных минералов главным является галенит. Количественно ему подчинены и встречаются спорадически сфалерит и пирит. По существу, мы имеем здесь дело с существенно галенитовыми с кальцитом рудами в виде либо жило- и гнездообразных обособлений в известняках и доломитах в зонах дробления (галенит крупнокристаллически-зернистый, создающий характерный очковый или глазковый текстурный рисунок руды), либо таких же обособлений мелкозернистых массивных практически мономинеральных галенитовых руд (свинчаков).

**С ф а л е р и т III** отличается от сфалеритов ранних ассоциаций более светлой окраской. Цвет его светло-светло-коричневый. Сфалерит III образует рассеянную вкрапленность вокруг обособлений свинчаковых руд. В прожилках доломитового и доломит-кальцитового состава встречен в виде хорошо образованных кристаллов. На стенках друзовых пустот наблюдался совместно с галенитом и пиритом. Сфалерит III ксеноморфен к доломиту III и идиоморфен к кальциту.

**П и р и т III** характеризует микродрузовые выделения крупнокристаллического пирита пентагондодекаэдрического габитуса, иногда в комбинации с простыми формами, крустифицирующего стенки отдельных пустот. Отмечается также в виде отдельных выделений порфиробластических кристаллов размером от 0,5 до 5 см в кальцит-галенитовых жилах. При структурном травлении аммиаком зональность кристаллов не обнаружена.

**Д о л о м и т III** участвует совместно с кальцитом в составе секущих доломит-кальцитовых прожилков. Размер индивидов до 5 см.

**К а л ь ц и т** характеризует жильные образования, участки метасоматического замещения или крустифицирует пустоты. Отмечены гнездовидные скопления крупнозернистого кальцита также в центральных частях прожилковидных обособлений эпигенетического доломита. В последнем случае кальцит прорастает зерна доломита, являясь более поздним.

Таблица 27

Элементарный состав твердых битумов в породах седьмой пачки юдомской свиты, вес. %

Место взятия	№ образца	С	Н	$N+S+O$
Канавка 52	Д-90/74	85,83	3,21	10,96
Канавка 43	Д-25/74	83,03	4,17	12,80

Примечание. Анализы выполнены в лаборатории геологии и геохимии нефти и газа ИГ ЯФ СО АН. Аналитик А. Б. Бочковская.

Нередко совместно с доломитом и кальцитом образует щетки и друзы в пустотках.

Барит в удлиненных единичных кристаллах встречен в центральных частях крупных безрудных кальцитовых жил.

Хрупкие битумы. В центральных частях жил кальцита хрупкие битумы наблюдались (данные Ю. В. Давыдова) в виде примазок, скоплений неправильной формы и тонких прожилков. По данным элементарного состава они относятся к ряду керит — антракосолит (табл. 27).

## Глава VI

### СРАВНИТЕЛЬНЫЙ ТИПОМОРФИЧЕСКИЙ АНАЛИЗ МИНЕРАЛОВ

Понятие о типоморфизме минералов было введено в минералогические исследования благодаря трудам академика А. Е. Ферсмана. В последние годы сравнительный типоморфический анализ получил широкое применение при характеристике особенностей минералов в парагенезисах руд отдельных месторождений и разграничении различных генетических типов руд. Проведенный нами типоморфический анализ главных рудных и нерудных минералов парагенетических ассоциаций свинцово-цинковых руд Сардинского рудного поля позволил наметить некоторые закономерности в распределении и поведении отдельных рассеянных элементов в рудных минералах во временной последовательности их формирования. Наметились также некоторые типоморфные особенности минералов свинцово-цинковых руд в доломитизированных карбонатных толщах вендского возраста применительно к Кыллахской металлогенической зоне.

#### § 1. СОСТАВ МИНЕРАЛОВ ПО ДАННЫМ ХИМИЧЕСКИХ И СПЕКТРАЛЬНЫХ АНАЛИЗОВ

Для выяснения особенностей химического состава главных рудных и нерудных минералов, выделенных парагенетических ассоциаций применялся химический, спектральный и рентгеноспектральный методы. Рентгеноспектральный анализ проводился на микронзонде MS-46 «Камека» (Франция). Учитывая невысокую концентрационную чувствительность прибора MS-46, в пиритах, сфалеритах и галенитах определялись, за редким исключением, лишь железо, цинк, свинец и сера. Количественное определение элементов-примесей устанавливалось на лазерном микроспектральном анализаторе ЛМА-1 и других аналогичных приборах.

Материал проб отбирался из горных выработок и керна скважин, пересекающих основные рудные залежи месторождения Сардана и Уруй, с учетом наиболее полной представительности всех минералов парагенетических ассоциаций. Крайняя мелкозернистость руд и тесное взаимосрастание в них рудных и нерудных минералов не позволили в ряде случаев получить чистые мономинеральные фракции. В процессе химического анализа чистота полученных концентраций контролировалась определением  $\text{CO}_2$ . Полуколичественный спектральный анализ использовался для выявления общего спектра рассеянных элементов в минералах. Контроль осуществлялся в различных лабораториях. В целом получена удовлетворительная сходимостъ результатов анализа, что дало основание для вычисления средних содержаний.

**Сфалерит.** Теоретический состав \* сфалерита — 67,10% цинка и 32,90% серы, но за счет почти постоянного вхождения в кристаллическую решетку сфалерита железа указанное соотношение цинка и серы нарушается. Считается, что различная железистость сфалеритов связана с различными физико-химическими условиями кристаллизации и вариациями концентрации серы в растворе.

Сфалериты месторождения Сардана относятся к маложелезистому типу (табл. 28). Содержание железа в них не превышает 3%, опускаясь в отдельных случаях до 0,2%. При этом довольно четко устанавливается тенденция снижения содержания железа в сфалерите от ранних парагенетических ассоциаций к более поздним. Известно, что образование безжелезистого и маложелезистого сфалерита совместно с пиритом происходит при большой активности серы и зачастую при относительно низких температурах (Типоморфизм минералов..., 1972).

Количество железа в сфалерите четко определяет его окраску. Бурая или темно-коричневая окраска свойственна сфалеритам первой парагенетической ассоциации, содержание железа в которых выше 1,8%; коричневая или светло-коричневая — сфалеритам второй парагенетической ассоциации (вариации железа от 0,3 до 1,7%) и светло-светло-коричневая — сфалеритам третьей ассоциации.

Рассматривая элементы-примеси и их концентрации в различных парагенетических ассоциациях сфалерита, мы попытались выделить элементы, присутствие которых можно объяснить изоморфным вхождением в решетку сфалерита, и элементы, связанные с примесью сокристаллизующихся минералов. Проанализировано более 150 монофракций сфалерита. Полуколичественным спектральным анализом в составе сфалерита установлены: титан, хром, марганец, медь, галлий, германий, мышьяк, цирконий, серебро, кадмий, олово, сурьма, ртуть, таллий, свинец, висмут; не обнаружены: бериллий, ванадий, кобальт, никель, скандий, стронций, молибден, барий и вольфрам. При этом титан, хром, галлий, мышьяк, олово, сурьма и висмут зафиксированы в единичных пробах. Если также учесть, что постоянная примесь свинца и меди, несомненно, связана с галенитом и халькопиритом (которые тесно ассоциируют со сфалеритом), на долю вероятных изоморфных примесей остаются марганец, германий, цирконий, серебро, кадмий и ртуть, которые были определены количественными методами (табл. 28, 29).

**Марганец** относится к числу постоянных примесей в сфалерите. В галените и пирите он отмечается лишь в единичных пробах, заметно обогащенных сфалеритом или карбонатами. Количество марганца резко варьирует в сфалерите от тысячных до сотых долей процента даже в пределах единой парагенетической ассоциации (табл. 29). Намечается некоторое обогащение марганцем сфалеритов более поздних ассоциаций.

Вхождение марганца в кристаллическую решетку сфалерита возможно. Обычно отмечается, что чем выше железистость сфалерита, тем выше

\* Здесь и далее теоретический состав минералов приводится по данным И. Костова (1972).

## Химический состав сфалеритов месторождений Сардана и Уруй, вес. %

№ пп.	Место взятия	№ образца	Zn	S	Fe	Cd	Cu	Нерастворимый остаток	CO <sub>2</sub>	Сумма
<i>Первая парагенетическая ассоциация</i>										
1	Канавы 43	C-43-39	65,048	33,489	1,960	0,207	—	—	—	100,701
2		C-43-44	64,557	33,247	2,349	0,168	—	—	—	100,321
3	Канавы 51	C-51-27	65,162	33,542	1,951	0,259	—	—	—	100,904
4		C-51-20/1	64,298	32,998	2,293	0,554	—	—	—	100,144
5		C-51-20/2	64,268	33,021	2,293	0,516	—	—	—	100,097
6		C-51-20/3	64,290	33,042	2,291	0,194	—	—	—	99,816
7	Канавы 57	C-57-1/3	65,333	33,210	2,085	0,258	—	—	—	100,886
8	Канавы 51а	T-3/74-2	63,178	32,713	2,161	0,347	—	—	—	98,398
9	Скв. 28	25а	62,23	32,18	1,60	0,30	He обн.	0,35	0,55	97,21
10	Канавы 8	120	63,06	33,80	2,33	0,40	0,03	0,10	He обн.	98,71
<i>Вторая парагенетическая ассоциация</i>										
11	Канавы 52	C-52-5	66,825	32,636	0,348	0,426	—	—	—	100,235
12		C-52-8/1	65,781	32,781	1,135	0,336	—	—	—	100,008
13		C-52-8/2	66,155	32,732	0,774	0,336	—	—	—	99,997
14		C-52-11	66,774	32,805	0,464	0,490	—	—	—	100,533
15		C-51-29/1	65,875	32,922	1,723	0,245	—	—	—	100,865
16		C-43-16/1	64,994	32,750	1,628	0,400	—	—	—	90,872
17	Канавы 43	C-43-16/2	65,026	32,752	1,628	0,207	—	—	—	99,612
18		C-43-16/3	65,011	32,723	1,629	0,567	—	—	—	99,929
19	Шурф 2	T-4-A/74/1	66,840	32,419	1,052	0,142	—	—	—	100,553
20	Канавы 51а	T-3-B/74	65,256	32,824	1,482	0,310	—	—	—	99,872
21	Шурф 2	T-4-A/74-2	65,258	32,328	1,518	0,142	—	—	—	99,246
22	Канавы 51а	T-3/74-1	66,521	32,951	1,548	0,348	—	—	—	101,368
23		T-3/74-3	66,403	32,946	1,509	0,348	—	—	—	101,207
24	Шурф 2	177	64,26	33,02	1,80	0,30	He обн.	0,30	0,28	99,96
25	Канавы 52	111-3	65,00	32,39	0,60	0,65	0,01	He обн.	0,27	98,92
26		111-И	65,10	32,29	0,55	0,30	0,02	»	0,55	98,81
27	Канавы 5а	118-A	64,39	32,65	1,73	0,35	0,02	»	0,14	99,28
<i>Третья парагенетическая ассоциация</i>										
28	Канавы 57	C-57-1/1	65,706	33,250	1,463	0,258	—	—	—	100,758
29		C-57-1/2	66,254	33,277	1,336	0,258	—	—	—	101,126
30	Шурф 2	T-4-74	65,588	32,965	0,455	0,311	—	—	—	99,218
31	Канавы 45	T-1-74	66,102	33,787	0,213	0,311	—	—	—	100,414
32	Канавы 44	112-Б	58,81	29,15	0,55	0,15	0,01	1,35	4,26	94,31
33	Канавы 413 (Уруй)	16-Г	64,82	32,76	0,95	0,30	0,20	0,50	0,28	99,75

\* П р и м е ч а н и е. Анализы 1—8, 11—23, 28—31 выполнены на микрозонде MS-46 («Камека» (Франция) в ИГ ИГ СО АН СССР, оператор Г. В. Бердичевский; анализы 9, 10, 24—27, 32, 33 выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР, аналитик Л. К. Родионова.

(в среднем) и количество марганца. В маложелезистых сфалеритах предел колебаний содержания марганца, как правило, от тысячных до сотых долей процента; в сильножелезистых — до первых десятых процента (Типоморфизм минералов..., 1972).

Германий отмечается в качестве рассеянной примеси в сфалеритах всех известных месторождений Кырлахской металлогенической зоны. По результатам анализа 62 мономинеральных проб можно видеть, что его содержание несколько меняется в сфалеритах различных парагенезисов при относительном увеличении концентраций в поздних ассоциациях, хотя это положение и требует проверки на более обширном материале.

Средние содержания элементов-примесей в сфалеритах месторождений Сардана и Уруй

Параметрические ассоциации	Mn, %	Ge, усл. ед.		Cd, %	Ag, г/т	Tl, усл. ед.	Hg, %
	*	*	**	*	**	**	***
I	$\frac{0,003-0,01}{0,004(6)}$	$\frac{1-5}{2(10)}$	1,53(11)	$\frac{0,19-0,55}{0,32(10)}$	76(6)	>1,5(6)	0,03(2)
II	$\frac{0,003-0,11}{0,007(8)}$	$\frac{2-6}{4(7)}$	1(19)	$\frac{0,14-0,57}{0,33(17)}$	67(9)	1(6)	0,12(3)
III	$\frac{0,003-0,02}{0,008(6)}$	$\frac{3-4}{3(5)}$	1(10)	$\frac{0,15-0,3}{0,27(7)}$	51(9)	1,45(8)	0,33(3)

Примечание. В числителе — пределы содержаний; в знаменателе — среднее арифметическое, в скобках — количество проанализированных проб. Анализы выполнены: \* — на микрозонде MS-46 «Камека», ИГиГ СО АН СССР; \*\* — Центральная лаборатория геохимической экспедиции ИМГРЭ; \*\*\* — Центральная лаборатория ЯГУ.

Известно, что из всех типов свинцово-цинковых руд, содержащих рассеянные формы германия, последний чаще всего и в более заметных концентрациях фиксируется в сфалеритах наиболее низкотемпературных стратиформных проявлений свинца и цинка в карбонатных породах (Жукова, 1968; Галлий, 1974; и др.). Как видим, не представляют исключения в этом отношении и галенит-сфалеритовые руды месторождения Сардана.

Единого мнения о формах вхождения германия в сфалерит нет. Высказано предположение, что германий может присутствовать в сфалерите в виде изоморфной примеси дисульфида ( $\text{GeS}_2$ ), моносульфида ( $\text{GeS}$ ) или же в виде атомов германия. Имеются также представления о присутствии германия в сфалерите в виде включений собственного минерала. Проведенное нами изучение распределения германия в сфалерите при помощи микрозонда не дает однозначного ответа. Скорее всего, мы имеем дело с изоморфной примесью германия, но отмечались зерна сфалерита, в которых германий может образовывать собственные минералы. Учитывая, что атомы цинка в сфалерите имеют координационное число 4 с атомным расстоянием  $2,34\text{Å}$ , из сульфидных соединений только дисульфид может обеспечить германию подобную координацию (межатомное расстояние —  $2,19\text{Å}$ , валентный угол —  $103^\circ$ ). Отсутствие германия в галените, пирите и марказите объясняется тем, что октаэдрические сульфиды неблагоприятны для изоморфного вхождения этого элемента, так же как и карбонаты (доломит, кальцит). Выявленное спектральным анализом присутствие германия в этих минералах связано с тонкой вкрапленностью в них сфалерита.

Экспериментальное изучение части системы  $\text{Zn} - \text{Ge} - \text{S}$  показало, что в условиях проведенных опытов (синтез осуществлялся при температурах  $600-900^\circ\text{C}$ ) твердые растворы между сульфидами цинка и сульфидами германия не образуются (Малевский, 1976). В то же время в сечении  $\text{ZnS} - \text{Ge}$  фиксировался твердый раствор германия в сфалерите. Предельное содержание германия, растворимого в сфалерите при  $700^\circ\text{C}$ , составляло 3,8 вес. %. Таким образом, подтверждается возможность изоморфного вхождения германия в сфалерит. Наиболее вероятной формой германия в растворах могут быть анионы, в которых германий связан с серой, и катионы, в которых германий связан с цинком. В последнем случае, при условии концентрации германия в сфалерите, необходима относительно низкая концентрация свободных ионов серы в растворе.

Серебро спектральным анализом фиксируется во всех мономинеральных фракциях сфалерита. Сопоставление большого числа апализов пока-

зывает, что наибольшие содержания серебра устанавливаются в пробах сфалерита, загрязненных галенитом.

Установлено, что преобразование руд с первичными накоплениями серебра приводит к значительному перераспределению концентраций серебра. Количественное определение серебра в сфалеритах различных ассоциаций показало, что наибольшие его концентрации отмечаются в тонкозернистых сфалеритах первого парагенезиса. В относительно же крупнозернистом сфалерите третьего парагенезиса количество серебра заметно уменьшается. Аналогичная картина наблюдается при перекристаллизации свинцово-цинковых руд других месторождений. Легкость выноса серебра объясняется преимущественным его нахождением в маложелезистом сфалерите в сорбированном состоянии (Паталаха, Слюсарев, 1974). Предполагается, что высвобожденное из сфалерита серебро может фиксироваться галенитом.

**Кадмий**, как и серебро, относится к постоянным примесям сфалерита, встречаясь во всех парагенетических ассоциациях в количествах, варьирующих в относительно близких пределах. Его содержания не превышают первых десятых долей процента (табл. 29). Он не коррелируется ни с какими другими примесями. Изоморфное вхождение кадмия в сфалерит подтверждается результатами исследования на микрозонде.

**Ртуть** типоморфный рассеянный элемент свинцово-цинковых руд месторождения Сардана. Детальное геохимическое опробование показывает, что появление рудных концентраций, как правило, фиксируется аномальными (по сравнению с окружающим фоном) содержаниями ртути (см. рис. 53). Среди рудных минералов ртуть постоянно фиксируется только в сфалерите. При этом, по сравнению с марганцем, германием и серебром, устанавливается обратная картина изменения содержания ртуть в парагенетических ассоциациях. Наибольшие содержания ртути свойственны сфалеритам поздних парагенезисов. Форма вхождения ртути в сфалерит не ясна.

Информация о химическом составе сфалеритов дополняется результатами термолюминесценции. Исследование сфалеритов методом термолюминесценции выполнено А. И. Зайцевым (ИГ ЯФ СО АН СССР) на приборе конструкции Н. И. Ненашева и А. И. Зайцева.

При исследовании сфалеритов независимо от ассоциации наблюдалась желто-коричневая люминесценция в ультрафиолетовых лучах, что указывает на отсутствие коллоидных агрегатов скрытокристаллического вюрцита, обычного, например, в свинцово-цинковых месторождениях Верхней Силезии (Польша), где он ассоциирует со сфалеритом, галенитом и пиритом.

Сфалериты из различных парагенезисов довольно четко различаются и по термолюминесцентным свойствам (табл. 30), что связано, видимо, с различным содержанием в них химических элементов. У ранней (первой) ассоциации сфалерита кривая имеет два пика, а светосумма наибольшая. В сфалерите II и III светосуммы близки, но зато отличаются кривые. Кри-

Т а б л и ц а 30

Результаты термолюминесценции сфалеритов

Термолюминесценция	Парагенетические ассоциации		
	I	II	III
Пики кривых, град	250—290 320—380	240—270 (пологий пере- гиб)	240—250 (плавный пере- гиб)
Светосумма, усл. ед.	$\frac{35-151}{77,7}$	$\frac{13-55}{23,6}$	$\frac{18-68}{29,9}$

П р и м е ч а н и е. Замеры величин термолюминесценции выполнены в лаборатории абсолютного возраста ИГ ЯФ СО АН СССР А. И. Зайцевым.

Химический состав галенитов месторождения Сардана, вес. %

Рудная залежь	Место взятия	Проба	Pb	Fe	S	Bi	Ag	Zn	CO <sub>2</sub>	Нерастворимый остаток	Сумма
I	Шурф 2	110д/74	85,63	0,05	13,22	0,047	0,06	0,28	0,28	0,35	99,64
II	Траншея 7	23/75	84,84	0,16	13,37	0,047	0,03	0,28	0,55	0,45	99,73
	Траншея 8	12н/75	84,97	0,02	13,35	0,05	0,15	0,39	0,28	0,30	99,51
III	Траншея 10	18н/75	85,06	0,025	13,25	0,08	0,01	0,14	0,28	0,85	99,70
	Шурф 5	8и/75	84,86	0,025	13,47	0,047	0,10	0,28	0,28	0,80	99,87
	Скв. 9	7ж/75	84,97	0,03	13,55	0,058	0,04	0,55	Не обн.	0,70	99,90

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР, аналитик Л. К. Родионова.

вая сфалерита II имеет только сглаженный положительный перегиб, а сфалерит III характеризуется кривыми четырех типов: с одним пиком, со сглаженной полочкой, с двумя острыми пиками и с двумя сглаженными пиками.

Галенит. Теоретический состав: 86,60% свинца и 13,40% серы. Анализ галенитов, выполненный на микрозонде MS-46, показал, что по содержанию главных компонентов галениты всех трех парагенетических ассоциаций близки между собой. Содержание свинца (по 10 определениям) варьирует от 86,1 до 86,2%, а серы — от 13,2 до 13,3%. В отдельных анализах устанавливается незначительная примесь железа — до 0,018% (табл. 31).

Полуколичественным спектральным методом проанализировано 27 мономинеральных проб галенита на весь спектр элементов. Такие элементы, как Ag, Sb, Bi, As, Cu и Sn, определялись, кроме того, лазерным микроспектральным анализом (53 пробы). Охарактеризованы анализами, как и в первом случае, галениты всех трех парагенетических ассоциаций или главных морфологических типов руд. Необходимо оговориться, что сравниваемые типы представлены неравноценным числом проб. Недостаточно охарактеризован первый тип. Это обстоятельство естественно влияет на категоричность суждений. Вместе с тем обеспеченность анализами двух достаточно конкретных типов оруденения — метаморфогенного (II) и жильного (III) — позволяет с достаточным основанием говорить об определенных тенденциях в поведении химических элементов применительно к основным типам руд и, следовательно, о развитии рудного процесса в целом. Необходимо подчеркнуть также, что качественные различия по элементному составу сравнительных типов руд хорошо увязываются с некоторыми главными физическими характеристиками галенита (микротвердость, отражательная способность).

Для галенитов всех трех типов характерны: 1) полное, либо практически полное отсутствие хрома, бария, бериллия, молибдена, ванадия, стронция, скандия, галлия, кобальта и никеля; 2) присутствие во всех, либо практически во всех проанализированных пробах титана, меди, сурьмы, серебра, цинка, кадмия, мышьяка, висмута и олова. Относительно редко встречаются марганец, таллий, германий. Следует отметить, что результаты определения сурьмы, мышьяка, висмута и олова двумя исследуемыми методами оказались неравнозначными (низкая частота встречаемости по методу полуколичественного спектрального анализа, что связано, вероятно, с недостаточной чувствительностью определения этих элементов последним методом).

Одна из главных особенностей сравнительного распределения перечисленных элементов-примесей в галенитах заключается в практическом



Содержание элементов-примесей в галенитах месторождения Сардана (по данным лазерного микроспектрального анализа), %

Парагенетическая ассоциация	Ag	Sb	Bi	Sn	As	Cd
I, II	$\frac{0,001-0,002}{28(100)}$	$\frac{<0,01}{28(100)}$	$\frac{<0,01}{28(100)}$	$\frac{0,005-0,01(0,005)}{28(100)}$	$\frac{<0,1-0,3(0,1)}{28(100)}$	$\frac{0,001-0,005(0,003)}{28(100)}$
III	$\frac{0,002-0,006}{25(100)}$	$\frac{<0,1}{25(100)}$	$\frac{<0,01}{25(100)}$	$\frac{0,005-0,01(0,008)}{25(100)}$	$\frac{<0,1-0,3(0,2)}{25(100)}$	$\frac{0,003-0,01(0,005)}{25(100)}$

Примечание. В числителе — предел содержания, в знаменателе — количество проанализированных проб, в скобках — погрешность. Анализ выполнен в лаборатории спектральных методов исследований ИГиР СО АН СССР.

тождестве их содержаний в первой и второй парагенетических минеральных ассоциациях. Поэтому сопоставляются по существу два типа галенитов: первой и второй ассоциаций, с одной стороны, и третьей — с другой (табл. 32, 33).

Среди обнаруженных в галените элементов присутствие таких элементов-примесей, как цинк, германий и отчасти кадмий, вероятнее всего может быть связано с механической примесью сфалерита и поэтому последние не могут являться информативными. Значительный интерес представляет серебро, висмут, таллий, олово, мышьяк, сурьма и, отчасти, кадмий, входящие изоморфно в кристаллическую решетку галенита. Среди них серебро, висмут, таллий, олово и кадмий могут замещать свинец, а мышьяк и сурьма (а также селен и теллур) — серу.

Результаты сравнительного распределения элементов-примесей в галенитах разных типов руд показали:

1. Отсутствие, либо практическое отсутствие каких-либо закономерностей в поведении титана, марганца, меди, сурьмы и висмута.

2. Увеличение содержаний серебра, олова и мышьяка в рудах третьей парагенетической минеральной ассоциации (в жильном типе руд). Наиболее выразительным элементом в этом отношении является серебро.

3. Некоторое уменьшение содержаний кадмия в жильных рудах, что вероятнее всего прямо коррелируется с содержанием цинка в галенитах третьей парагенетической ассоциации.

Таким образом, данные сравнительного распределения элементов-примесей в главных рудообразующих минералах — сфалерите и галените — из разных типов руд в определенной мере отражают не только количественную, но и качественную сторону процесса преобразований руд и изменения состава растворов во времени.

**Пирит.** Теоретический состав пирита: 46,55% железа и 53,45% серы. Отклонение в содержании железа в большую или меньшую сторону часто объясняется ошибкой анализа. Однако в последних публикациях (Прохоров, 1970) указывается на возможные вариации содержания железа в природных пиритах от 40,67 до 47,5%.

При определении железа и серы пиритов месторождения Сардана (табл. 34) четко наблюдалось, во-первых, отклонение в содержании железа от теоретического (особенно в пиритах третьей парагенетической ассоциации) и, во-вторых, некоторый дефицит

Содержание элементов-примесей в галенитах месторождения Сардана (по данным полуколичественного спектрального анализа), %

Парагенетическая ассоциация	Tl	Mn	Cu	Cd	Ag
I, II	$\frac{0,001}{15(85)}$	$\frac{0,003}{15(50)}$	$\frac{0,0002-0,003(0,0005)}{15(100)}$	$\frac{0,002-0,01(0,005)}{15(85)}$	$\frac{0,001-0,005(0,002)}{15(100)}$
III	$\frac{0,001-0,003(0,001)}{12(100)}$	$\frac{0,003}{12(25)}$	$\frac{0,0002-0,002(0,0005)}{12(100)}$	$\frac{0,001-0,01(0,003)}{12(85)}$	$\frac{0,002-0,02(0,01)}{12(100)}$

Парагенетическая ассоциация	Sb	As	Tl	Ge
I, II	$\frac{0,01-0,05(0,03)}{15(50)}$	$\frac{0,03-0,3(0,1)}{15(75)}$	$\frac{0,001-0,003(0,002)}{15(80)}$	$\frac{0,0002-0,001(0,0005)}{15(75)}$
III	$\frac{0,01-0,1(0,05)}{12(75)}$	$\frac{0,3}{12(25)}$	$\frac{0,001-0,002(0,0015)}{12(25)}$	$\frac{0,0005-0,001(0,0007)}{12(20)}$

Примечание. В числителе — пределы содержаний, в скобках — среднее арифметическое; в знаменателе — количество анализированных проб, в скобках — частота встречаемости. Анализы выполнены в лаборатории спектральных методов исследования ИГиГ СО АН СССР.

Таблица 34

Химический состав пиритов из различных ассоциаций, вес. %

Парагенетическая ассоциация	Fe	S	Сумма	Формула
I	47,0	53,9	100,9	FeS <sub>1,98</sub>
II	47,5	52,2	99,7	FeS <sub>1,92</sub>
III	46,3	53,3	99,6	FeS <sub>1,94</sub>

Примечание. Анализы выполнены на микрозонде MS-46 «Камека» в ИГиГ СО АН СССР, оператор Г. В. Бершанский.

личением температуры синтеза пирита происходит их обогащение железом и обеднение серой (Ракчев, Чернышов, 1968).

Спектральные анализы мономинеральных фракций пиритов из различных парагенезисов фиксируют титан, медь, цинк, галлий, мышьяк, цирконий, серебро, барий и свинец; в отдельных пробах установлены ванадий, хром, марганец, никель, германий, кадмий и таллий; не обнаружены бериллий, кобальт, стронций, молибден, олово, сурьма, вольфрам и висмут (табл. 35).

Обращает на себя внимание полное отсутствие в пиритах Сарданы таких характерных для данного минерала примесей, как кобальт и никель. Это обстоятельство следует, по-видимому, считать одной из особенностей

Таблица 35

Содержание элементов-примесей в пиритах (по данным полуколичественного спектрального анализа), вес. %

Элемент	С-51-6	С-51-13	С-51-13	Т-4-74	С-51-20	С-23-44
Ti	0,003	—	0,001	—	—	0,1
V	—	—	—	—	—	0,01
Cr	—	—	—	—	—	0,0003
Mn	0,01	—	—	—	—	0,02
Ni	—	—	—	Сл.	—	0,001
Cu	0,0002	0,0002	0,0003	0,001	Сл.	0,005
Zn	>1,0	0,07	0,07	0,05	0,1	—
Ga	0,001	0,0003	—	0,0005	0,0003	—
Ge	0,001	—	—	—	—	—
As	>1	0,1—0,2	0,1—0,2	—	—	0,01
Zr	0,003	0,001	0,002	0,001	0,001	0,001
Ag	0,0005	0,0001	—	—	0,0001	0,00005
Cd	0,003	—	—	—	—	—
Ba	0,03	0,03	0,03	0,03	0,03	—
Tl	0,001	—	—	—	—	0,0002
Pb	>1	>1	0,2	0,003	>1	0,005

Примечание. Анализы мономинеральных фракций пирита выполнены в лаборатории спектральных методов исследования ИГиГ СО АН СССР. Образцы С-51-6, С-51-13, С-51-18 — пирит первой парагенетической ассоциации из вкрапленных доломит-пирит-галенит-сфалеритовых руд; Т-4-74 — пирит I из мономинеральных желваковых образований пирита; С-51-20 — пирит II из заландовых частей прожилковидных обособлений эпигенетического доломита; С-23-44 — пирит III из секущих пиритовых жил.

пиритов рудных залежей Сарданинского рудного поля. Отсутствие кобальта в пиритах месторождений, залегающих в карбонатных породах, отмечается и другими исследователями.

Присутствие в пиритах титана, меди, цинка, галлия, циркония, серебра, бария и свинца скорее всего связано с загрязнением проб галенитом, сфалеритом и породообразующими минералами или включениями этих минералов в процессе роста порфиробластических зерен пирита.

В качестве типоморфной примеси пирита месторождения Сардана следует считать мышьяк. Установлено, что мышьяк входит в кристаллическую структуру пирита и находится в нем в виде субмикроскопических коллоидных частиц. При исследовании пирита месторождения Сардана с помощью микроанализатора наблюдалось неравномерное распределение в нем мышьяка (появление на общем ровном фоне резких пик). Учитывая микроскопические наблюдения (гл. V), можно полагать, что аномальные значения содержаний мышьяка в пирите связаны со срастанием его с арсениопиритом, но возможно и зонарное распределение этого элемента. Так в последние годы появились сообщения о присутствии мышьяковистого пирита в термальных источниках о. Кунашир. Указывается при этом на восстановительные условия рудоотложения, поскольку мышьяк входит в анионную часть пирита.

Доломит. Теоретический состав доломита: 30,41% CaO, 21,86% MgO и 47,73% CO<sub>2</sub>. Результаты химических анализов доломитов из различных

Т а б л и ц а 36

Химический состав сорудных доломитов в разрезе по канаве 43, вес. %

Окислы и катионы	С-43-12	С-43-24'	С-43-29	С-43-34	С-43-45
SiO <sub>2</sub>	Не обн.	0,15	Не обн.	Не обн.	0,56
TiO <sub>2</sub>	»	Не обн.	»	»	0,019
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,03				0,037
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,57	0,65	0,94	0,69	0,12
MnO	0,06	0,10	0,03	Не обн.	0,089
MgO	22,07	21,85	22,32	22,93	21,60
CaO	29,43	26,61	33,63	29,70	30,46
Na <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.	Не обн.
K <sub>2</sub> O	»	»	»	»	»
Cr	»	»	»	»	0,046
<b>С у м м а . . . . .</b>	<b>52,16</b>	<b>47,38</b>	<b>56,92</b>	<b>53,32</b>	<b>52,94</b>
CaO/MgO	1,28	1,21	1,50	1,33	1,42
Si	—	0,007	—	—	0,002
Ti	—	—	—	—	0,025
Al	0,01	—	—	—	0,0007
Fe <sup>+3</sup>	0,22	0,03	0,03	0,03	0,004
Mn	0,02	0,004	0,001	—	0,003
Mg	1,52	1,49	1,42	1,53	1,46
Ca	1,46	1,46	1,54	1,43	1,47
Na	—	—	—	—	—
K	—	—	—	—	—

Примечание. С-43-12 — доломит из горизонта битуминозного доломитизированного известняка; С-43-24' — доломит из вырпленной галенит-сфалеритовой руды; С-34-29 — доломит из сплошной галенит-сфалеритовой руды; С-43-34 — доломит из сплошной галенит-сфалеритовой руды; С-43-45 — доломит из сплошной галенит-сфалеритовой руды. Анализы выполнены в ИГиГ СО АН СССР на микрозонде MS-46 «Камака».

Химический состав кальцитов месторождения Сардана, вес. %

№ образца	Место взятия	Разновидность	CaO	MgO	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	CO <sub>2</sub>	Н. о.	П. п. п.	Сумма
27ф-1	Скв. 20	Молочно-белый	53,16	1,41	0,13	0,35	0,16	41,80	0,16	1,71	98,58
27ф-1		Серый	54,22	1,38	0,08	0,35	0,10	40,70	0,30	2,45	99,58
113г	Канавы 44	Молочно-белый	54,34	1,43	0,23	0,14	0,02	41,25	0,28	1,51	99,20
146а	Канавы 222	Битуминозный кальцит	54,00	1,00	0,34	0,14	0,02	41,25	0,85	1,51	100,0

Примечание. Анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории ИГ ЯФ СО АН СССР.

парагенетических ассоциаций показывают, что в целом, по соотношениям главных компонентов, они близки (табл. 36). Намечается лишь некоторое изменение отношений Fe<sub>2</sub>O<sub>3</sub> к FeO, но они столь незначительны, что делать какие-либо выводы преждевременно.

Спектральным анализом установлено, что наиболее распространенными и постоянно присутствующими в доломитах примесями, независимо от их принадлежности к той или иной ассоциации, являются цинк (десяти доли процента), свинец (тысячные — сотые доли процента), медь (тысячные и десятитысячные доли процента), марганец (сотые, редко десятые доли процента), германий (десятитысячные доли процента), кадмий (тысячные доли процента) и серебро (десятитысячные доли процента). Намечается некоторое обеднение доломита III элементами-примесями по сравнению с доломитом II (гл. III). Скорее всего указанные рассеянные элементы связаны с включениями сфалерита и галенита в доломитах.

**Кальцит.** Теоретический состав: 56,03% CaO и 43,97% CO<sub>2</sub>. По данным химических анализов, кальцит месторождения Сардана в качестве постоянной изоморфной примеси содержит магний, железо и марганец (табл. 37). Кроме того, спектральным анализом в составе кальцитов установлены цинк (в сотых долях процента), свинец (в десятых — тысячных долях процента), кадмий (в тысячных долях процента) и серебро (в десятитысячных долях процента). Так же как и в доломите, отмеченные элементы-примеси обусловлены включением в кальцит сфалерита и галенита.

## § 2. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗУЧЕНИЯ ОТРАЖАТЕЛЬНОЙ СПОСОБНОСТИ И МИКРОТВЕРДОСТИ ГЛАВНЫХ РУДНЫХ МИНЕРАЛОВ

Микротвердость измерялась в аншлифах на микротвердомере ПМТ-3 по стандартной методике (Лебедева, 1969). Выбор образцов определялся задачей выявления сходства или различия в микротвердости сфалерита, галенита и пирита из различных ассоциаций. Всего на 50 образцах было выполнено около 400 замеров. С учетом того, что мы имели дело с разноориентированными шлифами, измерения микротвердости проводились в 15—20 точках исследуемого образца, причем отпечаток предыдущий находился от отпечатка последующего на расстоянии не менее чем  $2d$  ( $d$  — длина диагонали отпечатка). Замеры диагонали отпечатка осуществлялись окуляр-микрометром 2—3 раза с последующим подсчетом среднеарифметического значения. Как правило, разница в длине диагоналей не превышала 1—3 мкм.

Величина микротвердости вычислялась по формуле

$$H = \frac{1,8544 \cdot P}{d^2},$$

где  $H$  — абсолютная твердость минерала, кг/мм<sup>2</sup>,  $P$  — груз, кг,  $d^2$  — длина диагонали отпечатка, мм, коэффициент 1,8544 — удвоенный синус половины угла 136° при вершине алмазной пирамиды между противоположными гранями.

Нагрузка на индентер 100 г, скорость спуска индентера 7—8 с, статистическое действие нагрузки 7—8 с. Тарировка прибора проведена на спайной плоскости кристалла галита (средняя микротвердость 20—22,5 кг/мм<sup>2</sup>, при нагрузке 2 кг).

Обработка полученного цифрового материала осуществлялась обычными методами математической статистики. Оптимальная величина интервала значений определялась по формуле

$$h = \frac{X_{\max} - X_{\min}}{1 - 3,2 \lg n}.$$

При измерении микротвердости рудных минералов соблюдались следующие условия: полированные шлифы вдавливались в пластилин так, чтобы измеряемая поверхность минерала находилась в строго горизонтальном положении; нагрузка была постоянной; время опускания алмазной пирамидки, время ее поднятия и время действия нагрузки на объект были также постоянны во всех случаях; среднее значение микротвердости вычислялось как выборочное среднее (табл. 38, рис. 54).

Анализ данных табл. 38 и рис. 54 наглядно показывает существенную разницу дисперсии микротвердости пирита, галенита и сфалерита даже в пределах одного парагенезиса, что связано, видимо, с различной ориентировкой измеряемого объекта. С другой стороны, не менее четко видны различия в микротвердости (с 99,9%-ным порогом вероятности) галенитов и сфалеритов выделенных парагенетических ассоциаций. С надежностью 0,95 испытанное значение измеряемой величины микротвердости  $H$  заключено в доверительном интервале: для галенитов из мелкозернистых полосчатых руд — 62—75, для галенитов из перекристаллизованных грубополосчатых крупнозернистых руд — 74—84, для сфалеритов из мелкозернистых — 198—226, для сфалеритов из перекристаллизованных крупнозернистых грубополосчатых руд — 253—299. Различаются сфалериты различных парагенезисов и по удельному весу. Определения удельного веса сфалеритов методом микроанализа (замеры выполнены Б. Я. Бичусом, ИГ ЯФ СО АН СССР) показали, что удельный вес сфалерита I равен 4,10 г/см<sup>3</sup>, сфалерита II — 3,98 г/см<sup>3</sup>, сфалерита III — 4,17 г/см<sup>3</sup>.

Таким образом, данные по микротвердости галенитов и сфалеритов могут быть использованы в качестве типоморфного признака при типизации руд. В связи с этим представляют интерес данные С. И. Лебедевой и О. В. Вершковой (Лебедева, 1972) по микротвердости галенита из руд разных типов Горевского свинцово-цинкового месторождения (Енисейский край). По данным названных исследователей, микротвердость галенита

Т а б л и ц а 38

Значения микротвердости сфалерита, галенита и пирита из различных парагенетических ассоциаций месторождения Сардана

Микротвердость	Галенит			Сфалерит		Пирит
	I	II	III	I	II	I
Среднее значение ( $\bar{X}$ )	68,6	75,5	82,6	212,5	276,8	883,5
Дисперсия ( $M^2$ )	2,21	2,63	4,88	1,8	3,61	1,16
Стандартное отклонение	4,5	3,2	6,6	12,24	19,0	60,5
Число определений	50	60	50	60	60	20

Пр и м е ч а н и е. Определение микротвердости выполнено И. Г. Перовским (ИГиГ СО АН СССР). Римские цифры — номер парагенезиса

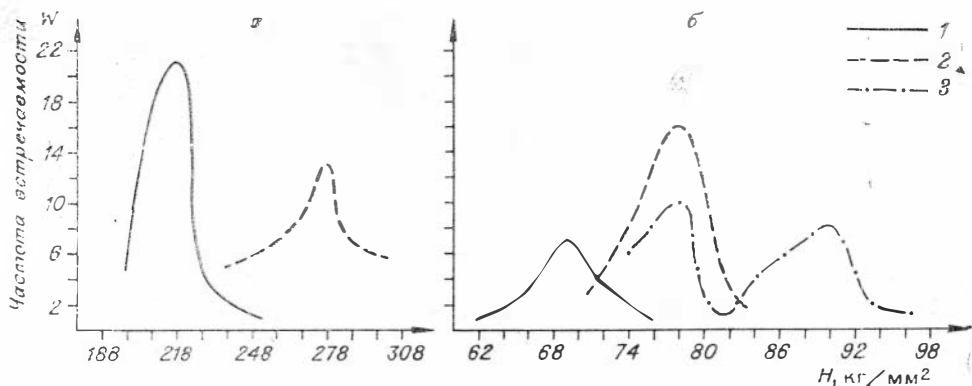


Рис. 54. График вариаций микротвердости сфалерита (а) и галенита (б) из различных парагенетических ассоциаций месторождения Сардана.  
Парагенетические ассоциации: 1 — первая, 2 — вторая, 3 — третья.

Горевского месторождения из пирротиновых руд, являющихся, по нашим представлениям, продуктом переотложения в зонах динамометаморфизма первичных пирит-сфалерит-галенитовых руд, преимущественно составляет 73—82 кг/мм<sup>2</sup>, тогда как у галенита из галенит-сфалеритовых руд (только перекристаллизованных?) средние статистические значения микротвердости находятся в пределах от 61 до 74 кгс/мм<sup>2</sup>.

Измерение отражательной способности (коэффициент отражения R) рудных минералов (галенит и сфалерит) месторождения Сардана для видимой области спектра проводилось на микрофотометрическом приборе ПООС-8 с поляризационным опак-иллюминатором ОИ-12. В качестве светочувствительного элемента в установке применялся фотоэлектронный умножитель ФЭУ-27. Фототок измерялся зеркальным гальванометром постоянного тока типа М-17/9. Для стабилизированного питания осветителя микроскопа и гальванометра использовались стабилизатор напряжения типа St-500,4 (производство ЧССР) и блок питания комплекта флуориметра ОКБ МГ СССР. Установка позволяет производить измерение дисперсии отражательной способности в монохроматическом свете в спектральном интервале от 420 до 670 нм.

При измерении отражательной способности учитывались следующие моменты: измерения на объекте и на эталоне проводились в строго одинаковых условиях работы установки; тщательно проверялась перпендикулярность к оси установки фотометрируемой поверхности объекта и эталона; постоянно проверялась «утомляемость» фотокатода; проводилась тщательная полировка исследуемых образцов; при хорошем совпадении результатов количество замеров в аншлифе бралось не менее 4—5.

Всего было проведено около 100 определений при длинах волн 470, 546, 589,8 и 650 нм (табл. 39). Для характеристики спектра отражения бралась кривая с самыми высокими значениями отражательной способности.

Обработка результатов измерения коэффициентов отражения заключалась в построении кривых дисперсии (колориметрических кривых) в системе координат: длина волны ( $\lambda$ , нм) — коэффициент отражения

Таблица 39

Значения коэффициентов отражения (R) галенита и сфалерита из различных парагенетических ассоциаций месторождения Сардана, %

Интервал спектра $\lambda$ , нм	Галенит			Сфалерит	
	I	II	III	I	II
470	47,56	49,2	46,44	19,4	19,2
546	42,06	43,13	41,15	18,83	18,81
589,8	42,29	42,26	40,66	18,19	18,11
650	41,2	42,11	40,51	18,06	17,38

Примечание. Замеры отражательной способности минералов выполнены И. Г. Перовским (ИГиГ СО АН СССР).

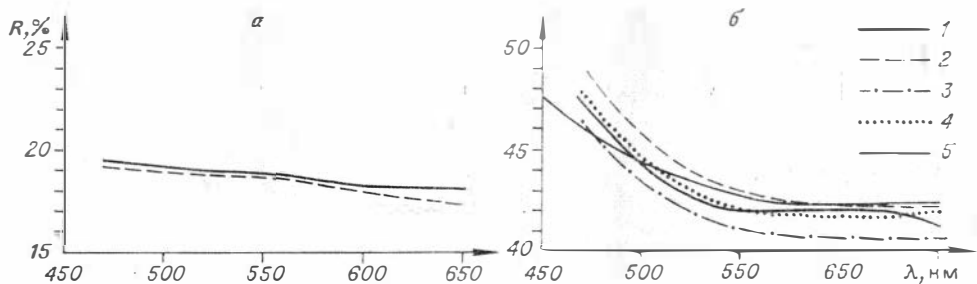


Рис. 55. Спектры отражения сфалерита (а) и галенита (б) из различных парагенетических ассоциаций месторождения Сарыана и Уруй.

1—3 — первая (1), вторая (2) и третья (3) парагенетические ассоциации, 4 — галенит из вкрапленных руд месторождения Уруй, 5 — кривая дисперсии  $R$  эталонного галенита.

( $R$ , %) (рис. 55). Использовался масштаб, при котором отрезку на оси абсцисс, отвечающему 10 нм, на оси ординат соответствует отрезок, равный 1%.

Анализ данных табл. 44 и рис. 55 показывает, что коэффициенты отражения галенита и особенно сфалерита из различных парагенетических ассоциаций в целом близки. Вместе с тем измерение  $R$  разных генераций галенита в области 450—550 нм (фиолетовых — голубых лучах) показывает их значимые различия. И прежде всего, значительно различается галенит третьего морфогенетического типа в отличие от первых двух. В этом отношении анализ физических характеристик главных рудообразующих сульфидов подобно химическому и спектральному анализу также выявляет одну определенную тенденцию — закономерное изменение состава и свойств этих минералов во времени.

### § 3. ТЕМПЕРАТУРЫ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГЛАВНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ МИНЕРАЛОВ

Для суждения о вероятных температурах кристаллизации главных рудообразующих сульфидов из различных парагенетических ассоциаций и сосуществующих с ними нерудных минералов использованы методы гомогенизации, термозвуковой и вакуумной декрепитации.

Как известно, метод растрескивания (декрепитации) базируется на свойствах включений, проявляющихся после гомогенизации и выражающихся в их растрескивании. Следует отметить, что в ряде журнальных статей последних лет проводится мысль о недостоверности данных метода декрепитации в случае, когда объектом исследования является, в частности, сфалерит. Это связано с аномальным растрескиванием сфалерита, начинающегося с 330°C и вызываемого окислением сульфидов при нагревании на воздухе с образованием сульфатов и последующим разложением последних. В какой-то мере эти вторичные эффекты устраняются при работе в вакуумном докрепитографе. Но и здесь пока невозможно отличить первичные включения от вторичных. Поэтому приводимые ниже результаты термозвуковой и вакуумной декрепитации носят ориентировочный характер и, несомненно, требуют корректировки с результатами определения температур кристаллизации минералов другими методами (см. гл. VII).

Изучение включений методом гомогенизации (38 проб сфалерита, 4 доломита, 4 кальцита и 3 кварца) выполнено в термокамере конструкции Ю. С. Долгова и Л. Ш. Базарова методом термозвуковой декрепитации (13 проб сфалерита и 4 пробы пирита) на декрепитографе марки Д-1, а термобарическим методом (3 пробы пирита и 5 проб сфалерита) — на вакуумном декрепитографе конструкции Ю. С. Парилова и В. Л. Кормушина.



## Результаты гомогенизации и декрепитации включений в рудных и нерудных минералах Сарданского и Уруйского рудных полей

Минерал	Гомогенизация		Термозвуковая декрепитация		Вакуумная декрепитация	
	Первичные включения	Вторичные включения	Первичные включения	Вторичные включения	Первичные включения	Вторичные включения
Пирит (II)	—	—	140—280, 300—400(3)	—	360—380(1)	60—120(3)
Сфалерит (I)	—	—	300—360(1)	—	Не опр.	—
Сфалерит (I <sub>1</sub> )	—	—	180—320(3)	—	145—240, 320—380(3)	—
Доломит (III)	135—175(4)	—	—	—	—	—
Кварц	150—210(23), 260—310(16),	105—125(3)	—	—	—	—
Сфалерит (III)	200—212, 245—285(3)	—	Более 260 (3)	60—200(3)	—	—
Кальцит безрудный	140—340(19), 360(1), 390(1), 410(1)	105(2)	—	—	—	—

П р и м е ч а н и е. В скобках арабскими цифрами показано количество замеров; римскими—генерация минералов. Данные гомогенизации приведены без поправки на давление.

Результаты исследования пирита приведены в табл. 40 и на рис. 56 и 57 (определения выполнены в Институте геологических наук им. К. И. Сатпаева, г. Алма-Ата; аналитик Ю. С. Парилов).

Первый пик ярче выражен на диаграмме вакуумной декрепитации, где максимальное газовыделение происходило в интервале от 60 до 120° (табл. 45). Он, по-видимому, соответствует вторичным включениям. Пики 140—280 и 300—400°С на термовзвучивающем декрепитографе и пик (360—380°С) на вакуумном декрепитографе, возможно, вызваны растрескиванием газожидких включений-консерватов высокотемпературных растворов, участвовавших в выделении пирита и перекристаллизации его ранних скоплений.

Свыше 500° начинается, по-видимому, разложение минерала. В. Б. Наумов (1968) считает, что разложение минерала наступает уже при 400°С.

В мелкозернистом сфалерите I, ассоциирующем с сахаровидным доломитом, наблюдались очень мелкие (тысячные, редко сотые доли миллиметра) включения неправильной, овальной, реже идиоморфной формы в виде негативных кристаллов. В этих включениях отсутствуют газовая и жидкая фазы. От них отходят лучистые микротрещины, что может указывать на растрескивание после отложения минерала. Термовзвучивающая декрепитация сфалерита в четырех образцах (рис. 58) до начала второго пика растрескивания минерала при температуре 300—360°С дала только в одном образце пик 160—200°С. Этот максимум, согласно представлениям В. Б. Наумова (1968), при 400°С непосредственно переходит в пик растрескивания минерала по трещинам спайности. Вакуумная декрепитация, начатая при 260°С, не дает (см. рис. 57) уверенных результатов. Пик же выше 440°С также, вероятно, указывает на разложение минерала.

Включения в зернистом буром сфалерите II мелкие (тысячные доли миллиметра), неправильные, реже овальные и полуограниченные. Большая их часть также растрескалась. Гомогенизация включений по техническим причинам не дала устойчивых результатов. По кривым декрепитации сфалерит II отличается от раннего наличием двух небольших максимумов (см. рис. 58) с началом растрескивания включений при 180—200°С, показывающих возможный температурный интервал образования минерала до 320°С, что подтверждается данными вакуумной декрепитации — 145—240°С (см. рис. 57). Отмечается и второй максимум — 320—380°С.

Двухфазовые газожидкие включения размером от тысячных до сотых долей миллиметра частично сохранились также в крупнозернистом белом доломите. Газовая фаза в более крупных включениях занимает около 10—15% объема вакуоли. Гомогенизация их в жидкую фазу происходила при температуре 135—175°С. Таким образом, по суммарным данным декрепитации и гомогенизации температура образования пирита, сфалерита и доломита 135—380°С.

Газожидкие включения в кристаллах позднего кварца, растущих на друзах крупнозернистого белого доломита, имеют относительно крупные размеры (сотые, реже тысячные доли миллиметра) и большой объем газовой фазы (10—25%). Форма их полуограниченная, овальная, трубчатая

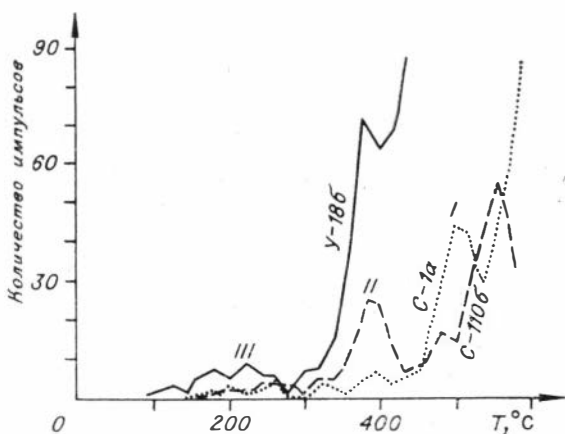


Рис. 56. Декрептограммы термовзвучивающей декрепитации мелкозернистых пиритов Сарданинского (С) и Уруйского (У) рудных полей.

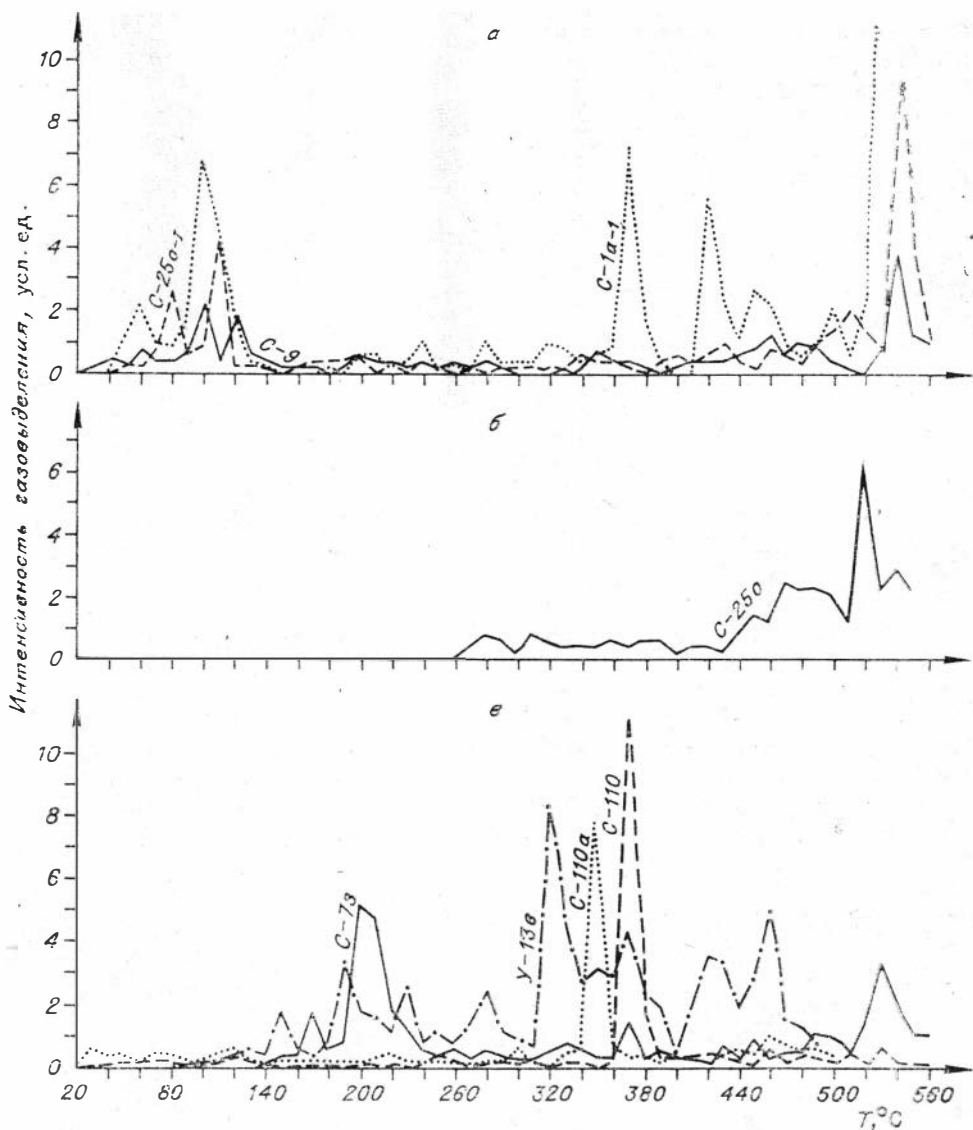


Рис. 57. Декретнограммы вакуумной декретитации пирита (а), сфалерита первой (б) и второй (в) парагенетических ассоциаций Сардинского (С) и Уруйского (У) рудных полей.

и негативная (рис. 59). Первичные включения находятся в теле кристаллов и гомогенизируются в жидкую фазу при относительно высоких температурах — 260—310°C. Мелкие включения во внешних зонах роста кристаллов гомогенизируются при температуре от 150 до 210°C. Во вторичных газовой-жидких включениях, приуроченных к залеченным микротрещинам, газовая фаза исчезает при 105—125°C.

В мелко- и среднезернистом светло-буром сфалерите III наблюдаются как первичные, так и вторичные включения размером от тысячных (преобладают) до сотых долей миллиметра. Чаще всего встречаются включения неправильной формы (рис. 59), реже идиоморфные негативные кристаллы. Вторичные включения, приуроченные к залеченным микротрещинам, настолько мелкие, что определению не поддаются. Первичные включения в минерале, за пределами влияния микротрещин, относительно крупнее вторичных. Газовая фаза, составляющая 15—20% объема вакуоли, гомо-

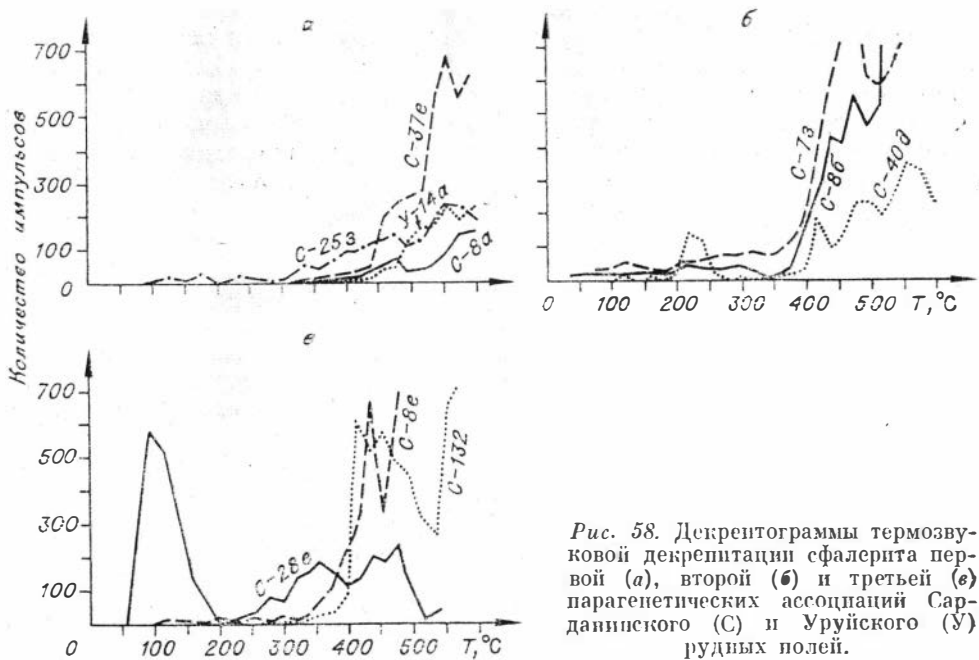


Рис. 58. Декрентограммы термовзвонковой декрепитации сфалерита первой (а), второй (б) и третьей (в) парагенетических ассоциаций Сардинского (С) и Уруйского (У) рудных полей.

генизируется в жидкую при температурах 200—212 и 245—285°C. Декрепитация включений в друзовидном сфалерите (см. рис. 58) показала присутствие включений, растрескивающихся при температурах 60—200°C (вторичные) и выше 260°C (первичные). Таким образом, температура кристаллизации минералов этой стадии была, по-видимому, несколько более низкой.

Газово-жидкие включения в молочко-белом кальците из безрудных жил, линз и прожилков отличаются относительно крупным размером и большим объемом газовой фазы (10—30%); иногда они располагаются по зонам роста кристаллов. Среди морфологических форм встречаются неправильные, вытянутые полуограненные, овальные и негативные кристаллы (см. рис. 59). Все включения гомогенизируются в жидкую фазу в широком интервале температур — от 140 до 340°C, а единичные включения при температуре 360, 390 и даже 410°C, причем высокотемпературные включения наблюдаются в образцах кальцитов, взятых из рудных тел восточного крыла Селендинской синклинали. Температура гомогенизации включений в образцах кальцита из полого западного крыла синклинали не превышает 212°C.



Рис. 59. Форма газово-жидких включений в доломите (а), сфалерите третьей парагенетической ассоциации (б), кальците (в) и кварце (г).

Приведенные данные говорят о довольно широком диапазоне температур (от 135 до 380°) кристаллизации минералов руд. Их следует считать лишь приближенными, причем некоторые из них трудно объяснимы. Например, высокая температура гомогенизации включений в кварце из друзовых полостей доломита, который показал более низкую температуру гомогенизации включений. Высокую температуру кристаллизации части жил кальцита предположительно следует связать с более поздним процессом минерализации, чем формирование рудных тел.

Полученный методом декрепитации довольно значительный температурный интервал формирования минералов главных парагенетических ассоциаций не столь уж необычен. В связи с этим интересны результаты обобщения данных по декрепитации и вариациям изотопов серы сульфидов в некоторых колчеданных месторождениях. В. И. Смирнов (1973) отмечает, что рудные тела одного и того же колчеданного месторождения могут характеризоваться резко различными температурами. При этом одно и то же рудное тело может быть сложено со стороны лежащего бока высокотемпературной минеральной ассоциацией, а со стороны висячего и на флангах — холодноводными минералами. Объяснение такой картины В. И. Смирнов видит в своеобразии процесса образования рассмотренной им категории колчеданных месторождений — их гидротермально-осадочном генезисе.

## Глава VII

### ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ СЕРЫ, УГЛЕРОДА И СВИНЦА РУД И РУДОВМЕЩАЮЩИХ ПОРОД

#### § 1. ОБЗОР СООТНОШЕНИЯ ИЗОТОПОВ СЕРЫ СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ РУД

Прежде чем рассматривать результаты изотопного анализа серы руд и пород месторождения Сардана, необходимо кратко остановиться на известных данных изотопного состава серы для стратиформных свинцово-цинковых руд. Таких данных, охватывающих месторождения из различных районов мира, сейчас накоплено довольно много. Они показали, что месторождения этого типа различаются по средним величинам изотопных соотношений серы, диапазонам их вариаций, характеру фракционирования изотопов в ходе рудного процесса и ряду других особенностей (рис. 60).

Можно наметить несколько групп стратиформных свинцово-цинковых месторождений, различающихся по изотопным характеристикам серы\*.

1. Месторождения с широким диапазоном вариаций изотопного состава серы, превышающем 20%, и характеризующиеся неравномерным распределением изотопов в пределах рудной залежи. К такому типу относятся свинцово-цинковые рудопроявления Прибалтийского сланцевого бассейна в СССР, ряд месторождений в ФРГ (Аахен, Альтенберг, Мехерних, Мауэрбах и др.), Северо-Западной Болгарии, Верхней Силезии (Вислох), месторождения Центрального Казахстана и др. В месторождениях этой группы отмечаются сильно варьирующие как положительные, так и отрицательные значения величин  $\delta^{34}\text{S}$ .

На некоторых месторождениях (Мехерних, Мауэрбах) обогащение сульфидов легким изотопом  $^{32}\text{S}$  до 14—27‰<sub>00</sub> указывает на образование

\* Разделение месторождений на группы по изотопному составу серы не преследует генетической цели.

их из биогенного сероводорода при редукции небольшой доли сульфата (Baeyer e. a., 1970). На других месторождениях, таких как Аахен, где значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов закономерно колеблются от  $-18$  до  $+38\text{‰}$  (Baeyer e. a., 1970, 1970), или в рудопроявлениях Прибалтийского сланцевого бассейна, где  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов изменяются от  $-35$  до  $+23\text{‰}$  (Гриненко, Газизов, 1966), предполагается бактериально-эпигенетическое образование сульфидов из сероводорода, состав серы которого закономерно менялся во времени.

На месторождении Вислох, несмотря на широкую дисперсию изотопного состава серы сульфидов (от  $-22$  до  $+67\text{‰}$ ), наблюдалось непрерывное возрастание значений  $\delta^{34}\text{S}$  по мере последовательного отложения сульфидов. Поздний барит показал аномально высокое содержание тяжелого изотопа  $^{34}\text{S}$  (до  $91\text{‰}$ ). Исследователи, изучавшие это месторождение, полагают, что при формировании руд происходило бактериальное восстановление ограниченного количества сульфатов, поступающих с пластовыми водами, несущими также свинец и цинк (Gehlen, 1966; Gehlen, Nielsen, 1969).

К этой же группе месторождений, по-видимому, следует отнести и стратиформные свинцово-цинковые залежи Атасуйского типа в Центральном Казахстане. Руды локализуются в отложениях верхнефаменского возраста, представленных кремнистыми, кремнисто-карбонатными и углистыми кремнисто-глинисто-карбонатными породами с примесью вулканического материала. Для месторождений данного типа характерен широкий диапазон вариаций изотопных отношений серы (по А. И. Тугаринову и др., (1972) до  $40\text{‰}$  для месторождения Жайрем и  $30\text{‰}$  — для Бистюбе и Ушкатапа). Наблюдается повышение содержания изотопа  $^{34}\text{S}$  в поздних генерациях сульфидов. Бариты из руд имеют значения  $\delta^{34}\text{S}$  от  $+10,7$  до  $+26,0\text{‰}$ . Происхождение серы из коровых источников для руд этих месторождений не вызывает сомнения и подтверждается данными по изотопному составу свинца.

2. Месторождения с близким к метеоритному изотопным составом серы и однородным распределением изотопов в пределах рудных тел. К ним относятся месторождения Брокен Хилл в Австралии, Картагена в Испании и др. На месторождении Брокен Хилл, крупнейшем в мире по добыче свинца, цинка и серебра, рудные тела залегают в толще сильно метаморфизованных пород докембрийского возраста, представленных сланцами и кварцитами с большим количеством кислых и основных вулканических пород. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  для сульфидов руды изменяются в узком диапазоне (от  $-2,0$  до  $+4,7\text{‰}$ , при средней величине около  $+1,0\text{‰}$ ), причем наблюдается однородный изотопный состав серы во всех рудных линзах (Stanton, Rafter, 1966, 1967). Различие в изотопном составе серы галенитов и сфалеритов указывает на высокую (более  $400^\circ\text{C}$ ) температуру кристаллизации сульфидов. Интересно, что структуры распада твердого раствора халькопирит — кубанит отвечают температуре отложения этих минералов около  $450^\circ\text{C}$ . Изотопные характеристики серы руды месторож-

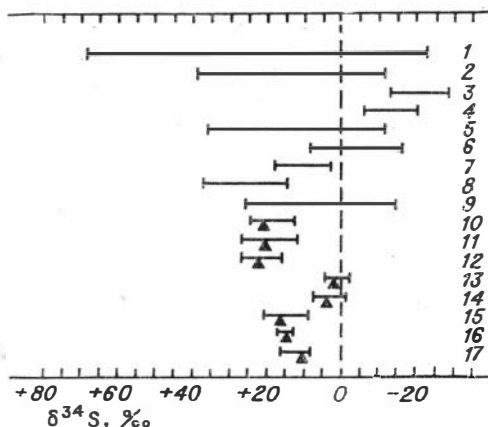


Рис. 60. Диапазон вариаций и среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  некоторых стратиформных свинцово-цинковых месторождений.

1 — Вислох; 2 — Аахен; 3 — Мехерник; 4 — Сант-Андреасберг; 5 — район Юго-Восточного Миссури; 6 — район Джозлини, Миссури; 7 — район Верхней долины Миссисипи, Висконсин; 8 — Инглесиас; 9 — Жайрем; 10 — Пайн Поинт; 11 — Эвиш; 12 — месторождение Сардана; 13 — Брокен Хилл; 14 — Картагена; 15 — Маунт Айза; 16 — Маунт Фаррел; 17 — Роусбери. Треугольником обозначено среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$ . Ссылки на литературу в тексте.

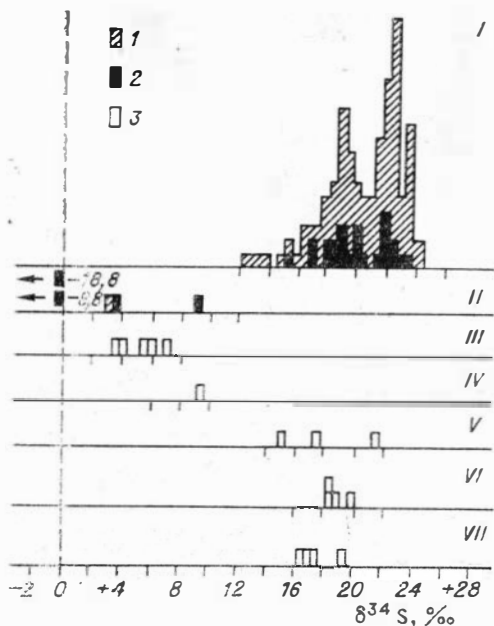


Рис. 61. Вариации изотопного состава серы в районе месторождения Пайн Поинт (Sasaki, Krouse, 1969).

I — сульфиды месторождения, II — сингенетические или диагенетические сульфиды из пород, III — сера пиробитумов, IV — сера из газа, V — самородная сера, VI — сера эвапоритов, VII — сера рассолов.

1 — сфалерит, галенит, 2 — пирит, 3 — сера различных соединений. Прямоугольником обозначен один анализ.

него девона и кембрия, такие как Пайн Поинт, месторождение Энвил на территории центрального Юкона в Северо-Западной Канаде, Маунт Айза в Австралии, ряд месторождений Западной Тасмании и др.

Из канадских месторождений наиболее детально изучен изотопный состав серы месторождения Пайн Поинт (Evans e. a., 1968; Sasaki, Krouse, 1969). Значения  $\delta^{34}\text{S}$  серы рудных минералов здесь варьируют от +12,6 до +24,1‰, при средней величине +20,1‰, причем не наблюдается существенных различий в составе серы сульфидов из четырех главных рудных тел. Сера сульфидов руды по изотопному составу близка к осадочным сульфатам среднего девона, отложения которых развиты в районе. Сингенетические и диагенетические сульфиды из вмещающих пород, в отличие от руды, показали широкие вариации изотопного состава серы (от +9 до -19‰), что типично для биогенных сульфидов. Обогащен легким изотопом  $^{32}\text{S}$  и сероводород современных термальных источников в районе Пайн Поинт (рис. 61). Высокие положительные и довольно однородные значения  $\delta^{34}\text{S}$  серы рудных минералов месторождения Пайн Поинт свидетельствуют об образовании сульфидов из сероводорода, возникшего в результате полной редукции сульфатов\*.

Высокое содержание тяжелого изотопа при довольно однородных величинах изотопных отношений серы показали сульфиды и другого стратиформного свинцово-цинкового месторождения Канады — Эпвил. Залежь массивных руд здесь локализуется в регионально метаморфизованных осадочно-вулканогенных породах кембрия (?) (Finley e. a., 1974). Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах этого месторождения изменяются от

\* К этому месторождению мы вернемся при сравнении его с месторождением Сардава.

дения Брокен Хилл свидетельствуют в пользу глубинного магматического источника серы.

Такой же источник серы, по-видимому, имели и руды месторождения Картагена в Южной Испании, залегающие в осадочных (доломиты, конгломераты) породах и андезитах третичного [возраста. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  серы сульфидов из различных рудных зон здесь колеблются в узком диапазоне (от -0,5 до +7‰, при средней величине около +3,6‰). Небольшая разница в изотопном составе серы кристаллизующихся совместно галенитов и сфалеритов указывает на температуру их образования около 400°C (Fridrich e. a., 1964).

3. Месторождения, изотопный состав серы сульфидов которых близок к осадочным сульфатам, а диапазон вариаций изотопных отношений главных рудных минералов не превышает 15—20‰. К этой группе относятся свинцово-цинковые месторождения Западной Канады, залегающие в рифовых фациях среди толщ доломитизированных известняков среднего девона и кембрия, такие как Пайн Поинт, месторождение Энвил на территории центрального Юкона в Северо-Западной Канаде, Маунт Айза в Австралии, ряд месторождений Западной Тасмании и др.

+12,1 до +25,9%. Температуры, вычисленные по различиям в изотопном составе серы в парах пирит—галенит, составляют 306°C. Исследователи, изучавшие это месторождение, полагают, что источником серы рудных минералов был сульфат морской воды соответствующего возраста. В геотермическом поле воздействия вулканизма происходило химическое восстановление сульфата. Восстановленная сера могла соединиться с металлами гидротермальных растворов, связанных с вулканической деятельностью.

На месторождении Маунт Айза в Австралии руды ассоциируют с карбонатными и вулканическими сланцами и связанными с ними прослоями туфовых пород, относимых к верхней части нижнепротерозойской серии Австралийского докембрийского щита. Значения  $\delta^{34}\text{S}$  основной массы сульфидов здесь изменяются от +8 до +20‰, средние значения  $\delta^{34}\text{S}$  в большинстве рудных тел близки к +16‰ (Solomon, Jensen, 1965; Stanton, Rafter, 1967). Различия в изотопном составе серы пирита, халькопирита, пирротина, сфалерита и галенита указывают на отложения их при низких температурах. В отличие от месторождения Пайн Поинт сульфиды Маунт Айзы показали более широкие вариации изотопных соотношений серы. На основании изотопных данных серы можно предполагать, что сульфиды Маунт Айзы сформировались при взаимодействии карбонатов или окислов железа, свинца и цинка с биогенным сероводородом, образовавшимся в процессе бактериальной редукции сульфатов в морских осадках под окисленным слоем ила.

Высокое содержание изотопа  $^{34}\text{S}$  при сравнительно небольших вариациях соотношений изотопов серы в главных рудных минералах (галенит, сфалерит, халькопирит) показали и свинцово-цинковые залежи Западной Тасмании (Solomon, 1965). На месторождении Маунт Фаррелл значения  $\delta^{34}\text{S}$  серы сульфидов изменяются в узком диапазоне (от +13 до +16,5‰, при средней величине +14,1‰). Разница в изотопном составе серы между сосуществующими сфалеритом и галенитом соответствует температуре кристаллизации их около 300°C. На месторождении Роусбери значения  $\delta^{34}\text{S}$  сульфидов варьируют от +7,6 до +15,5‰, при средней величине +10,9‰. Высокое содержание изотопа  $^{34}\text{S}$  (от +34,6 до +41,2‰) отмечено для баритов из сульфидной и баритовой залежей. Изотопные различия серы в сульфидных парах свидетельствуют об отложении этих минералов при температурах 230—380°C.

Изотопный состав серы сульфидов рассмотренных свинцово-цинковых месторождений Австралии, залегающих в нижнепротерозойских вулканогенно-осадочных породах, близок соотношению изотопов серы в сульфате докембрийского океана. Различия изотопного состава серы отдельных месторождений, по-видимому, обусловлены разными условиями и механизмом восстановления сульфатов и, возможно, разной добавкой серы глубинного вулканического происхождения.

4. Месторождения долины Миссисипи мы рассматриваем отдельно, так как по изотопным характеристикам серы среди них встречаются объекты, которые можно отнести к первой и третьей группам. Кроме того, поскольку многие залежи свинцово-цинковых руд в осадочных породах геологи нередко относят к месторождениям «типа долины Миссисипи», следует более детально остановиться на характеристике их изотопного состава серы.

Как известно, в провинции Миссури находятся крупнейшие в Северной Америке залежи свинцово-цинковых руд. Руды здесь локализируются в доломитизированных породах палеозойского возраста и представлены пластовыми залежами, приуроченными к зонам нарушений. Руды рассматриваются как эпигенетические и по типу напоминают тела выполнения пустот и замещения (Neul e. a., 1974). Преобладающие рудные минералы: галенит, сфалерит, марказит. Жильные — барит, кальцит, доломит, кварц. Изменения вмещающих пород несут низкотемпературный характер.



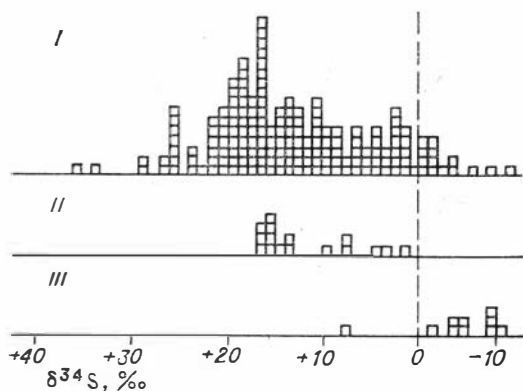


Рис. 62. Изотопный состав серы свинцово-цинковых месторождений долины Миссисипи (Ault, Kulp, 1960).

I — месторождения района Юго-Восточного Миссури, II — район Иллинойс—Висконсин, III — район Джоплин, Миссури.

происхождение серы из биогенного сероводорода. По мнению некоторых исследователей (Jensen, 1967), сульфатредукция происходила при просачивании сульфатных вод через рифоподобные пористые зоны, содержащие органические остатки. Поскольку в карбонатных породах было мало железа, сероводород накапливался там до момента привноса цинка и свинца, после чего отлагались сульфиды.

Детальное изучение изотопного состава серы сульфидов некоторых рудников района Верхней Долины Миссисипи, Висконсин, (Pinckney, Rafter, 1972) показало, что основная масса сульфидов здесь при обогащении тяжелым изотопом  $^{34}\text{S}$  в среднем до 12—13‰ обнаружила сравнительно небольшие (в пределах 8—10‰) вариации изотопного состава серы. Наибольшее отклонение от средней величины  $\delta^{34}\text{S}$  наблюдалось в единичных пробах марказита, тогда как галениты и сфалериты довольно однородны по изотопным соотношениям серы (рис. 63). Галениты в среднем имеют более легкий изотопный состав серы, чем сфалериты, хотя разница в изотопном составе серы тех и других в разных рудниках различна. В руднике Бути, Висконсин было обнаружено различие изотопного состава серы ранних и поздних генераций сульфидных минералов (Pinckney, Rafter, 1972). Галениты более ранней стадии были на 4‰ легче, чем сфалериты, отложенные с ними одновременно. Поздние сфалериты имели более высокие значения  $\delta^{34}\text{S}$ , чем ранние генерации этого минерала (рис. 64). Анализируя эти данные, А. Нейл, Г. Лендис и Р. Зартман (Neul et al., 1974) считают, что изменение изотопного состава серы ранних и поздних сфалери-

Сульфиды из месторождений долины Миссисипи в целом показали широкую (до 50%) дисперсию значений  $\delta^{34}\text{S}$  (Ault, Kulp, 1960), однако каждый район характеризуется своим диапазоном вариаций изотопных отношений серы. В месторождениях района Юго-Восточного Миссури значения  $\delta^{34}\text{S}$  изменяются от +35 до -10‰, в месторождениях района Верхней Долины Миссисипи — от +18 до 0‰, и в месторождениях района Джоплин, Миссури, — от 0 до -10‰ (рис. 62).

Соотношение изотопов серы и характер их вариаций в рудах месторождений долины Миссисипи предполагают коровое

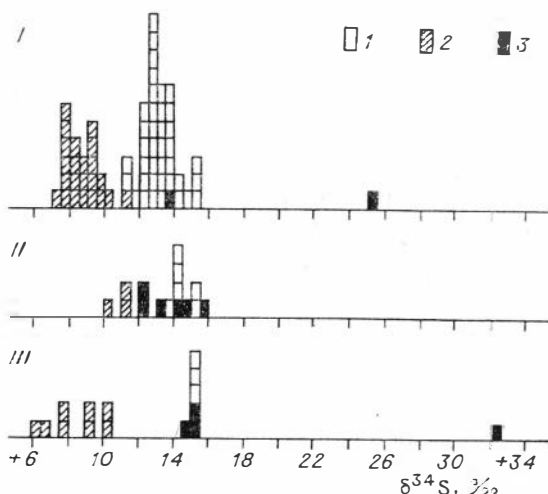


Рис. 63. Изотопный состав серы сульфидов некоторых рудников из района Верхней долины Миссисипи. Используются данные (Pinckney, Rafter, 1972).

Рудник: I — Бути, II — Элмо, III — Блэкстоун. 1 — сфалерит, 2 — галенит, 3 — пирит.

тов обусловлено изменением химизма рудообразующих растворов в связи с увеличением рН и падением температуры. Последнее предполагает достижение изотопного равновесия при осаждении сульфидов из гомогенных по сере жидких растворов.

Данные по изотопам серы и флюидным включениям показывают, что температуры рудоотложения в месторождениях долины Миссисипи изменялись от 50 до 200°C. По мнению названных выше исследователей, обобщивших результаты изотопных соотношений серы, свинца, водорода, кислорода и углерода, формирование месторождений долины Миссисипи связано с глубоко циркулирующей термальной системой рассолов. Растворы были нагреты на глубине, затем вливались в водоносные горизонты, через которые они распространялись на большие площади. Для серы и свинца предполагается коровое происхождение. Источниками серы были сингенетические пириты из сланцев, черные карбонатные сланцы, пласты эвапоритов. В различных месторождениях эти источники играли разную роль. Помимо различия источников серы в месторождениях из различных районов долины Миссисипи, вариации изотопного состава серы сульфидов их обусловлены также разными физико-химическими условиями рудоотложения (рН, температура).

Приведенный выше обзор изотопных данных серы для месторождений стратиформных свинцово-цинковых руд показывает, что они различаются по источникам серы и физико-химической обстановке рудоотложения (рис. 65). Эти месторождения имеют широкий спектр вариаций изотопных отношений серы (от +22 до -14‰). Большинство средних значений  $\delta^{34}\text{S}$  серы сульфидов отдельных объектов показывают значительно более высокое содержание изотопа  $^{34}\text{S}$  по сравнению с серой метеоритов и группируются в диапазоне от +5 до +22‰.

Существенное обогащение изотопом  $^{34}\text{S}$  сульфидов многих месторождений стратиформных свинцово-цинковых руд указывает на участие в их формировании тяжелой серы осадочных сульфидов. Относительно способа вовлечения сульфатов в рудный процесс существуют различные мнения. Одни исследователи предполагают участие в рудообразовании сульфатных рассолов, другие — ассимиляцию осадочной сульфатной серы магмой, впоследствии отделившей рудное вещество, третьи — вовлечение сульфата морской воды в вулканический аппарат при вулканогенно-осадочном рудоотложении. Существует мнение об участии в формировании некоторых свинцово-цинковых залежей тяжелого сероводорода неф-

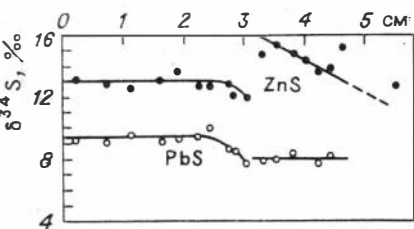


Рис. 64. Вариации изотопного состава серы в различных генерациях сульфидов на месторождении Бутп, Висконсин (Pinkney, Rafter, 1972).

Кружок означает один анализ. По горизонтальной оси отложено расстояние от вмещающей породы в сантиметрах.

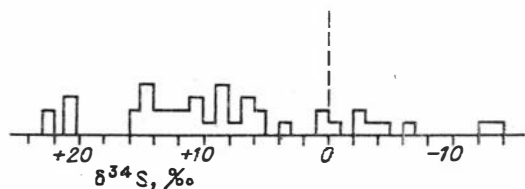


Рис. 65. Среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  стратиформных свинцово-цинковых месторождений (Гриненко, Гриненко, 1974; дополнено новыми данными). Прямоугольник обозначает одно значение.

тяных газов. В ряде месторождений в формировании сульфидов принимает участие сера сероводорода, образованного при бактериальной сульфатредуцирующей деятельности в пластах осадка.

Таким образом, изотопные данные серы указывают на разный гевезис месторождений, объединяемых в группу стратиформных месторождений цветных металлов. Поэтому получе-

ние новых детальных изотопных результатов для конкретных объектов может дать как дополнительную информацию об их генезисе, так и внести некоторые уточнения в существующие взгляды на образование стратиформных месторождений в целом.

## § 2. РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА СЕРЫ РУД И ПОРОД МЕСТОРОЖДЕНИЯ САРДАНА

Изотопный состав серы сульфидов руды определен в 63 мономинеральных пробах сульфидов — галенитах, сфалеритах и пиритах, отобранных из массивных, вкрапленных и жильных руд месторождения и соседних с ним участков и представляющих, по геологическим данным, разные по времени формирования парагенетические минеральные ассоциации (рис. 66, табл. 41).

Обращают на себя внимание две основные особенности изотопного состава серы сульфидов Сарданы: 1) все пробы сульфидов (кроме одного анализа пирита) оказались существенно обогащены тяжелым изотопом  $^{34}\text{S}$ ; среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  для серы руды составляет  $+22,0 \pm 2,3\%$  и 2) диапазон вариаций изотопных отношений серы сульфидов не превышает 11%; значения  $\delta^{34}\text{S}$  в рудах колеблются от  $+16,8$  до  $+27,1\%$ .

Не наблюдается различий в изотопном составе серы разных, по геологическим данным, генераций сульфидов (рис. 67). Однако сульфиды разного минерального вида показывают определенные отличия в соотношениях изотопов серы. Так, среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  для сфалеритов более высокое ( $+23,5 \pm 1,9\%$ ), чем для галенитов ( $+20,8 \pm 1,9\%$ ); разница составляет 2,7%. Среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  для шести проб пирита составляет  $+21,5 \pm 2,6\%$  и только одна проба пирита оказалась обогащена легким изотопом  $^{32}\text{S}$  (до 4,4%).

Сопоставление пар сфалерит — галенит, находящихся в непосредственной ассоциации, показывает, что сера сфалеритов всегда тяжелее галенитов в одних и тех же штучных пробах (табл. 42). Разница в зна-

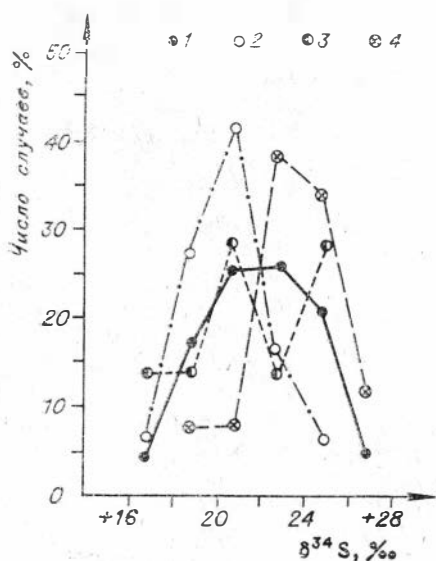


Рис. 66. Гистограмма распределения значений  $\delta^{34}\text{S}$  в рудных минералах месторождения Сардана.

1 — все сульфиды, 2 — галенит, 3 — пирит, 4 — сфалерит.

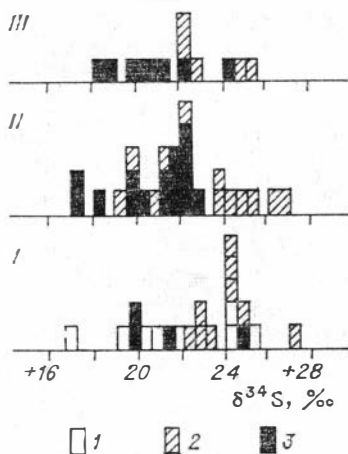


Рис. 67. Изотопный состав серы сульфидов из разных парагенетических ассоциаций на месторождении Сардана.

I, II, III — парагенетические минеральные ассоциации. 1 — пирит, 2 — сфалерит, 3 — галенит.

## Изотопный состав серы сульфидов руд месторождения Сардана

№ образца	Минерал и парагенетическая ассоциация	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰	№ образца	Минерал и парагенетическая ассоциация	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰
T-1/74	Сфалерит III Галенит III	+24,9 +18,3	C-43-39	Сфалерит I	+22,7
T-3/74-1	Сфалерит II Галенит II	+24,9 +19,5	C-43-44	Галенит I Сфалерит I	+19,9 +23,3
T-3-A/74	Сфалерит II Галенит II	+23,8 +19,6	C-51-18	Пирит II Сфалерит II	+20,8 +20,9
T-3-A/74	Сфалерит II Галенит II	+25,0 +21,7	C-51-20	Пирит II Сфалерит II	+25,3 +24,3
T-4/74	Пирит II Сфалерит II Галенит II	+19,5 +21,2 +17,2	C-51-2	Сфалерит I Галенит I	+24,1 +19,6
T-4-A/74	Сфалерит II Галенит II	+23,6 +21,6	T-3/74-1	Сфалерит I	+24,2
T-5-A/74	»	+21,9	T-1-1/74	Сфалерит II	+19,9
T-6/74	Галенит III	+22,0	T-4-A/74	Пирит II Сфалерит II Галенит II	+24,1 +23,6 +21,0
T-7/74	»	+19,8	T-11/74	Сфалерит I	+22,2
T-8/74	Галенит II	+20,3	C-43-33	»	+24,2
T-9/74	»	+22,1	C-43-16/1	Сфалерит II Галенит II	+27,1 +24,5
T-10/74	»	+22,0	C-34-39/1	Сфалерит I	+24,2
T-11-74	»	+22,3	C-158	Пирит I	+21,9
T-12/74	»	+22,3	C-2	Пирит II	-4,4
T-13/74	Галенит III	+21,4	C-57-1	Сфалерит III Галенит III	+24,5 +22,2
T-14/74	»	+18,8	C-52-11	Сфалерит II	+22,4
T-17/74	»	+20,9	C-52-5	»	+22,6
T-18-/74	»	+24,5	C-51-6	Пирит I Галенит I	+22,4 +18,2
T-19/74	»	+21,3	C-51-13	Пирит I	+16,8
T-20/74	»	+21,5	C-51-291	Сфалерит III	+22,5
T-21/74	Галенит II	+20,4	C-51-29/1	Сфалерит II	+25,3
C-43	Сфалерит II Галенит II	+26,8 +22,3			
C-43-16	Сфалерит I	+26,0			

Примечание. В качестве стандарта использована сера тронилита метеорита Сихотэ-Алинь. Точность измерения  $\pm 0,3\%$  от величины  $\delta^{34}\text{S}$ .

Таблица 42

Изотопный состав серы сокристаллизующихся сфалеритов и галенитов месторождения Сардана

№ образца	$\delta^{34}S, ‰$		$\Delta \delta^{34}S, ‰$	Температура °C
	сфалерит	галенит		
T-1/74	22,1	18,3	3,8	>200
T-3/74	24,9	19,5	5,4	>100
T-3-A/74	23,8	19,6	4,2	130
T-3-B/74	25,0	21,7	3,3	220
T-4/74	21,2	17,2	4,0	150
T-4-A/74	23,6	21,1	2,5	270
C-43	26,8	22,8	4,0	150
C-43-39	22,7	19,9	2,8	250
C-51-27	24,1	19,6	4,5	100
C-52-8	19,3	16,8	2,5	270
T-43-16	27,1	24,5	2,6	280
C-57-1	24,5	22,2	2,3	300
	Среднее		3,5	

чениях  $\delta^{34}S$  сфалеритов и галенитов для двенадцати сосуществующих пар изменяется от 2,3 до 5,4‰ и составляет в среднем 3,5‰. Подобное распределение изотопов серы в сфалеритах и галенитах свидетельствует о том, что эти минералы кристаллизовались в условиях, близких к изотопно равновесным. Одновременное отложение подавляющей массы сфалерита и галенита на месторождении Сардана подтверждается минералогическими наблюдениями. Согласно серной изотопной температурной шкале Кадживаары и Кроуза (Kajiwara e. a., 1969), различия в изотопном составе серы сфалеритов и галенитов месторождения Сардана отвечают температурам их отложения от 300 до менее чем 100°C (табл. 47), средняя температура составляет около 200°C (рис. 68). Что касается немногих пар пирит — галенит и пирит — сфалерит, то здесь нет четких различий в изотопном составе серы, свидетельствующим

об отложениях этих минералов во всех случаях в условиях, близких к изотопно равновесным. В нескольких парах пирит — сфалерит и одной паре пирит — галенит разница в изотопном составе серы отрицательная или небольшая отвечающая неправдоподобно высокой для таких руд температуре отложения. В двух парах пирит — галенит изотопное различие по сере отвечает температурам 220 и 300°C соответственно (рис. 69), что близко к изотопным температурам для пар галенит — сфалерит. Очевидно, в рудах Сарданы присутствуют различные генерации пирита, который не всегда отлагался в изотопно равновесных условиях со сфалеритом и галенитом.

**Серя осадочных пород и даек.** Для установления связи руды с вмещающими породами и магматическими проявлениями были определены содержания и изотопный состав серы ряда проб осадочных пород и даек из района месторождения. Для осадочных пород определялись количество

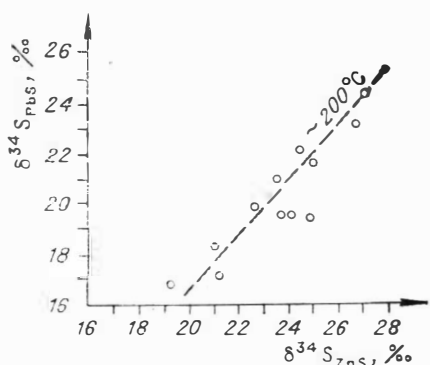


Рис. 68. Фракционирование изотопов серы сокристаллизующихся галенитов и сфалеритов на месторождении Сардана.

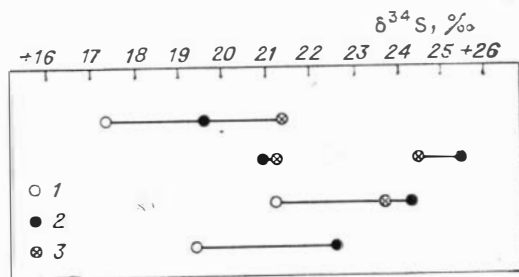


Рис. 69. Изотопный состав серы ассоциирующих пирита (1), сфалерита (2) и галенита (3) на месторождении Сардана.

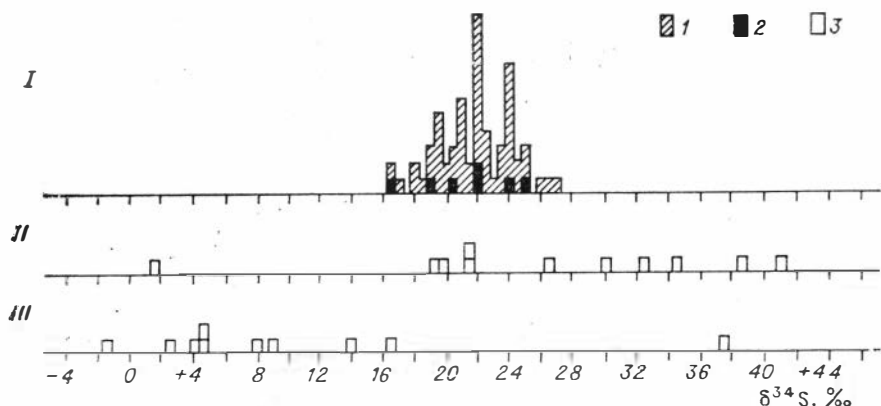


Рис. 70. Изотопный состав серы сульфидов руд и серы осадочных пород и дайковых образований основного состава месторождений Сардана и Уруй.

I — сульфиды руд, II — сера осадочных пород, III — сера даек. 1 — сфалерит, галенит  
2 — пирит рудный, 3 — сера пород.

и изотопный состав пиритной и сульфатной форм серы совместно\*, для дайковых пород — общей серы, включающей сульфидную и сульфатную ее формы (табл. 43, 44, рис. 70, 71).

Как видно из табл. 43, содержания серы в осадочных породах в районе месторождения Сардана колеблются от 0,005 до 0,2%, в среднем составляя  $0,012 \pm 0,005\%$ . Эти содержания значительно ниже средних значений для карбонатных пород платформ (0,884%) и геосинклиналей (0,110%) (В. А. Гриненко, Л. Н. Гриненко, 1974). Изотопный состав серы осадочных пород здесь показал высокое содержание изотопа  $^{34}\text{S}$ . Значения  $\delta^{34}\text{S}$  в осадочных породах Сарданы варьируют от +1,9 до +41,8‰. Среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  для карбонатных пород составляет  $+28,8 \pm 8,0\%$ . Вариации изотопного состава серы осадочных пород гораздо выше, чем в рудах самого месторождения (рис. 70).

Таблица 43

Содержание и изотопный состав серы осадочных пород месторождения Сардана

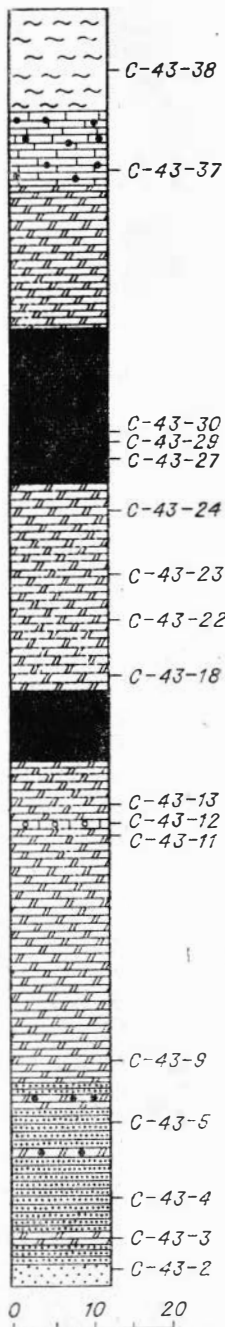
№ образца	Порода	S, %	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰
С-43-2	Кварцевый песчаник	0,007	+1,9
С-43-3	Строматолитовый доломит	0,013	+30,1
С-43-4	Вишнево-красный глинисто-доломитовый алевролит	0,013	+32,5
С-43-5	Серовато-зеленый глинисто-алевролитистый доломит	0,007	+26,5
С-43-6	Тонкозернистый доломит	0,008	+38,6
С-43-9	Зеленовато-серый тонкозернистый известняк	0,015	+21,8
С-43-12	Крупнозернистый битуминозный доломит	0,016	+19,6
С-43-13	Сахаровидный мелкозернистый доломит	0,012	+34,8
С-43-23	Сахаровидный доломит	0,005	+20,3
С-43-37	Глаукоцитовый известняк	0,02	+41,8
С-43-38	Битуминозная кремнисто-карбонатная порода	0,017	+21,7

Примечание. Образцы С-43-2–С-43-23 характеризуют юдомскую свиту венда; С-43-37- и С-43-38 — пестроцветную свиту нижнего кембрия. Химическая характеристика пород приведена в гл. II (табл. 3).

\* В пробах осадочных пород не было обнаружено сульфидов, разлагаемых в соляной кислоте.

Рис. 71. Схема отбора проб из разреза юдомской свиты по канаве 43 на изотопный анализ серы (участок Центральный месторождения Сардана).

1—2 — отложения пестроцветной свиты нижнего кембрия: 1 — глинистые алевриты, 2 — глауконитовые известняки; 3—6 — отложения юдомской свиты венда: 3 — доломиты и доломитизированные известняки, 4 — битуминозные доломиты, 5 — пестроцветные мергели, доломиты и глинистые доломиты третьей пачки, 6 — кварцевые песчаники второй пачки; 7 — сплошные и густовкрапленные галенит-сфалеритовые руды; 8 — рассеянная вкрапленность сфалерита и галенита.



Содержания серы в пробах диабазов и долеритов колеблется от 0,01 до 0,67%. В целом, за исключением двух проб, они типичны для пород основного состава. Изотопный состав серы даек существенно варьирует от  $-0,8$  до  $+36,8\%$ . В некоторых пробах даек соотношения изотопов серы близки к метеоритному значению (табл. 44, № 2, 3, 4, 10) или отличаются от него несколько повышенным содержанием изотопа  $^{34}\text{S}$  (до 2,9 — 4,7%). В пределах одной и той же дайки разные пробы показывают иногда существенные вариации в содержании изотопов серы (табл. 44, № 1, 2, 7—9). В одной пробе диабазов сера оказалась значительно (до 36,8%) обогащена изотопом  $^{34}\text{S}$ , т. е. в такой же степени, как и сера из вмещающих дайки осадочных карбонатных пород. В этой же пробе оказалось и высокое (до 0,67%) содержание общей серы. Высокие значения  $\delta^{34}\text{S}$  и вариации этих величин в сере дайковых пород в рудном поле месторождения Сардана можно объяснить тем, что происходило загрязнение дайковых пород тяжелой серой осадочных карбонатных толщ. Смешение коровой серы с серой глубинной самих даек, при отсутствии хорошей гомогенизации, привело к существенным вариациям изотопного состава ее в дайках.

### § 3. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ УГЛЕРОДА КАРБОНАТНЫХ ПОРОД

Был определен изотопный состав углерода восьми проб карбонатных пород — известняков, доломитов, карбонатных углисто-глинистых сланцев — из района месторождения Сардана. Образцы представляли породы без приэпигенетической доломитизации и с эпигенетической доломитизацией вблизи руды\*. Точность измерения  $\pm 0,01\%$  от величины  $\text{C}^{13}$ . В качестве стандарта использован карбонат РДВ.

Изотопный состав углерода карбонатных пород в районе месторождения Сардана изменяется от  $-0,17$  до  $+0,08\%$ . Эти значения укладываются в диапазон вариаций, характерный для морских известняков и доломитов (Галимов, 1968). Не наблюдается четких различий в изотоп-

\* Подготовка проб для изотопного анализа была проведена Т. С. Громовой, измерения на масс-спектрометре — Э. М. Галимовым.

## Содержание и изотопный состав серы палеозойских даек основного состава в районе месторождений Сардана и Уруй

№ образца	Порода	Место взятия	S, %	$\delta^{34}\text{S}$ , ‰
1	Диабаз	Сардана, скв. 8, гл. 129 м	0,23	+16,5
2	Керсантит	Сардана, скв. 8, гл. 350 м	0,107	+4,6
3	Диабаз	Уруй, скв. 35, гл. 54 м	0,012	+4,7
4	Керсантит	Сардана, скв. 43, гл. 281 м	0,24	+2,9
5	Диабаз	Уруй, канава 425	0,672	+37,6
ШК	»	Восточное крыло Курунгской антиклиналя, шток	0,075	+3,8
К-402/18-1	»	Уруй, образец из делювия	0,04	+14,0
К-402/18-3	»	Уруй, канава 402, 3—5 м от контакта с рудой	0,01	+9,2
К-402/18-4	»	Уруй, канава 402, 8—9 м от контакта с рудой	0,017	+8,0
1К	»	Сардана, участок «Куб» Западное крыло Сарданинской синклинали	0,027	-0,8

Примечание. Образцы проб даек были представлены В. Д. Боговиным.

ном составе углерода доломитов и других карбонатных пород, а также пород с проявлениями эпигенетической доломитизации и без них.

Хотя изотопные данные ограничены, но как будто бы намечается тенденция, что эпигенетические доломиты более однородны по изотопному составу углерода, чем другие породы, хотя величины  $\text{C}^{13}$  тех и других близки. Это свидетельствует о том, что при эпигенетической доломитизации преимущественно углерод из вмещающих карбонатных пород. При этом происходила некоторая гомогенизация его изотопного состава.

#### § 4. ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ РУДНЫХ СВИНЦОВ МЕСТОРОЖДЕНИЙ САРДАНА И УРУЙ

Изотопный состав свинцов определен в 72 мономинеральных пробах галенита, отобранных по тому же принципу, что и мономинеральные пробы для изотопного анализа серы. Все изотопные определения свинца выполнены в лаборатории геохронологии ИГиГ СО АН СССР Л. Д. Шипиловым.

Для определения изотопного состава свинца применялся метод оптической интерференционной спектроскопии (Жиглинский, 1957; Каштан, Хлопина, 1961; Жиглинский и др., 1963; Шипилов и др., 1968). В установке, описанной ранее (Шипилов и др., 1968), интерферометр Фабри-Перо с коэффициентом отражения  $r = 86\%$  заменен интерферометром, имеющим  $r = 95\%$ , что позволило получить намного более высокое разрешение сверхтонкой структуры линии  $\text{Pb } 4057,8\text{A}$ , используемой для определения четырех изотопов свинца (Шипилов, 1977). Для расчета концентрации изотопов  $\text{Pb}^{206}$ ,  $\text{Pb}^{207}$ ,  $\text{Pb}^{208}$  сверхтонкая структура линии  $\text{Pb}$  регистрировалась при разрядном токе в полном катоде 5—6 мА, для  $\text{Pb}^{204} - 10-12$  мА.

Считается, что при использовании метода изотопного спектрального анализа основной причиной возникновения ошибок является недоста-



Изотопный состав и главные изотопные отношения свинца галенитов свинцово-цинковых руд месторождения Сардана

№ лаб.	Место отбора и характеристика руд	Изотопный состав Pb, %				При Pb <sup>206</sup> =1			Pb <sup>206</sup> / Pb <sup>207</sup>
		Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>	
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
<i>I. Первый тип рудных свинцов</i>									
1118	Канавы 51-А. Галенит в ассоциации с доломитом в виде гнездо- и жиллообразных обособлений в полосчатой сфалеритовой руде	1,35	24,70	20,60	53,35	18,3	15,26	39,52	1,199
1119		1,36	24,75	21,55	52,35	18,2	15,85	38,49	1,148
1120		1,35	24,65	21,55	52,45	18,26	15,96	38,85	1,144
1148	Канавы 43. Галенит из грубополосчатых доломит-сфалерит-галенитовых руд. Галенит крупнокристаллический	1,34	24,55	21,60	52,50	18,32	16,12	39,18	1,137
1145		1,35	24,90	21,55	52,20	18,44	15,96	38,67	1,155
1092	Расчистка между К-206 и К-207. Доломитистые известняки полосчатые (бурундучного типа) с вкраплениями галенита и сфалерита. Галенит мелкокристаллический.	1,36	24,90	21,40	52,35	18,31	15,76	38,49	1,164
1093		1,30	25,10	21,35	52,25	19,31	16,42	40,19	1,176
1094	Канавы 59. Галенит из полосчатых сфалеритовых и галенит-сфалеритовых руд. Галенит средне- и крупнокристаллический	1,35	24,90	21,80	51,95	18,44	16,15	38,48	1,142
1095		1,29	24,90	21,45	52,35	19,30	16,63	40,58	1,161
1096		1,31	24,65	21,05	53,00	18,82	16,07	40,46	1,171
1103	Канавы 43. Серые известняки с согласными тонкими редкими рудными слоями (линзами), представленными сфалеритом и галенитом	1,34	25,15	21,25	52,25	18,77	15,86	38,99	1,184
1107		1,37	25,00	21,60	52,05	18,16	15,77	37,99	1,157
1108		1,33	24,80	21,20	52,65	18,65	15,94	39,59	1,17
1109		1,36	24,95	21,20	52,50	18,35	15,59	38,60	1,177
1112	Канавы 229. Полосчатые известняки, содержащие слои доломита с галенитом. Галенит мелкозернистый	1,38	24,75	21,30	52,60	17,93	15,43	38,12	1,162
1111		1,35	24,55	21,10	53,00	18,19	15,63	39,26	1,164
1110		1,38	25,00	21,60	52,00	18,12	15,65	37,68	1,157
1071	Там же. Полосчатые и массивно-полосчатые галенит-сфалеритовые руды	1,38	24,55	21,60	52,45	17,80	15,65	38,00	1,137
1072		1,36	25,20	21,90	51,55	18,53	16,1	37,9	1,151
1074		1,32	25,00	21,60	52,10	18,94	16,36	39,47	1,157
1210		1,37	25,20	21,80	51,65	18,39	15,91	37,7	1,156
1213		1,35	24,90	21,80	51,95	18,44	16,5	38,48	1,142
1208		1,35	24,65	21,25	52,75	18,26	15,74	38,89	1,16
<i>II. Второй тип рудных свинцов</i>									
1100	Канавы 45. Галенитовые жилы (свинчачки) в зонах дробления. Галенит ассоциирует с белым доломитом. Руды массивной и очковой (глазковой) текстуры. Галенит крупнозернистый	1,33	24,85	21,05	52,80	18,68	15,83	39,70	1,180
1101		1,33	24,85	21,05	52,80	18,68	15,83	39,70	1,180
1080		1,33	24,90	21,30	52,45	18,72	16,02	39,44	1,169
1081		1,32	24,90	21,20	52,60	18,86	16,06	39,85	1,175
1082		1,37	24,60	21,40	52,60	17,96	15,62	38,39	1,15
1121	Канавы 51-А. Жилы и линзы крупнокристаллического галенита	1,34	25,10	21,65	51,90	18,73	16,16	38,73	1,159
1131		1,34	25,20	21,65	51,80	18,81	16,16	38,66	1,164

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	(свинчака) с белым доломитом								
1149	Канавы 211. Галенит из доломит-галенитовых жил (свинчака)	1,25	25,20	21,40	52,15	20,16	17,12	41,72	1,178
1151		1,39	25,20	21,65	51,75	18,13	15,58	37,23	1,164
1085	Канавы 52. Жила доломита с крупными резкими вкраплениями галенита (очковые руды). Галенит крупнокристаллический	1,35	24,95	21,45	52,25	18,48	15,89	38,7	1,163
1086		1,39	25,30	21,50	51,80	18,2	15,47	37,27	1,777
1087	Канавы 54. Густовкрапленные галенитовые руды в отбеленных известняках. Галенит мелкозернистый	1,36	25,50	21,55	51,60	18,75	15,85	37,94	1,183
1088		1,36	25,60	21,55	51,50	18,82	15,85	78,87	1,188
1090	Редкие вкрапления галенита в белом доломите (очковая руда). Галенит крупнокристаллический	1,36	25,35	21,00	52,30	18,64	15,44	38,46	1,207
1091		1,37	25,35	21,50	51,80	18,5	15,69	37,81	1,179
1113	Канавы 228. Галенит поздних галенитовых жил из зон дробления. Галенит крупнокристаллический	1,38	24,80	21,15	52,70	17,97	15,33	38,19	1,173
1116		1,37	24,70	21,45	52,50	18,03	15,66	38,32	1,151
1117	Канавы 237. Галенит с кальцитом и доломитом из поздних галенитовых жил в зоне дробления. Галенит крупнокристаллический	1,30	25,00	21,40	52,30	19,23	16,46	40,23	1,168
1122		1,38	25,00	21,50	52,10	18,12	15,58	37,75	1,163
1123		1,34	24,95	21,70	52,00	18,62	16,19	38,81	1,150
1125	Канавы 253. Гнездово-жилкообразные обособления крупнокристаллического галенита в кальцитовых жилах, секущих сахаровидные известняки	1,34	24,55	21,45	52,65	18,32	16,01	39,29	1,145
1126		1,35	25,15	22,00	51,50	18,63	16,3	38,15	1,143
1127		1,34	24,70	21,90	52,05	18,43	16,34	38,84	1,128
1132		1,35	25,20	21,60	51,85	18,67	16,00	38,41	1,167
1133		1,35	25,00	21,65	52,00	18,52	16,04	38,52	1,155
1073		1,37	25,70	21,50	51,45	18,76	15,69	37,55	1,195

## III. Третий тип рудных свинцов

1102	Канавы 45. Вкрапления в сфалеритовых рудах пятнисто-полосчатой текстуры. Галенит крупнокристаллический	1,38	24,85	21,75	52,00	18,01	15,76	37,68	1,142
1146	Канавы 51-А. «Жилы» и линзы крупнокристаллического галенита (свинчаки) с белым доломитом	1,35	24,45	21,75	52,45	18,11	16,11	38,85	1,124
1128	Канавы 52. Метакристаллы галенита в белом доломите. Очковая текстура. Галенит крупнокристаллический	1,39	24,15	21,50	53,10	17,37	15,47	38,20	1,123
1089	Канавы 57. Крупные метакристаллы галенита в жилкообразной массе белого доломита. Руда очковой текстуры	1,37	24,50	21,50	52,65	17,88	15,69	38,43	1,140
1097	Канавы 204. Вкрашенные галенитовые (с доломитом) руды с реликта-	1,38	24,95	21,90	51,80	18,08	15,87	37,54	1,139
1098		1,36	24,30	21,95	52,40	17,87	16,14	38,53	1,107
1099		1,41	24,50	21,55	52,55	17,38	15,28	37,27	1,137

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	ми известняка. Галенит средне- и мелкозернистый с явными признаками метасоматоза								
1114	Канавы 228. Крупнокристаллический галенит из поздних галенитовых жил в зонах дробления	1,39	24,55	21,50	52,50	17,66	15,47	37,77	1,142
1115		1,40	24,55	21,40	52,65	17,54	15,29	37,61	1,147
1124	Канавы 237. Галенит крупнокристаллический с кальцитом и доломитом	1,38	24,30	21,40	52,90	17,61	15,51	38,33	1,136

точно хорошее воспроизведение формы контура линии (Александрук и др., 1967), зависящей от газовой температуры источника света (полого катода). Однако в общем случае форма контура является функцией не только температуры, но и параллельности пластин интерферометра и точности юстировки оптической системы (в особенности установки выходной диафрагмы). Поэтому в различных конкретных методах анализа ошибка, вносимая температурным фактором, может быть меньше, нежели вносимая другими факторами. В последнее время Л. Д. Шипиловым (Гычинский и др., 1977) была проведена теоретическая оценка ошибок результатов анализа в зависимости от температуры для интерферометра с  $r = 86\%$  и постоянной эталона  $t = 16$  мм при содержании изотопов, характерных для обыкновенного свинца. Контур линии рассчитывался как сложный, состоящий из доплеровского и аппаратурного:

$$I_V = I_0 \int_{-\infty}^{+\infty} e^{-\frac{mc^2x^2}{2RTV_0^2}} \cdot \frac{1}{1 + \frac{4r}{(1-z)^2} \cdot \sin^2\pi \frac{V-X}{\langle\Delta V\rangle}} \cdot dx,$$

где  $I_V$  — интенсивность линии при частоте  $V$ ;  $m$  — масса излучающего атома;  $c$  — скорость света;  $R$  — универсальная газовая постоянная;  $T$  — абсолютная температура;  $r$  — коэффициент отражения;  $\langle\Delta V\rangle = = 1/2t$  — область дисперсии;  $e$  — основание натуральных логарифмов.

Приведенный интеграл в конечном виде не берется и вычисляется графическим методом по точкам. Оказалось, что при изменении температуры от 200 до 260°K, коэффициенты переложения линий меняются на 2—3%, что приводит к ошибке в определении концентраций меньше 0,5% в относительных единицах. По-видимому, в данном случае температура газового разряда не является определяющим фактором ошибки. Это подтверждается тем, что разрешающая способность установки при использовании интерферометра с  $r = 95\%$  по сравнению с  $r = 86\%$  не повысила точности определений: и в том, и в другом случае квадратичная ошибка единичного определения  $\delta = 1\%$  для  $\text{Pb}^{206}$ ,  $\text{Pb}^{207}$ ,  $\text{Pb}^{208}$  и примерно 2,5—3% для  $\text{Pb}^{204}$ . Чтобы увеличить надежность точности определений, результаты анализов корректировались с помощью поправочных коэффициентов, найденных по эталонным образцам. Эти поправочные коэффициенты находились для трех значений разрешающей способности установки, контроль которой проводился по провалу между пиками  $\text{Pb}^{206}$  и  $\text{Pb}^{208}$  эталонного образца, записываемого в ходе анализа. Точность анализа в этом случае характеризуется следующими значениями квадратичной ошибки единичного определения:  $\sigma = 2$ —2,5; 0,8; 1,2; 0,6% для  $\text{Pb}^{204}$ ,  $\text{Pb}^{206}$ ,  $\text{Pb}^{207}$  и  $\text{Pb}^{208}$  соответственно (табл. 45, 46).

## Изотопный состав и главные изотопные отношения свинца галенитов свинцово-цинковых руд месторождения Уруй

№ проб	№ проб лаб.	Место отбора проб и характеристика руд	Изотопный состав Pb, %				При Pb <sup>204</sup> =1			206 Pb/207
			Pb <sup>204</sup>	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>	Pb <sup>206</sup>	Pb <sup>207</sup>	Pb <sup>208</sup>	
1	1104	Галенит мелкозернистый	1,40	24,55	21,60	52,45	17,53	15,42	37,46	1,136
2	1105		1,36	24,55	21,60	52,50	18,05	15,88	38,60	1,136
3	1106		1,37	24,90	21,55	52,15	18,17	15,73	38,06	1,155
4	1129		1,37	24,55	21,20	52,90	17,92	15,47	38,61	1,158
5	1130		1,37	24,70	21,60	52,35	18,03	15,77	38,21	1,143
6	1134	Шурф 11. Галенит из тонкозернистых сфалеритовых руд	1,36	24,55	21,55	52,60	18,05	15,84	38,68	1,139
7	1139		1,34	24,95	21,80	51,90	18,62	16,27	38,73	1,144
8	1140		1,34	25,10	21,70	51,85	18,73	16,19	38,69	1,157
9	1141		1,36	24,50	21,45	53,00	18,01	15,55	38,97	1,158
10	1135	Шурф 11. Галенит с кальцитом в цементе сфалерит-доломитовых руд	1,36	25,00	21,40	52,25	18,38	15,73	38,42	1,168
11	1136		1,36	25,15	21,70	51,80	18,49	15,95	38,10	1,159
12	1137	Галенит мелкозернистый	1,37	24,63	21,35	52,65	17,98	15,58	38,43	1,154
13	1138		1,34	25,10	21,55	52,00	18,73	16,08	38,80	1,165

Примечание. Пробы на изотопный анализ свинца галенитов взяты из коллекции Б. Л. Флерова.

Согласно данным по изотопии свинцов руд месторождения Сардана, наиболее полно охарактеризованных анализами, представляется возможным идентифицировать по меньшей мере три группы или три типа рудных свинцов, соответствующих основным морфогенетическим типам проявленного здесь оруденения.

Первый тип рудных свинцов представлен свинцами из галенитов тонко- и грубополосчатых доломит-сфалеритовых и доломит-галенит-сфалеритовых руд первой и второй парагенетических минеральных ассоциаций (см. гл V). Галенит в ассоциации со сфалеритом проявляется в виде согласных тонких рудных слоев и линз в доломитах и доломитизированных известняках, а также гнездо- и жилообразных обособлений и вкрапленников в полосчатой сфалеритовой руде. По изотопному составу свинца галениты этих ассоциаций практически не различимы между собой, так же как и по изотопному составу серы, и имеют относительное постоянство изотопных характеристик во всех изученных случаях. Расчет возраста первого типа свинцов по Холмсу — Гаутермансу (Расселл, Фаркуар, 1962) дал даты, отвечающие верхам позднего рифея или венду, что в целом согласуется с аналогичными расчетами других исследователей (Тугаринов, 1976; Базилевская, Кокин, 1974). А. И. Тугариновым, кроме того, отмечается строгое соответствие изотопного состава свинца руд и вмещающих их пород.

Второй тип рудных свинцов характеризует свинец из галенитов кальцит-галенитовых жил трещинно-жильного типа в зонах дробления, представляющих третью парагенетическую ассоциацию (свинцовые и кальцит-галенитовые руды). Отмечая особенности проявления этого типа минерализации в зонах дробления часто можно видеть, как среди жилообразных масс белого доломита и кальцита развиваются сравнительно крупные округлой формы обособления (до 4—6 см в поперечнике) агрегатов зерен крупнокристаллического галенита, образующих своеобразный очковый или глазковый текстурный рисунок руды. Данный тип руды является достаточно характерным для месторождения.

По своему геологическому положению и возрасту руды третьей минеральной ассоциации, что отмечалось в соответствующих главах, существенно свинцовые по составу, являются, в отличие от полосчатых цинковых и свинцово-цинковых (с пиритом), явно более молодыми, по-

сколькo секут последние. Расчетный их возраст, согласно данным изотопного состава рудного свинца, независимо от моделей и методов расчета (по Холмсу — Гаутермансу, Расселу — Фаркуару — Каммингу, Расселу — Стантону — Фаркуару), также показывает, что они являются сравнительно более молодыми, отвечающими палеозойскому либо даже мезозойскому возрасту.

Третий тип рудных свинцов представлен, по существу, как и в предыдущем случае свинцом из галенитов галенитовых руд главным образом третьей парагенетической минеральной ассоциации и, как исключение, из вкрапленных галенитовых и галенит-сфалеритовых руд первой и второй ассоциаций. Поскольку третий тип рудных свинцов характеризует руды главным образом трещинно-жильного типа, являющиеся геологически, как было отмечено выше, наиболее молодыми рудными образованиями на месторождении, выделение его с точки зрения морфогенетической характеристики типа руды — главного носителя данного типа рудных свинцов, носит несколько условный характер. Вместе с тем по изотопному составу свинцы этого типа существенно отличаются от первых двух, являясь наиболее древними по изотопным отношениям и рассчитанному возрасту и, таким образом, достаточно индивидуализированными.

Таким образом, при сопоставлении трех главных парагенетических минеральных ассоциаций или морфогенетических типов руд между собой обращает на себя внимание неоднородность в изотопном составе рудных свинцов руд третьего типа (поздние существенно свинцовые «жилы» трещинного типа). Эта неоднородность выражается в значительной дисперсии аналитических данных, что и послужило основанием для выделения среди жильных руд двух типов рудных свинцов, — второго и третьего и соответственно «нормальных» и «удревненных». Что касается руд первой и второй минеральных ассоциаций (первых двух типов руд), они, как отмечалось выше, практически не различимы между собой по изотопному составу свинца галенитов, с одной стороны, и для них характерно относительное постоянство изотопных характеристик в проанализированных пробах — с другой.

Средние значения изотопного состава и главных изотопных отношений перечисленных выше типов рудных свинцов в рудах месторождения Сардана сведены в табл. 47.

Выше было показано, что вывод об относительно древнем возрасте оруденения, синхронном времени формирования рудовмещающих толщ, должен быть отнесен только к рудам первых двух морфогенетических типов. Свинцы руд жильного типа являются более молодыми, что не противоречит геологическим наблюдениям. Что же касается отмеченной неоднородности в изотопной характеристике руд третьего типа, этот вопрос особенно интересен с точки зрения наших представлений об источниках рудного вещества при формировании руд, которого мы коснемся в заключительной главе. А. И. Тугаринов с соавторами в своем докладе на VI Всесоюзном Симпозиуме по стабильным изотопам в геохимии (Тугаринов и др., 1976), в котором обсуждаются вопросы генезиса стратиформных месторождений Советского Союза, приводит, в частности, данные по изотопному составу руд Сарданы: 18, 22; 15, 60; 38, 16 (для  $Pb^{206}$ ,  $Pb^{207}$  и  $Pb^{208}$  при  $Pb^{204} = 1$  соответственно). Нетрудно было бы заметить тождественность приведенных цифр с нашими данными в случае усреднения значений изотопного состава выделенных нами трех типов рудных свинцов.

Результаты изотопных анализов свинцов галенитов месторождения Уруй, так же как и в случае с рудами месторождения Сардана третьей парагенетической ассоциации, характеризуются значительной дисперсией, что отвечает многотипности проявленного здесь оруденения и также свидетельствует о неоднородности состава поздних рудных жил. Ряд

Средние значения изотопного состава рудных свинцов различных типов и характеристика главных морфогенетических типов руд месторождения Сардана

Тип рудных свинцов	Характеристика главных морфогенетических типов руд	Количество определений	Изотопный состав Pb, %				При $Pb^{204}=1$			$Pb \frac{206}{207}$
			$Pb^{204}$	$Pb^{206}$	$Pb^{207}$	$Pb^{208}$	$Pb^{206}$	$Pb^{207}$	$Pb^{208}$	
I	Свинец из галенитов тонко- и грубополосчатых доломит-сфалеритовых и доломит-галенит-сфалеритовых руд пластообразных рудных тел (первый морфогенетический тип руд). Галенит в ассоциации со сфалеритом в виде согласных тонких рудных слоев и линз в известняках и доломитах юдомской свиты, а также гнездово- и жилкообразных обособлений и вкрапленников в полосчатой сфалеритовой руде	23	1,35	24,86	21,44	52,36	18,41	15,88	38,78	1,159
II	Свинец из галенитов доломит-кальцит-галенитовых жил трещинного типа в зонах дробления (свинчковые руды). Массивные и очковые (глазковые) руды с доломитом. Галенит крупнокристаллический	26	1,35	25,06	21,47	52,12	18,56	15,90	38,61	1,167
III	Свинец из галенитов существенно доломит-галенитовых руд трещинных жил в зонах дробления (второй морфогенетический тип руд), реже из вкрапленных (метакристаллы) галенитовых и галенит-сфалеритовых руд платообразных рудных тел (первый морфогенетический тип руд). В формировании руд существенную роль играют процессы метасоматического замещения вмещающих карбонатных пород	10	1,38	24,51	21,62	52,50	17,76	15,67	38,04	1,134

П р и м е ч а н и е. Первый тип рудных свинцов отвечает галенитам из руд первой и второй парагенетических ассоциаций; второй и третий типы рудных свинцов — главным образом третьей парагенетической ассоциации.

проб галенитов характеризуется «удревнепными» свинцами. Этот тип руд, соответствующий третьей минеральной парагенетической ассоциации, является, в отличие от месторождения Сардана, наиболее широко распространенным. Поэтому, по-видимому, не случайно, что, несмотря на их относительно молодой геологический возраст, по изотопному составу и рассчитанным значениям (по Холмсу — Гаутермансу) они так же, как и на месторождении Сардана, указывают на вендское время, отвечающее возрасту рудовмещающих толщ. Среднее из 13 определений рудных свинцов месторождения Уруй для  $Pb^{206}$ ,  $Pb^{207}$  и  $Pb^{208}$  при  $Pb^{204} = 1 : 18$ ,

23; 15, 82; 38, 48 соответственно. Отношение  $Pb^{206}/Pb^{207}$  составляет 1,152. Выделять типы рудных свинцов для этого месторождения представляется преждевременным в связи с недостатком фактических данных по изотопии руд.

## *Глава VIII*

### **УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ И ПРОБЛЕМА ГЕНЕЗИСА СТРАТИФОРМНЫХ СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ КЫЛЛАХСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ**

Анализ фактического материала показывает, что свинцово-цинковые проявления Кыллахской металлогенической зоны юго-востока Якутии по своему положению в геологических разрезах и характеру вмещающих их толщ, по морфологии рудных залежей и вещественному составу руд, по изотопному составу серы и свинца руд и ряду других признаков могут быть отнесены к группе стратиформных рудных месторождений (Горбунов и др., 1972; Иогансон, Кропачев, 1976; Щеглов, 1976; Смирнов, 1976<sub>1</sub>; Пономарев и др., 1977; и др.). Как известно, в эту группу принято объединять месторождения «...по условиям образования и положения подчиненные напластованию вулканогенно-осадочных и осадочных слоистых толщ» (Смирнов, 1971, с. 3).

К настоящему времени стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах на территории Советского Союза установлены в Енисейском крае (Горевское и др.) и Северо-Западном Прибайкалье (Таборное, Хибелен, Мал. Улькан и др.) в отложениях верхнего рифея, на юго-востоке Анабарского щита и в бассейне Подкаменной Тунгуски (Тычанское и др.) в доломитах ордовика, в Юго-Западном («миргалимсайский тип») и Центральном Казахстане (Успенский рудный пояс — Джайрем и др.) в девон-карбонных толщах, в Южной (Сумсар) и Северной (Джаргелан) Киргизии в толщах среднего палеозоя, на Колымском массиве (Урультунское) в субплатформенных толщах верхнего девона — нижнего карбона, в Верхоянье (Джардан) в нижнем кембрии, в Абхазии и Грузии (Брдзыха, Дзышра и др.) в отложениях мезозоя, в неогеновых толщах района Трусовца и в ряде других регионов. Стратиформное свинцово-цинковое оруденение в карбонатных толщах Советского Союза параллелизуется с проявлениями свинцово-цинкового оруденения в других районах мира: Австралии (Маунт Айза и Брокен Хилл), Канады и Британской Колумбии (Сулливан) в отложениях протерозоя, США (Миссисипи и Миссури) и Канады (Пайн Поинт) в отложениях кембрия, Франции (Сейтейн) в отложениях ордовика, США (в Юго-Западном Миссури в районе Тристейт) в отложениях карбона, Польши (месторождения Нижней и Верхней Силезии) в отложениях триаса и т. д.

Этот далеко не полный перечень стратиформных свинцово-цинковых месторождений в слоистых осадочных толщах показывает их важнейшую роль в мировом балансе промышленных запасов свинца и цинка. Достаточно отметить, что удельный вес добычи свинца и цинка на месторождениях этой группы оценивается более чем в 30%, а запасы отдельных месторождений достигают миллионов тонн, относясь к крупным и уникальным.

Происхождение стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах и вопросы их типизации уже на протяжении ряда лет являются предметом оживленной дискуссии. Несмотря на значительное число работ, посвященных характеристике стратиформного оруденения, многие генетические вопросы остаются не выясненными. К ним в первую

очередь относятся: источники и пути переотложения металлов, формы миграции и условия осаждения, состав осадков и условия формирования главных минералов и т. д. Обзор представлений о генезисе стратиформных руд довольно подробно изложен в недавно вышедшей монографии А. М. Карпунина (1974). Поэтому нет смысла останавливаться на этом. Подчеркнем, что геологи СССР придерживаются четырех точек зрения на генезис стратиформного оруденения: осадочный или осадочно-диагенетический (Попов, 1964; 1973 и др.), гидротермальный или телетермальный (Котляр, 1968; Овчинников, 1968; и др.), «вадозный» (экзогенные горячие минерализованные воды) (Страхов, 1962; Германов, 1962; Басков, 1968; Чухров, 1974; и др.) и гидротермально-осадочный (Смирнов, 1970; Горжевский, Козеренко, 1971; Дистанов, Ковалев, Пономарев, 1977; и др.).

Нередко исследователь, придерживаясь одной из названных гипотез, при работе на объекте концентрирует внимание на определенном фактическом материале,вольно или невольно игнорируя «исключения». Между тем одной из характерных особенностей стратиформных месторождений является совмещение в пределах многих из них черт как осадочного (синхронного), так и паложенного (эпигенетического) процессов. В этом отношении совершенно справедливо отмечал В. И. Смирнов в одной из своих работ, что «... Геология, видящие в рассматриваемых месторождениях черты сингенетичности рудообразования, относят их к осадочным; геологи, имеющие дело с эпигенетическими признаками, зачисляют их в гидротермальные. Между тем обычно это полихронные и полигенные образования, понять которые можно только с учетом длительности их развития и эволюции процесса рудообразования от сингенетичного отложения вещества в период формирования рудовмещающих толщ до последующего эпигенетического накопления рудной массы, осуществляющегося после возникновения и даже перерождения этих толщ. О геологическом возрасте этих месторождений нельзя судить только по времени выделения конечных рудообразующих продуктов, а об их происхождении — только на основании наблюдений за геологической позицией рудных масс, открывающих или завершающих процесс рудообразования» (Смирнов, 1971, с. 4).

Подходя к обобщению изложенного в предыдущих главах материала и его интерпретации мы также столкнулись с разночтением: иногда одних и тех же фактов и склонностью объяснения их либо с позиции гидротермальной (телетермальной), либо с позиций осадочной или гидротермально-осадочной гипотез. Видимо, это закономерно и не несет никакого криминала, поскольку, как отмечалось выше, стратиформные месторождения включают в себя признаки и осадочного, и гидротермального процессов формирования руд, нередко фигурируя в качестве месторождений «спорного генезиса». Поэтому суммируя в данной главе результаты анализа фактического материала, мы обратили основное внимание на ключевые моменты, давая «права гражданства» взглядам и сомнениям каждого из соавторов. Не исключено, что наметившийся в последнее время широкий прогресс в разработке положений теории «стратиформного рудообразования» сотрет острые грани. Часть расхождений, по-видимому, будет снята при дальнейшем изучении месторождений, в процессе детального геологического картирования с использованием большого объема картировочного бурения и горных выработок. Прежде всего мы ставили перед собой цель, как можно объективнее изложить уже имеющийся материал и подчеркнуть наиболее характерные признаки и факторы стратиформного оруденения Кыллахской зоны для последующей типизации и сравнения с другими месторождениями в этой обширной и разнотипной группе стратиформных месторождений. Последующее изложение построено так, чтобы можно было провести интерпретацию фактического материала двух крайних точек зрения на происхождение стратиформного свинцово-цинкового оруденения: осадочной и гидротермальной.



## § 1. РЕГИОНАЛЬНЫЕ ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ И ИХ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ

Формационно-металлогенический анализ рифейско-вендских образований Кыллахской структуры позволяет наметить в вертикальном разрезе несколько уровней со свинцово-цинковым и медным оруденением. В целом эти уровни согласуются с аналогичными уровнями минерализации, рассмотренными в статье И. Г. Волкодава и др. (1976).

В отложениях нижнего рифея зафиксировано барит-галенитовое оруденение в горизонте окремненных доломитов, а медное — в горизонте среднезернистых песчаников омахтинской свиты. В среднерифейских отложениях намечаются три уровня медно-свинцово-цинковой минерализации в мускельской свите, где преимущественное развитие сфалерита и галенита установлено в карбонатных, а халькопирита — в терригенных породах, и один уровень свинцово-цинкового оруденения в сидеритах, доломитах и бутуминозных известняках лахандинской свиты. Последний сопоставим с горизонтом сферосидеритовых конкреций со сфалеритом, прослеженным на 40 км на северо-восточном склоне Алданского щита в отложениях той же лахандинской свиты (Ставцев, 1969). В верхнем рифее, представленным терригенными толщами, отмечено только медное оруденение. В отложениях венда основные промышленные концентрации свинца и цинка приурочены к верхним частям юдомской свиты, сложенным доломитами, доломитизированными известняками и известняками. По данным А. В. Мезенцева и А. И. Ногансона (1972 г.), рудопроявления свинца и цинка отмечаются также в нижних терригенно-карбонатных частях юдомской свиты.

Таким образом, в целом в стратиграфическом разрезе рифейско-вендских отложений Кыллахской структуры намечается вертикальная металлогеническая зональность (см. рис. 6), выраженная в чередовании уровней свинцово-цинковой и медной минерализации. Общим для свинцово-цинкового и медного оруденений является, во-первых, широкое площадное и латеральное распространение и, во-вторых, устойчивая приуроченность свинцово-цинкового оруденения к карбонатным, а медного — к терригенным породам. Такой четкий литологический контроль не является prerogative Кыллахской структуры. Приуроченность стратиформного свинцово-цинкового оруденения именно к карбонатным толщам независимо от возраста и геологической позиции общеизвестна. Приведем лишь несколько примеров. В кембрийских известняках и доломитах залегают рудные тела месторождений района Пиоч (США) и Монтенионе (Сардиния); к карбонатным породам девона приурочены рудные залежи Южного Казахстана (Каратау), Русской платформы и Канады (Пайн Поинт, Холленд), в известняках и доломитах пенсильванского времени (нижний карбон) залегают хрестоматийные свинцово-цинковые месторождения типа «миссисипи-миссури» и промышленные месторождения свинца и цинка рудного района Дарвин в Калифорнии. К западу от Кыллахской металлогенической зоны в отложениях осадочного чехла Сибирской платформы свинцовое оруденение известно в бассейне верховьев р. Лены. Свинцовоносный пласт водорослевых известняков ордовика прослежен здесь по контуру на протяжении 225 км (Галабурда, 1962). Все эти факты контроля свинцово-цинкового оруденения карбонатными породами не случайны и отмечались уже неоднократно рядом исследователей.

Для выяснения вероятных причин литологического контроля свинцово-цинкового оруденения Кыллахской структуры нами проинтерпретирован фактический материал в свете сходства и различия состава и фациальных особенностей вмещающих оруденение пород на различных стратиграфических уровнях. В основу анализа положены вариации состава глинистого вещества, как наиболее информативные.

Отложения среднего — верхнего рифея (по нижнему рифею у нас нет достаточных данных) и венда по составу глинистого вещества можно разделить на два осадочных макрокомплекса: нижний и верхний, каждый из которых отвечает единому макроритму зоны аккумуляции. Нижний комплекс включает образования майской серии — терригенную сероцветную и известково-доломитовую пестроцветную субформации. Верхний комплекс объединяет терригенную (уйскую серию) и рудоносную доломитовую (юдомская свита) формации. Возможно, к рудоносной доломитовой формации следует причленить и карбонатные отложения нижней части пестроцветной свиты кембрия.

В вертикальном разрезе нижнего и верхнего макрокомплексов четко установлено направленное (необратимое) изменение химического и минерального состава глинистого вещества, степени его химической дифференциации и содержания микроэлементов.

В целом, по степени химической дифференциации глинистого вещества (отношение величин  $Al_2O_3 : Na_2O$  и  $K_2O : Na_2O$ ) нижний макрокомплекс может быть определен как «трансгрессивный», а верхний как «регрессивно-трансгрессивный». Одной из закономерностей верхнего макрокомплекса является убывание в процессе его развития терригенного материала и увеличение доломитости карбонатов. Все эти признаки указывают на восстановительные условия формирования осадков и повышение солёности вод морского бассейна. Степень химической дифференциации (зрелости) глинистого вещества увеличивается к концу каждого из макрокомплексов. В границах же самих макрокомплексов по характеру изменения параметров  $Al_2O_3 : Na_2O$  и  $K_2O : Na_2O$  намечается циклическое строение, выражающееся в периодическом увеличении этих параметров в пределах цикла, а также направленном спуску вниз (Акульшина, 1973). В нижнем макрокомплексе увеличению степени химической дифференциации глинистого вещества отвечают в разрезе бассейна р. Мая омнинская свита, верхняя часть малгинской и нижняя часть лахандинской свиты; в разрезе бассейна р. Белой — нижняя часть талынской (основание тоттинской), верхняя часть бикской и мускельской (верхняя часть омнинской) свит, верхняя часть дугинской, вильская и сэтмульская свиты. В верхнем макрокомплексе — это верхние части юдомской и нижние части пестроцветной свит.

Параллельно с увеличением коэффициента зрелости глинистого вещества в нем увеличивается содержание бора, ванадия, хрома, меди, циркония, свинца, цинка, марганца и соответственно уменьшается содержание стронция и бария. Видимо, это связано с химической трансформацией атмосферы и гидросферы, что приводило к периодическому изменению Eh и pH среды. На водосборных площадях в это время происходило интенсивное химическое выветривание, повлекшее за собой перенос отдельных элементов в виде истинных растворов и, как следствие этого, большую сорбцию их глинистыми минералами. Для иллюстрации высказанного положения приведем некоторые данные по геохимии рудообразующих элементов в зоне гипергенеза.

Свинец имеет ионный радиус ( $b, \text{Å}$ ) — 1,32, близкий стронцию — 1,27; барию — 1,43; калию — 1,33; кальцию — 1,06; золоту — 1,37; серебру — 1,13, что обуславливает возможность их замещения. В зоне выветривания свинец образует растворимые катионы, которые могут образовывать нерастворимые соединения или принимать участие в процессах абсорбции ионного обмена с нерастворимой частью осадочных пород, особенно глинистым веществом. В глинистых минералах (гидрослюда, монтмориллонит) установлены более строгие связи для двухвалентного свинца, чем для одновалентного калия, которые имеют близкие ионные радиусы (Short, 1961; Goldschmidt, 1954). В хлоридной (семиаридной) обстановке подвижность свинца возрастает (Хокс, Уэбб, 1954) и ограничи-

вається випаденням его в осадоk вместе с органическим веществом.

Цинк характеризується сходством іонних радіусов с металами магнезіально-железистої групи. Іонні радіуси цинка (в  $\text{\AA}$ ) — 0,83; магнія — 0,78; нікеля — 0,78; кобальта — 0,82; двохвалентного железа — 0,83; марганца — 0,91. В профілі виветривання спостерігається тенденція збагачення цинком глинистої і, в меншій мірі, ілістої фракції. В водах цинк знаходиться в іонній формі  $\text{Zn}^{2+}$  в'єдінненні с органическим веществом (Хокс, Уэбб, 1964). В ґрунтах цинк сорбований на лимоніті і в кристаллической решітці глинистих мінералів. Самі високі концентрації цинка зустрічаються в глинистому веществе осадочних порід; в карбонатних породах цинк надійно закріплений глинистими мінералами (Graff, 1961).

Мідь має іонні радіуси (в  $\text{\AA}$ ): 0,83; 1,28, 1,35. В профілі виветривання кількість міді звичайно менше, чим в материнських породах, внаслідок втрати міді при виветриванні сульфідів. В водах мідь знаходиться в формі іонів  $\text{Cu}^{1+}$ ,  $\text{Cu}^{2+}$ . В кислому середі с рН нижче 5,5 рухливість міді висока, в нейтральній і лужній середі — слаба. Рухливість міді обмежується величиною рН с соосадженням с лимонітом, а також сорбцією с органическим веществом і мінералами глини (Heudeman, 1966; Хокс, Уэбб, 1964).

Поведіння міді в зоні гипергенеза характеризується високою ступенню сорбції негативними колоїдами — органическим веществом, кремнеземом, глинистым веществом (Перельман, Борисенко, 1972). В гумідних умовах іони міді виносяться в океан при обмеженому кількості води і в умовах відновительної середі можуть накопичуватися. По даним Кларка (Goldschmidt, 1954), мідь переноситься ілістими і глинистими частинками в річки і океан. Далішнє закріплення міді тонкими частинками (глинистым веществом) продовжується і в процесі осадження частинок в басейнах осадконакоплення.

Аналізуючи дані § 2 (гл. I), можна помітити ще одну цікаву закономірність. Паралельно с збільшенням в вертикальному розрізі макрокомплексів (знизу вгору) коефіцієнта зрілості глинистого вещества і, в залежності от цього, вмісту мікроелементів в цьому напрямленні також зростає частка «карбонатності» і частка глинистого вещества в терригенній частині порід. Видібно, як наслідок цього, вмісту бора, ванадія, хрома, міді, цирконія, свинця, цинка і, в меншій ступені, марганца фіксуються в глинистому веществе карбонатних порід, а найбільші вмісту стронція і барія — в глинистому веществе терригенних порід.

Некілько інша картина спостерігається при аналізі вмісту малих елементів в породах. Встановлено, що вмісту міді, кобальта, нікеля, титана, галлія, хрома, свинця, бора, цинка, ванадія, срібра ртуті і марганца зростають с збільшенням частки нерозчинного осадока. Найбільш високі вмісту перерахованих елементів в поріді (в цілому) зв'язані с терригенними і терригенно-карбонатними утвореннями.

## § 2. ПАЛЕОКЛИМАТИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ ОРУДЕНЕНИЯ

Формування відкладень омахтинської, тоттинської, малгинської, ципандинської, лахадинської і пестроцветної свит, несущих підвищені концентрації свинця і цинка, і юдомської, де розташовані промислові заклади свинцево-цинкових руд, проходило в морській обстановці на фоні інтенсивного хімічного виветривання прилежачої суши, послідовательної зміни гумідного клімату семиаридним і аридним і чіткої трансгресії морського басейна. Піком трансгресії відповідають етапи максимальної садки карбонатних порід.

Интенсивное выветривание определяло высокую степень химической дифференциации глинистого вещества, миграцию многих элементов, в том числе меди, свинца и цинка, преимущественно в форме истинных растворов и способствовало сорбции их на глинистые частицы. Таким образом, в бассейне при благоприятных условиях могли накапливаться значительные количества этих элементов. Смена климатических условий в свою очередь способствовала дифференцированному осаждению определенных элементов. Так, например, в семиаридной обстановке возрастает подвижность свинца и снижается подвижность меди и, наоборот, в гумидных условиях резко возрастает подвижность меди. Видимо, этим следует объяснять приуроченность относительно повышенных концентраций меди к нижним терригенным частям макрокомплексов, которые формировались преимущественно при гумидных климатических условиях, а также соответствие горизонтов карбонатных пород верхних частей макрокомплексов, обогащенных свинцом и цинком, с периодами аридизации климата на суше, поставившей тонкодисперсный материал и растворы. Карбонатные осадки с повышенными концентрациями свинца и цинка накапливались в морских бассейнах, находящихся в состоянии, достигнутом при максимуме трансгрессии.

Высокая химическая дифференциация глинистого вещества определяется более высоким содержанием стойких химических компонентов ( $Al_2O_3$ ) относительно нестойких ( $Na_2O$ ) и коррелируется с повышенным содержанием в глинистом веществе минералов группы каолинита и монтмориллонита (Акульшина, Писарева, 1970). Для глинистого вещества с высокой степенью химической дифференциации характерен полиминеральный состав (гидрослюда, смешанослойные образования, монтмориллонит, каолинит). Последний иногда в соответствующих фациях преобладает. Полиминеральный комплекс глинистых минералов свойствен отложениям лахандинской, вильской и сэтмуальской свит. В карбонатных же породах верхней части юдомской свиты, вмещающих промышленное свинцово-цинковое оруденение, эта зависимость нарушается. В данном случае высокой степени химической дифференциации глинистого вещества соответствует почти мономинеральный гидрослюдистый состав. В карбонатных породах верхней части юдомской свиты (рудоносная формация) отсутствуют смешанослойные образования, монтмориллонит и каолинит, зато отмечаются необычно высокие (относительно других уровней) содержания тонкодисперсного кварца и полевых шпатов.

Мономинеральный гидрослюдистый состав продуктивной субформации, по всей вероятности, обусловлен влиянием на первичные осадки термальных растворов, вызвавших и диагенетическую доломитизацию. Приток калия, необходимый для протекания процесса гидрослюдизации первичных глинистых минералов (смешанослойных слюд, монтмориллонита и др.), мог осуществляться гидротермами. Подробно характер и возможность протекания такого процесса изложены в гл. III.

В процессе эпигенеза и гидрослюдизации не исключено извлечение из глинистого вещества некоторых количеств сорбированного свинца и цинка (тип обменных реакций) с последующим их переотложением. Мы не проводили специальных подсчетов, но некоторые прикидки позволяют предполагать, что извлеченные из глинистого вещества цинк и свинец могли участвовать в последующем этапе формирования руд. Содержания рудных элементов в неизмененных или слабо измененных карбонатных породах юдомской свиты (гл. III) говорят о том, что сорбированных количеств свинца и цинка было недостаточно для образования залежей сплошных и вкрапленных руд. Однако имеющиеся в литературе данные (Страхов, 1976) о концентрации некоторых элементов в тонкопелитовой и субколлоидальной фракциях и значительной доли экзогенного выноса в балансе Мирового океана позволяют рассматривать глинистое вещество осадочных толщ как концентратор значительных масс этих элементов.

Нельзя упускать из внимания и тот факт, что в нижних частях разреза юдомской свиты и в рифейском разрезе имеются горизонты существенно глинистых известняков и доломитов, глинистая составляющая которых несет повышенные содержания свинца и цинка (лахандинская и другие свиты). Не исключено, что промывание таких горизонтов термальными растворами приводило к извлечению сорбированных глинистым веществом металлов с последующим их отложением в карбонатных илах «юдомского» морского бассейна. Этот тезис естественно требует проверки, но, судя по данным изотопии свинца, вполне логичен.

### § 3. ЛИТОЛОГИЧЕСКИЕ ФАКТОРЫ КАК ПОКАЗАТЕЛИ УСЛОВИЙ РУДООТЛОЖЕНИЯ НА МЕСТОРОЖДЕНИЯХ САРДАНА И УРУЙ

**Стилолиты.** Стилолитовые швы или стилолиты широко распространены в карбонатных породах юдомской свиты в пределах Сарданинского и Уруйского рудных полей. Наиболее часто они встречаются в сахаровидных доломитах седьмой пачки. За пределами рудных полей, например в береговых разрезах р. Юдома, в позднеюдомских доломитах стилолитовые образования или вовсе не встречаются, или встречаются крайне редко. Предполагается, что причиной образования стилолитов являются процессы растворения, вызванные гравитационным уплотнением осадков в стадию диагенеза и эпигенеза, хотя имеются, конечно, и другие точки зрения. Обычно растворение происходит вдоль плоскостей наслоения в направлении, перпендикулярном давлению.

Стилолиты в доломитах и известняках седьмой пачки юдомской свиты представляют собой зубчатые поверхности (с высотой зубьев до 2—3 мм), покрытые пленкой, состоящей из желто-бурого глинистого вещества с пиритом, мелкими зернами черного железорудного минерала и, по-видимому, органического вещества. Толщина пленки колеблется от 0,02 до 0,6 мм.

Изучение стилолитов показывает, что они образуются на всех стадиях формирования породы — от седиментогенеза до позднего эпигенеза. Начальные стилолитовые швы с очень мелкими зубцами появлялись на участках интенсивного развития текстур внутрислоевых и внутриформационных размывов и растворов. Это выражается в наличии стилолитовых сочленений между поверхностью размывов и лежащими выше карбонатными осадками. По латерали эти сочленения переходят в поверхности размывов без стилолитов.

Интенсификации стилолитообразования способствовал подток и циркуляция гидротерм на стадии диагенеза. Именно этим объясняется многочисленность стилолитов в сахаровидных доломитах, происхождение которых мы связываем с влиянием гидротерм. Стилолитовые швы этих стадий экранировали процессы эпигенетической перекристаллизации и пересекались прожилками крупнозернистого доломита (фото 37).

Увеличение вертикального давления под влиянием отложившейся выше толщи осадков привело к дальнейшему развитию процесса стилолитообразования на стадии эпигенеза. О позднем эпигенетическом стилолитообразовании свидетельствует смещение стилолитовыми швами полых трещин и прожилков кальцита, которые являются самыми поздними (фото 38, 39). Тангенциальный тектопический стресс также способствовал образованию вертикальных стилолитовых швов, встреченных в орудененных доломитах седьмой пачки месторождения Уруй.

Из изложенного вытекает, что образование стилолитов на Сарданинском и Уруйском рудных участках проходит через все стадии формирования породы от седиментогенеза до позднего эпигенеза. В то же время горизонты наибольшего распространения стилолитов приурочены к уров-

ням внутрислоевых растворов, возникших в связи с излияниями на дно моря и инъекцией в еще не затвердевший карбонатный ил гидротермальных растворов.

Вещество, покрывающее пленкой стилолитовую поверхность, по составу и количеству должно соответствовать нерастворимому остатку. Наши наблюдения показывают, что в безрудных породах юдомской свиты вещество стилолитовых швов состоит, как указывалось выше, из глинистых минералов, минералов окислов железа и, возможно, органического вещества. Из сульфидных минералов в стилолитовых швах постоянно присутствует пирит. Концентрации же сфалерита и галенита не наблюдаются. Это позволяет утверждать, что «осадочных» концентраций сульфидов, достаточных для формирования рудных тел, во вмещающих породах не было.

На рудных интервалах месторождения влияние стилолитовых швов на распределение галенит-сфалеритовой минерализации сказывается как в увеличении концентрации рудных вкраплений вблизи стилолитовых швов, так и в появлении рудной минерализации в плоскости самих швов. В первом случае глинистое вещество стилолитов выполняло роль своеобразных труднопроницаемых экранов, которые задерживали циркулирующие растворы и способствовали отложению рудных компонентов. В некоторых случаях, например в керне скв. 9, можно наблюдать подводящие каналы в виде минерализованных трещинок, доходящих до плоскости стилолитовых швов и образующих рудные гнезда вдоль них. Концентрация сфалерита и галенита происходит главным образом под плоскостью стилолитов.

Иное происхождение имеют включения рудных минералов непосредственно в стилолитовых швах. Их отложение происходило синхронно образованию стилолитов при растворении карбонатов, уже содержащих рудные компоненты, т. е. процесс привноса и отложения сульфидов и цинка во вмещающих доломитах предшествовал процессу формирования стилолитов. Изучение показывает, что эти стилолиты были образованы главным образом в стадию эпигенеза. Исходя из изложенного, можно сделать следующие выводы:

1. Стилолиты наиболее распространены в доломитах седьмой пачки.
2. Образование стилолитов было многостадийным, начинаясь в седиментогенезе и раннем диагенезе и завершаясь в позднем эпигенезе.
3. Уровни наибольшего развития стилолитов были заложены в седиментогенезе и диагенезе при излиянии на дно моря и проникновении в нелигифицированный карбонатный ил гидротерм.
4. Включения сульфидов свинца и цинка практически отсутствуют в стилолитах пород юдомской свиты вне рудных участков, тем самым свидетельствуя о локальности рудного процесса и стерильности осадков от седиментационных сфалерита и галенита.
5. В пределах рудных залежей стилолиты играли роль местных руднопроницаемых экранов, вдоль которых происходило отложение рудного вещества в диагенезе или эпигенезе.
6. В некоторых случаях рудоотложение в стилолитах происходило синхронно их образованию.

**Органическое вещество.** Для стратиформных осадочных руд цветных металлов нередко отмечается пространственная связь с породами, в которых установлены повышенные концентрации органического вещества. Такие породы с аномальным содержанием органического вещества интерпретируются как «геохимические барьеры», способствующие осаждению металлов, приносимых водными потоками (Перельман, 1968).

Породы месторождения Сардана характеризуются крайне низкими содержаниями органического вещества (табл. 48). Большая их часть, по Н. Б. Вассоевичу (1973), относится к I классу. Некоторое исключение составляют тонкозернистые известняки седьмой пачки (пласт Б) и извест-

## Содержание органического углерода в различных типах пород месторождения Сардава

Порода	Пачка	Количество анализов	Содержание С <sub>орг</sub> , %	
			предел колебания	содержание
<i>Юдомская свита</i>				
Известняки тонкозернистые . . . . .	VII	17	0,0—0,94	0,16
Доломиты сахаровидные . . . . .	VII	9	0—0,08	0,13
Доломиты пятнисто-линзовидные . . . . .	VII	2	0,03—0,07	0,05
Полосчатые доломиты . . . . .	VII	4	0—0,16	0,05
Известняки и доломиты бутуминозные	VI	8	0—0,80	0,26
Доломиты светло-серые мелкозернистые	V	3	0—0,02	0,01
Известняки зеленовато-серые мелкозернистые . . . . .	IV	2	0—0,013	0,007
Доломиты вишнево-красные глинистые	III	1	0,02	0,02
Песчаник кварцевый . . . . .	II	2	0,02—0,08	0,05

*Пестроцветная свита*

Известняк глаукоантовый . . . . .		4	0—0,05	0,02
Аргиллиты . . . . .		5	0,06—2,55	1,07

Пр и м е ч а н и е. Определение С<sub>орг</sub> выполнено в лаборатории геологии и геохимии нефти и газа Института геологии ЯФ СО АН СССР. Аналитики П. Д. Зыкова, Л. В. Телье.

няки и доломиты шестой пачки юдомской свиты, отвечающие III и IV классам пород с низким содержанием органического вещества. Высокие содержания органического вещества характерны лишь для аргиллитов инниканской свиты (IV, V класс). Сахаровидные же полосчатые доломиты, вмещающие основные рудные тела, имеют ничтожное содержание органического вещества.

Коэффициенты корреляции между содержаниями цинка, свинца и органического углерода в породах юдомской, пестроцветной и инниканской свит (по данным анализа 37 проб) равны соответственно —0,1926 и —0,109. Следовательно, углерод не определял седиментацию рудного вещества, а лишь способствовал созданию восстановительной обстановки.

**Доломитизация.** Сахаровидные и полосчатые доломиты могут как содержать рудные компоненты, так и быть практически стерильными от них. Диапазон колебаний свинца и цинка в этих типах пород очень широк, частота встречаемости проб с содержанием свинца и цинка ниже кларка и кларковым примерно равна частоте встречаемости проб с содержанием этих элементов выше кларка на 1—2 порядка и более (§ 4, гл. III). Как следует из анализа графиков зависимости содержания свинца и цинка от степени доломитости карбонатных пород седьмой пачки (рис. 72), кларковые и околокларковые содержания свинца и цинка фиксируются и в доломитах, и в известняках. Однако наиболее высокие рудные концентрации свинца и цинка установлены только в доломитах. Ореол развития доломитизации всегда шире ореола оруденения. Пятнисто-линзовидные доломиты, слагающие краевые части зон доломитизации, содержат в среднем свинца и цинка в 3-4 раза меньше сахаровидных доломитов (§ 4, гл. III).

Таким образом, анализ приведенных материалов позволяет сделать следующие выводы:

1. Низкие содержания рудных компонентов в неизменных и слабо измененных карбонатных породах юдомской и пестроцветной свит не позволяют принять в «чистом» виде гипотезу осадочного происхождения рудных концентраций свинца и цинка.

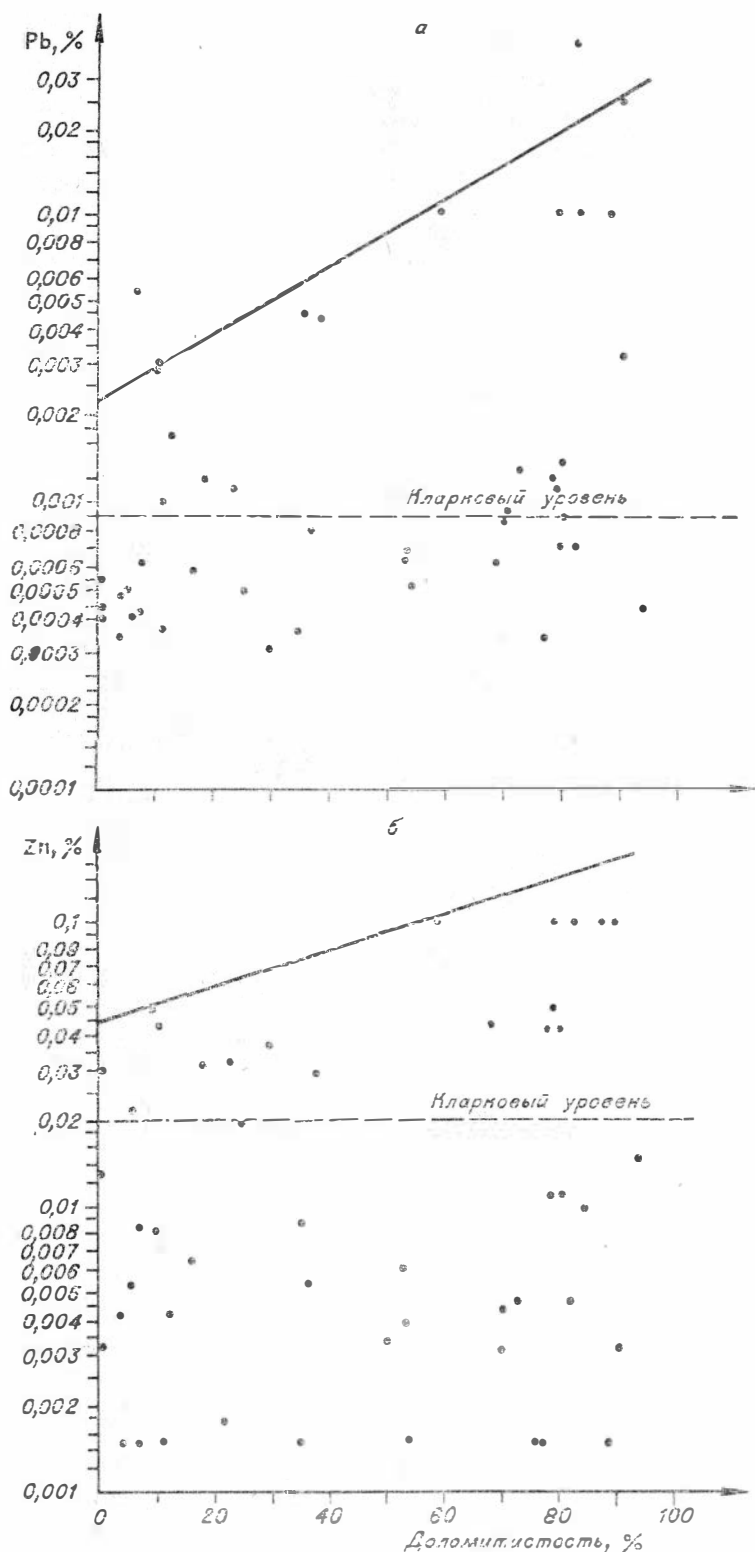


Рис. 72. Зависимость содержания свинца (а) и цинка (б) от доломитистости пород седьмой пачки юдомской свиты.



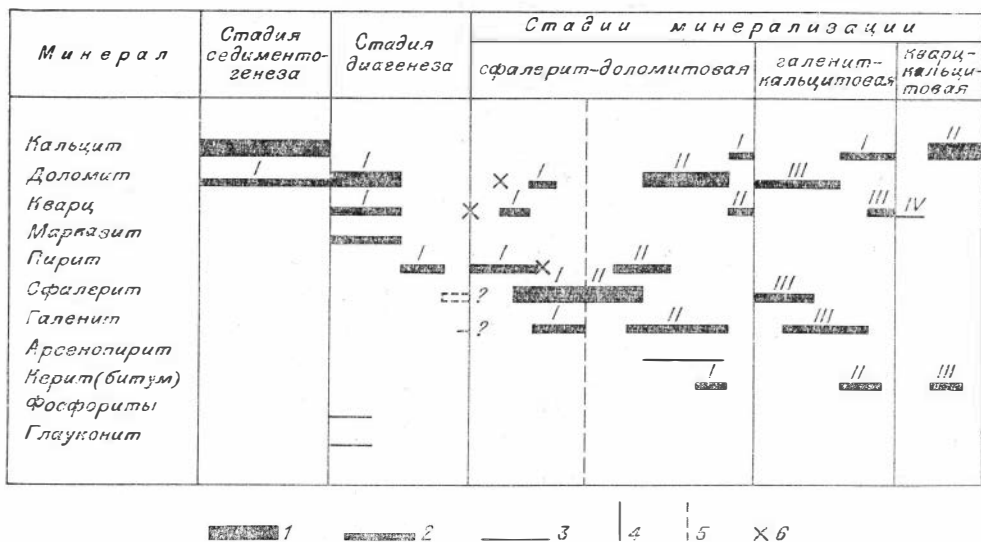


Рис. 73. Схема минералообразования на месторождениях Сардана и Уруй. Составили Б. Л. Флеров и Е. Р. Степанов.

1 — главные минералы, 2 — второстепенные, 3 — примеси, 4 — границы между стадиями, 5 — границы между парагенезисами, 6 — начало растворения минералов.

2. Скорее всего привнос рудных компонентов начался на стадии диагенеза и пространственно связан с участками диагенетической доломитизации и фосфатизации.

3. В стадию эпигенеза происходила перекристаллизация руд и перераспределение рудного вещества в контурах первичных рудных залежей, а также дополнительный привнос свинца.

**Фосфоритообразование.** Показателем факта повышенного содержания цинка и свинца в диагенетических фосфатных желваках шестой пачки юдомской свиты. Среднее содержание рудных элементов в них примерно такое же, как и в сахаровидных доломитах. В то же время фосфатные образования пестроцветной свиты содержат цинк и свинец в количестве, не превышающем кларковое. Это свидетельствует о том, что раннедиагенетические иловые растворы позднеюдомского времени уже были обогащены цинком и свинцом.

**Конседиментационные и диагенетические текстуры руд.** Текстуры разрывов пластических инъекций встречаются в мелкозернистых доломит-сфалеритовых рудах. Наблюдения показывают, что темные оруденелые слои взламывались и в трещины разрывов втекал мягкий еще не консолидированный мелкозернистый ил, смещая обломки более сцементированных оруденелых прослоев.

Текстуры конседиментационных рудных брекчий и седиментационная слоистость облекания встречены в рудах в керне скв. 3. Мелкозернистый доломит-сфалеритовый материал выполняет углубление в пирите, образуя хорошо видимую тонкую слоистость облекания. Выше в углублении осадка лежит обломок мелкозернистой сфалеритовой руды, а перекрывающий слой состоит из аналогичных мелкообломочных рудных брекчий, сцементированных темным доломит-сфалеритовым агрегатом. Образование таких текстур нельзя объяснить иначе, как внутрiformационными (конседиментационными) размывами и последующим переотложением мелкозернистых доломит-сфалеритовых руд как в виде отдельных зерен, так и в виде сцементированных обломков.

Таким образом, существование текстур пластических инъекций, внутрiformационных размывов и облекания однозначно свидетельствуют в пользу рудоотложения на стадии диагенеза.

#### § 4. ПОЛОЖЕНИЕ ОРУДЕНЕНИЯ В СТРАТИГРАФИЧЕСКОМ РАЗРЕЗЕ, ФАКТОРЫ ЛОКАЛИЗАЦИИ И МОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РУДНЫХ ТЕЛ

Как подчеркивалось выше, проявления свинца и цинка Кыллахской структуры встречаются на нескольких стратиграфических уровнях. Однако все промышленное оруденение сконцентрировано в верхней части юдомской свиты, представляющей собой, по сути дела, единый рудоносный горизонт. В пределах последнего четко выражено узловое размещение рудных полей, причина которого пока не ясна. Кроме того, на месторождениях Сардана и Уруй, во-первых, в разрезе верхней части юдомской свиты, в свою очередь, намечается три уровня оруденения и, во-вторых, в пределах этих уровней (особенно это характерно для седьмой пачки) рудные тела в разрезе образуют своеобразный «слоеный пирог». Такая многоярусность оруденения в пределах рудоносного горизонта является одной из характернейших черт стратиформного оруденения независимо от того, приурочены они к карбонатным, терригенным или вулканогенно-осадочным толщам.

Рудные тела представляют собой согласные пласто-линзовидные, реже неправильной формы образования сплошных и гнездово-вкрапленных руд, быстро выклинивающихся по простиранию. В плане форма рудных тел, как правило, линейная, а отношение мощности к длине может варьировать в довольно широких пределах, определяясь как 2 : 4 или 1 : 10. Суммарная протяженность сплошных и гнездово-вкрапленных руд, от всей длины рудоносного горизонта, подсчитанная Б. Л. Флеровым, в пределах Селединской синклинали не превышает 50%. Эта цифра сопоставима с вариациями максимального диаметра площади латерального разброса рудных тел на таких месторождениях, как Брокен Хилл, Маунт Айза, Сулливан, Жайрем и ряде других (Скрипченко, 1974). Сравнение площади разброса и ореолов благоприятной для рудоотложения ситуации показало, что такие ореолы много больше площади разброса. По мнению Н. С. Скрипченко, отмеченные соотношения рассредоточения рудных тел на определенной площади в плоскости напластования пород отображают тенденцию к локализации сульфидного оруденения вблизи выходов рудоносных растворов на морское дно. В этой связи интересно вспомнить данные о диагенетической доломитизации, которая, по Ю. В. Давыдову, обусловлена процессом преобразования известкового или термальными растворами. Именно к участкам диагенетической доломитизации приурочены основные рудные тела Сарданинского рудного поля. Но скорее всего доломитизация и оруденение действительно имеют парагенетическую связь, поскольку вторичная доломитизация не обязательно сопровождается концентрацией сульфидов, но оруденение всегда локализуется во вторичных сахаровидных и полосчатых доломитах. Распределение оруденения внутри доломитовых пластов неравномерное, переходы руд к вмещающим породам постепенные; рудные тела оконтуриваются только опробованием.

Рудные тела сплошных и гнездово-вкрапленных руд Кыллахской зоны располагаются на крыльях складок и участках их замыкания. В участках замыкания и замковых частях синклиналей они встречаются чаще, чем в антиклиналях. Во всех проанализированных случаях рудные тела участвуют в пликативных дислокациях вмещающих пород, повторяя морфологию последних. Намечающаяся зональность в рудных залежах, видимо, является вторичной и связана с различием электропотенциала, развитого внутри сульфидных тел. Предполагается, что оформление такой зональности происходит перед литификацией осадков (Govett, Whitehead, 1974).

Наряду с пласто-линзовидными залежами довольно широко распространены жильные образования, концентрируемые вертикальными трещинами отдельности или наклонными трещинами растяжения, сжатия или

разрыва. Этот тип оруденения наиболее ярко выражен на Уруйском рудном поле и на интенсивно дислоцированном восточном крыле Курунгской антиклинали. Наши наблюдения в пределах наиболее дислоцированного Уруйского рудного поля показали, что субмеридиональными и оперяющими их трещинами отчетливо контролируется только жильное кальцит-галенитовое оруденение. Стратиформные рудные горизонты сплошных и гнездово-вкрапленных руд этими нарушениями разбиты на серию блоков, в которых стратиграфическое положение рудных тел относительно вмещающих пород сохраняется. Аналогичная картина наблюдается в рудных полях более молодых и лучше изученных месторождений Киргизии (Сумсар и Джаргелан). Анализ структурных особенностей этих месторождений показал, что имеющиеся здесь пластовидные залежи разбиты ступенчатыми сбросами на серию блоков, нередко смещенных относительно друг друга на значительное расстояние. При этом стратиграфическое положение рудоносных пластов, их состав, мощность, а также характер взаимоотношений между отдельными рудными телами строго сохраняется, и, следовательно, связь оруденения с разрывными нарушениями сомнительна. Так же как и в пределах Уруйского рудного поля, на месторождениях Сумсар и Джаргелан в местах проявления интенсивного стресса сульфиды подвергались перераспределению, миграции и переотложению с образованием метаморфогенных жил вдоль трещин кливажа и других нарушений, а также примазок вдоль зеркал скольжения.

Рудные тела в седьмой пачке в ряде случаев локализованы под горизонтом слабо пористых известняков или сменяются ими по простиранию (см. гл. IV). В связи с этим необходимо обсудить вопрос: не являются ли слабо пористые известняки «экранирующим горизонтом».

Из анализа данных табл. 25 (см. гл. IV) видно, что в разрезе юдомской свиты имеется несколько горизонтов, пористость пород которых тождественна средней эффективной пористости известняков, перекрывающих рудные тела. Эти горизонты, залегающие ниже промышленных рудных залежей, сами по себе должны были бы явиться экранирующими для поступающих снизу гидротермальных растворов. Кроме того, «промышленная значимость» рудоносных уровней должна была бы уменьшаться вверх по разрезу, поскольку движущиеся вверх металлоносные термы скорее всего разгружались бы на первых — нижних — уровнях. Следует учитывать и тот факт, что мелкие зерна «экранирующих известняков» должны были бы лучше растворяться и быстрее реагировать с рудоносными растворами, чем сильно пористые доломиты (Коржинский, 1953, 1966). В действительности же, в пределах наиболее изученной части Сарданинского рудного поля намечается обратная картина. Большая и наиболее богатая часть рудных тел сосредоточена не в нижней части продуктивной толщи, а в ее верхней части.

Здесь, видимо, зависимость между оруденением и диагенетическими доломитами более сложная и, скорее всего, временная. Диагенетические доломиты, вмещающие свинцово-цинковое оруденение, кроме повышенной пористости характеризуются еще и повышенной кремнистостью. Наибольшие скопления такого кремнезема приурочены именно к известнякам и доломитам седьмой пачки, вмещающей главные рудные тела. В отдельных случаях сфалерит и галенит первой парагенетической ассоциации корродируют крупнозернистые скопления халцедона, что говорит об их несколько более раннем происхождении. Но независимо от происхождения рудных минералов основная масса кремней пространственно связана с оруденением.

Вопрос об источнике кремнезема остается открытым. Здесь можно оперировать лишь косвенными данными. Время наибольших концентраций кремнезема в карбонатных породах совпадает с проявлениями в районе гидротермальной и вулканической деятельности. Повышенные содержания в карбонатных породах третьей пачки тонкодисперсного кварца и

полевых шпатов, которые можно рассматривать как пепловые частицы, также позволяют высказать предположение о поступлении основной массы кремнезема в связи с проявлениями вулканической деятельности. Кроме того, участки «окремненных доломитов» по площади совпадают с зоной развития древних тектонических разломов, вероятно испытывавших в это время некоторое обновление в связи с тектонической перестройкой структурного плана Юдомо-Майского прогиба в венде.

Суммированный в данном разделе фактический материал о положении свинцово-цинкового оруденения в стратиграфическом разрезе, факторах его локализации и морфологических особенностях рудных тел показывает, что ряд признаков можно трактовать и с позиций постскладчатого характера оруденения, хотя эти же признаки свойственны и гидротермально-осадочным рудам. В частности, по мнению Б. Л. Флерова, в пользу постскладчатого образования рудных залежей говорят следующие наблюдения.

Нередко оруденение приурочено к крутым крыльям антиклинальных складок, локализуясь в ряде случаев в месте контакта сахаровидных доломитов и известняков. Кроме того, оруденение пространственно тяготеет к зонам долгоживущих разломов, имеющих, по представлениям Б. Л. Флерова, к моменту формирования руд близкое к современному положение. На месторождении Уруй первая рудная залежь располагается висячем боку разлома, не доходя до него. В последующее время эта залежь была разорвана разломом с амплитудой левого сдвига на 60 м (см. рис. 51). В пределах же месторождения Уруй Б. Л. Флеров наблюдал случаи брекчирования пород, которые трактуются им как древние дорудные перемещения: залечивание зоны разлома с обломками мелкозернистого доломита белым доломитом, сходным с сахаровидным (рудным) доломитом — новое брекчирование и залечивание кварц-доломитовыми, доломит-кальцитовыми прожилками со сфалеритом и пиритом — сухие неминерализованные поздние брекчии. О многократности подвижек может свидетельствовать и фото 40. Обломки пиритизированного доломита I цементируются сахаровидным доломитом, вновь брекчированным и сцементированным доломитом III со сфалеритом, который приурочен к контакту обломков. Вкрапленность галенита отмечается в цементе. Вокруг агрегатов галенита наблюдается пирит III. Прожилки доломита III со сфалеритом и пиритом рассекает как доломит I, так и доломит II и теряется в центре. Вкрапленности сфалерита II проникает в доломит II. О постскладчатом характере оруденения, по мнению Б. Л. Флерова, может свидетельствовать относительно слабое развитие динамометаморфизма в рудах. Галенит, например, динамометаморфизован лишь в тех местах, где он попал в зону пострудных разломов. В доломитах обильны пустоты, свойственные и жильным образованиям небольших глубин.

## § 5. НЕКОТОРЫЕ ОСОБЕННОСТИ ПРОЦЕССА РУДООТЛОЖЕНИЯ

**Явления замещения.** Используя опыт работы на гидротермальных оловорудных месторождениях, Б. Л. Флеров (1972) предложил схему последовательности деформаций и стадии минерализации применительно к свинцово-цинковым рудам месторождения Сардана, исходя из представлений об их постскладчатом гидротермальном происхождении (рис. 73). На этой схеме указаны генерации минералов, приведенных им к описанию парагенетических ассоциаций (см. гл. V). Некоторые стадии состоят из одного, некоторые из двух и трех парагенезисов. В основу схемы положены наблюдения о наличии многочисленных явлений замещения.

В пользу постскладчатого гидротермального формирования руд месторождения Сардана Б. Л. Флеровым высказаны следующие соображения:

1. Наличие в рудах отчетливой последовательности отложения минералов, выраженной в проявлении симметричной полосчатости, кокардо-

вых текстурах и замещении ранних минералов поздними, а также в переотложении минералов, неустойчивых в начале стадий, что указывает на близкое во времени образование всех минералов.

2. Изменения состава минералов от ранее образованных к поздним проявляются в количественном отношении, но не качественно. В сфалеритах, например, в течение рудного процесса наблюдалось уменьшение содержания одних примесей и увеличение других.

3. Асимметричная полосчатость в рудных телах вкрест их простирания, обусловленная чередованием полос, сложенных разновременными минеральными ассоциациями, что свидетельствует о стадийности процесса рудообразования.

4. Сфалерит II не является продуктом перекристаллизации сфалерита I, а отложился на стенках трещин вместе с прожилковидным доломитом частично перекристаллизованным.

5. Имеются случаи когда стилолитовые швы контролируют отложения доломита III, сфалерита и галенита.

6. Определенное положение керита в конце рудного процесса, что, видимо, связано с привнесом  $C_{орг}$  растворами, а не с мобилизацией его из пород.

7. Относительно слабое проявление динамометаморфизма в рудах и наличие пустот в доломите III, свойственные жильным образованиям небольших глубин, вряд ли сохранившихся в условиях интенсивной складчатости.

Приведенные факты в целом отнюдь не противоречат гидротермально-осадочной гипотезе формирования руд, а явления замещения в меньшей степени свойственны даже заведомо осадочным эпигенетически преобразованным сульфидным концентрациям. Так еще в 1915 г. А. Е. Ферсманом была описана сфалерит-галенитовая минерализация в каменноугольных отложениях Боровицкого района, где формы выделения галенита, синхронность которого не вызывает сомнения, оказываются всюду эпигенетическими по отношению к вмещающим породам и везде галенит по времени формирования стоит позже пирита.

Интересные соображения о причинах эпигенетических форм, синхронных с осадочными породами сульфидов, высказывал Л. В. Пустовалов (1956). По его мнению, нахождение эпигенетических форм сульфидов объясняется их большим удельным весом и малым молекулярным объемом. Такие минералы очень быстро перекристаллизовываются с переотложением минерального вещества и, вследствие этого, формы сульфидов тяжелых металлов всегда носят характер вторичных.

Главные же рудные залежи месторождения Сардана приурочены к участкам ранней диагенетической гидротермальной доломитизации еще нелигифицированных карбонатных илов. Видимо, теми же термами привносились в осадок и соединения железа, свинца и цинка, давших руды первой парагенетической минеральной ассоциации. По различиям в изотопном составе серы сокристаллизующихся сфалеритов и галенитов температурные условия их отложения варьируют от 300 до менее чем 100°C, при средней температуре около 200°C. Таким образом, явления замещения могли проявляться и проявлялись весьма широко еще в доскладчатый этап на стадии раннего диагенеза. Кроме того, при разработке гипотезы постскладчатого гидротермального происхождения руд Кыллахской зоны не было придано должного внимания текстурным и структурным особенностям руд. Сульфиды первой парагенетической ассоциации отлагались в виде чрезвычайно тонкозернистого осадка, образующего тонкослоистый рисунок. Толщина рудных слоев, как правило, соизмерима с нерудными. Отдельные рудные прослойки выдерживаются по простиранию и мощности на значительных расстояниях и субпараллельны слоистости вмещающих пород. В настоящее время в сплошных тонкозернистых сфалеритовых рудах уже обнаружены текстурные рисунки трещин усыхания, пластических

инъекций и конседиментационного брекчирования (В. Д. Боговин, Ю. В. Давыдов, Г. Г. Казаненко, В. Г. Пономарев), хотя, по мнению Б. Л. Флерова, признаки конседиментационного брекчирования с пластическими инъекциями швов между рудными обломками являются результатом избирательного метасоматоза конседиментационных брекчий в момент рудной минерализации. В эти плотные или сфалерит также проникает, но менее интенсивно. На фото 17 виден поперечный прожилок сфалерита между обломками и цементом. Есть определенные доказательства того, что некоторые рудные брекчии (фото 16) ранее рассматриваемые как тектонические, являются следствием оползания еще не литифицированных или слабо литифицированных осадков. Следовательно, формирование сплошных тонкозернистых руд связано с привнесом растворами рудного вещества еще в «илую стадию» осадкообразования. Видимо, более высокий удельный вес пород, содержащих сульфиды, увеличивал склонность пород к оползанию. Такой механизм формирования «осадочных брекчий» детально описан в рудных телах Маунт Айза. На доскладчатый характер отложения минералов первой парагенетической ассоциации указывает наличие вкрапленной минерализации в трещинах синереза кремнистых, фосфатных и карбонатных конкреций, а также присутствие в поверхности стилолитовых швов пирита, сфалерита и галенита.

Во всех изученных нами случаях отмечена одинаковая размерность сосуществующих в парагенезисе минералов и увеличение зерен от ранних к поздним генерациям. Главные минералы первой парагенетической ассоциации — сфалерит, пирит, галенит, доломит — отлагались в виде чрезвычайно тонкозернистого агрегата, размер индивидов которых варьирует от сотых до десятых долей миллиметра. В сплошных сфалеритовых рудах наиболее ясно выражена генетическая природа гипидиоморфнозернистых сростаний. Здесь сфалерит тесно ассоциирует с доломитом. Количественное отношение сфалерита к доломиту варьирует от 0,5 до 10. Независимо от указанных вариаций ряд идиоморфизма доломит → кристаллический пирит → сфалерит → галенит не менялся. Однако тип распределения сфалерита варьирует от сплошного к вкрапленному. Поскольку «нормальные» (диагенетически не доломитизированные) карбонатные породы всегда скрытозернистые, можно предполагать, что доломитизация и оруденение незначительно оторваны друг от друга. Наблюдения по минеральному составу сплошных сфалеритовых руд позволяют выдвинуть тезис о том, что количество цинка и дисульфида железа, минимально необходимое для образования гипидиоморфнозернистых структур с нерудными минералами, было в переводе на сфалерит не менее 20—25 объем. %. При более низком содержании сфалерита происходило его обособление с образованием вкрапленных и гнездово-вкрапленных текстур руд. Материалы показывают, что зернистые сростания в сплошных и вкрапленных типах руд первой парагенетической ассоциации представляют собой, как правило, структуры, одноактно оформившиеся при раскristаллизации на стадии диагенеза.

Накопление осадков и их уплотнение, за которым последовало региональное смятие в складки, привело к повышению изотерм и активированию растворов, что вызвало новое стилолитообразование, эпигенетическую «прожилковидную» доломитизацию и перекристаллизацию первичных руд с соответствующими структурами замещения. Наличие бурундучных и прожилковидных текстур указывает на формирование рудных тел в обстановке расширения (фото 24) и не было бы возможно в случае горизонтального положения пластов.

При этом действительно должна сохраняться геохимическая унаследованность ранних и поздних минералов, а поздние стилолитовые швы контролировать некоторое перемещение рудного вещества. И наконец, третья парагенетическая минеральная ассоциация явилась продуктом переотложения первых двух в зонах молодых тектонических нарушений и в контактах даек. Именно этой ассоциации свойственны все черты гидро-

термальных образований (форма проявлений, характер взаимоотношений с другими минералами и т. д.). Для минералов этого парагенезиса устанавливаются и самые высокие температуры.

**Изменение боковых пород и эндогенные ореолы рассеивания.** Предположение о гидротермальном способе отложения рудного вещества ставит вопрос о масштабе и типах окolorудных изменений боковых пород. Боковые породы сравнительно мало изменены в ореолах рудных тел, представленных массивными сфалеритовыми рудами. Данные наблюдений свидетельствуют о том, что имеющие место сорудная силификация и доломитизация рудовмещающих пород обязаны гидротермальным процессам, протекавшим в стадию раннего диагенеза. Приводимые в работе данные геохимического анализа поведения элементов в рудовмещающих толщах указывают на отсутствие эндогенных ореолов вокруг рудных залежей. Вместе с тем для типичных гидротермальных месторождений характерны не только окolorудные изменения (с определенным типом зональности), но и наличие эндогенных первичных ореолов рудогенных элементов (Григорян, Янишевский, 1968; Моррис, Ловеринг, 1954; и др.). При этом параметры ореолов рассеивания металлов значительно превышают размеры других тел. Одним из вариантов интерпретации причин отсутствия ореолов рассеивания вокруг рудных тел применительно к месторождению Сардана (синхронный термальный источник металлов мы не отрицаем) могут служить следующие рассуждения. Не исключено, и это подтверждено геологическими данными, что на стадии эпигенеза в результате перекристаллизации происходило перераспределение рудных элементов не только в рудных залежах, но и в окolorудном пространстве под влиянием градиента концентрации и электрохимических процессов. При этом рудогенные элементы и их спутники стягивались из вмещающих пород в рудную залежь (Govett, Whitehead, 1974).

Несколько сложнее обстоит дело с ореолами ртути. Формирование таких ореолов, видимо, обусловлено геохимическими особенностями этого элемента (Фурсов, 1958). Как известно, ртуть обладает высокой подвижностью и способностью накапливаться в глинистом веществе (Сауков, 1975; Сауков и др., 1972). Исходя из высокой подвижности ртути, естественно предположить ее миграцию в зонах тепловых потоков в вышележащие глинисто- и кремнисто-карбонатные отложения нижнего кембрия в стадию диагенеза или раннего эпигенеза. Располагающиеся на путях миграции ртути надрудные доломиты и известняки продуктивной субформации обеднены глинистой составляющей и, следовательно, не могли ее сорбировать.

**Состав растворов,** видимо, можно считать относительно простым. К сожалению, из-за мелких размеров газово-жидких включений в мелкозернистых разновидностях руд результаты анализов водных вытяжек из минералов не дали уверенных результатов. Поэтому о катионном составе растворов мы можем судить только на основании анализа минеральных парагенезисов. Можно предполагать, что металлоносные растворы содержали свинец, цинк, кадмий, ртуть, серебро, германий, железо и ряд других элементов. Кроме того, приносился, по-видимому, магний, а в позднюю стадию — и кальций. Вероятность такого предположения основывается на том, что участки локализации рудных залежей характеризуются аномальными содержаниями магния и кремнезема, что не может быть обусловлено только поступлением этих элементов в бассейн седиментации с выветривающейся суши. Правда, по мнению Ю. В. Давыдова, магний и кремнезема могло оказаться достаточно и в иловых реликтовых морских водах.

Некоторые представления об анионной составляющей растворов можно получить по результатам валового микрогазового анализа газово-жидких включений в крупнозернистых доломитах III, рассекающих сахаровидные доломиты, и в доломит-галенит-сфалеритовых рудах, сложенных

## Результаты валового микрогазового анализа газожидких включений

Компоненты	Обр. $\frac{C-17^r}{75}$	Обр. $\frac{C-17^e}{75}$
CO <sub>2</sub>	83,66	74,68
H <sub>2</sub>	12,75	11,53
Непредельные углеводороды	Не обн.	5,86
N <sub>2</sub> + благородные газы	3,36	2,94
H <sub>2</sub>	Не обн.	3,50
O <sub>2</sub>	»	Не обн.
CO	0,21	1,46
NO+NO <sub>2</sub>	Не обн.	Не обн.
Сумма . . . . .	99,98	99,97

Примечание. Анализ выполнен Н. Ж. Ибраевой в Институте геологических наук им. К. И. Сатпаева Казахской ССР. Обр.  $\frac{C-17^r}{75}$  агрегат крупнозернистого доломита III (60—70%) и сахаровидного доломита II (30—38%) с бедной вкрапленностью рудных минералов; обр.  $\frac{C-17^e}{75}$  — сфалерит (5%), галенит (5—10%), доломиты II и III соответственно 35 и 50% от веса руды.

минералами второй парагенетической ассоциации (табл. 49). Результаты анализа газожидких включений позволяют сделать вывод о ведущей роли в составе газов углекислоты (соответственно 83,66 и 74,68%). Значительно меньшее значение имеет сероводород (12,75 и 11,53%). В небольшом количестве присутствуют окись углерода (0,21 и 1,46%) и азота с благородными газами (3,36 и 2,94%). В доломит-галенит-сфалеритовых рудах, кроме того, содержится незначительное количество непредельных углеводородов (5,86%) и свободного водорода (3,5%).

Возможно, что непредельные углеводороды в газовой составляющей газожидких включений из доломит-галенит-сфалеритовых руд представляют собой остаток от отложения керита. Однако приносились ли углеводороды растворами из глубинных источников или были заимствованы на пути движения термальными водами не ясно.

#### § 6. ДАННЫЕ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СЕРЫ И УГЛЕРОДА В СВЕТЕ ОСАДОЧНОЙ И ГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ ГИПОТЕЗ ПРОИСХОЖДЕНИЯ СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО РУДЕНЕНИЯ КЫЛАХСКОЙ МЕТАЛЛОГЕНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ

Согласно сингенетической гипотезе, формирование стратиформного рудения происходит в нормальной стратиграфической последовательности с осадочными породами. Источником рудного вещества могут быть или растворы (рассолы), поступающие на дно моря, или металлоносные сульфатные воды, насыщающие осадки. При биогенном восстановлении сульфата в осадках до сероводорода с последующим связыванием последнего в сульфидах следует ожидать варьирующие значения  $\delta^{34}S$  в рудах, что характерно для бактериальной сульфатредукции. Примером таких руд являются пластовые пирит-пирротиновые залежи Найрн в Австралии (Jensen, Whittles, 1969), стратиформные колчеданно-полиметаллические рудопроявления Рассохинского рудного поля на Енисейском кряже (Гриненко, Пономарев, 1976) и ряд других.



В рудах месторождения Сардана наблюдаются довольно однородные соотношения изотопов серы. Если представить, что сульфатредукция осуществлялась полностью в каких-то специфических условиях, то и тогда по мере образования сероводорода изотопный состав его серы будет меняться от низких значений  $\delta^{34}\text{S}$  для ранних порций сероводорода к высоким, значительно превышающим соотношение изотопов серы исходного сульфида, в поздних его порциях. В таком случае в рудах должен наблюдаться широкий диапазон вариаций величин  $\delta^{34}\text{S}$  и накопление в поздних генерациях сульфидов изотопа  $^{34}\text{S}$ . Согласно данным Холзена и Каплана (Holsen Kaplan, 1966), среднее значение  $\delta^{34}\text{S}$  для сульфата кембрийского моря составляет  $+27\%$ . В известняках и доломитах вендского возраста в рудном поле месторождения Сардана значения  $\delta^{34}\text{S}$  колеблются в диапазоне, значительно превышающем таковой для сульфатов кембрийского возраста (рис. 74). В рудах же этого месторождения средняя величина  $\delta^{34}\text{S}$  ( $+22.0\%$ ) меньше подобной для сульфата кембрийского моря и серы вмещающих руд пород. При сравнительно небольших вариациях изотопных отношений серы в рудах здесь не наблюдается тенденции последовательного обогащения поздних генераций сульфидов тяжелым изотопом  $^{34}\text{S}$ . Предположению о бактериальной сульфатредукции в пластах осадка на месторождении Сардана противоречат также данные по изотопному составу углерода эпигенетических карбонатов, развитых вблизи руды. В случае образования сульфидов за счет восстановления сульфатной серы бактериями в толще осадка следовало бы ожидать более низкие значения  $\text{C}^{13}$  эпигенетических карбонатов вблизи руды, характерные для карбонатов, возникших при окислении органического вещества, принимающего участие в бактериальной сульфатредукции (В. А. Гриненко, Л. Н. Гриненко, 1974). На Сардане же эпигенетические доломиты по изотопному составу углерода близки к карбонатам без признаков эпигенетической доломитизации (гл. VII). Помимо этого, факт определенного различия изотопного состава серы сфалеритов и галенитов на этом месторождении свидетельствует об отложении этих минералов из однородного по изотопному составу серы раствора.

Не исключена возможность сингенетического образования сульфидных залежей этого месторождения из растворов или экзгалиций, поступающих на дно моря во время осадконакопления. Если эти растворы имели в своем составе преимущественно восстановленные формы серы, то, исходя из факта высоких и однородных значений  $\delta^{34}\text{S}$  в сульфидах месторождения Сардана, следует полагать, что восстановление сульфатной серы до сероводорода и гомогенизации ее изотопов было отделено во времени от рудоотложения. У нас нет изотопных доказательств против такой модели образования руд. ими могли бы служить находки в рудных телах раннего

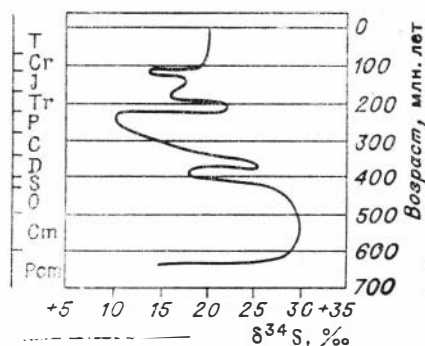


Рис. 74. Вариации изотопного состава серы (в сульфатах древних океанов (Holsen, Kaplan, 1966).

сингенетического пирита с отрицательными и варьирующими значениями  $\delta^{34}\text{S}$ . Как уже отмечалось, одна проба пирита в руде показала обогащение легких изотопов  $^{32}\text{S}$  до  $4,4\%$ . Возможно, осадочно-диагенетические пириты в рудах не сохранились и были позднее замещены более тяжелой серой рудных растворов. Однако на основании ограниченных данных выводы пока об этом делать преждевременно.

Приведенный выше анализ изотопических данных не дает однозначного ответа на вопрос о возможном сингенетичном способе образования руд Сарданы. Ниже будет показано, что это месторождение по геологи-

ческой обстановке и изотопным характеристикам серы обнаруживает удивительную аналогию с месторождением Пайн Поинт в Западной Канаде. Для Пайн Поинт эпигенетическое образование руд не вызывает сомнения (Roedder, 1968). Поэтому следует обсудить подобную модель рудоотложения и для месторождения Сардана.

Рассмотрим возможные источники серы рудного вещества при эпигенетическом способе образования сульфидных залежей месторождения Сардана. Одним из них мог явиться какой-то магматический очаг, ассимилировавший тяжелую коровую серу, гомогенизовавший ее и отделявший впоследствии рудные растворы или флюиды. Дериватами такого гипотетического, находящегося на глубине очага, могли быть дайки основных пород, встречающиеся в рудных полях. Существенное отличие изотопного состава серы руд месторождений Сардана и Уруй и серы даек диабазов и долеритов, как было показано выше, противоречит такому предположению.

Источником рудного вещества месторождения Сардана могли быть нагретые металлоносные растворы-рассолы, поступающие по зонам нарушений и замещающие осадочные карбонатные породы вендского возраста. Подобный источник предполагается для многих залежей стратиформных свинцово-цинковых руд, формирующихся в аналогичной обстановке (Heul e. a., 1974). В этом случае, принимая во внимание однородность изотопного состава серы руд месторождения Сардана, можно думать, что отложение сульфидов здесь произошло вследствие изменения химизма рудоносных растворов. Если первоначально они были сульфатами, то выпадение сульфидов могло осуществляться при восстановлении сульфатной серы. Теоретически показана возможность восстановления сульфатной серы с сульфидной газообразным метаном при температуре около 100°C (Barton, 1967). Хотя в экспериментах восстановление сульфатов нефтью при температурах до 100°C не происходило (Feely, Kulp, 1957), в природе, возможно, действуют какие-то катализаторы, способствующие протеканию такого процесса при более высоких температурах. С. Д. Малининым и Н. И. Хитаровым (1969) экспериментально была показана возможность восстановления сульфат-иона в растворах газообразным водородом при достижении температур не ниже 200°C.

Если металлоносные растворы не были сульфатными, то выпадение сульфидов могло осуществляться за счет реакции с сероводородом. На месторождении Сардана этот сероводород должен иметь тяжелый, в среднем близкий к 22<sup>0</sup>/<sub>00</sub> однородный изотопный состав серы. Из литературных источников известно, что в районах развития газовых и нефтяных месторождений сероводород газовых залежей нередко имеет тяжелый однородный изотопный состав серы, не обнаруживающий закономерных связей с осадочными сульфатами (эвапоритами) соответствующего возраста (В. А. Гриненко, Л. Н. Гриненко, 1974).

Геологическая обстановка в районе месторождения Сардана не исключает участия в формировании руд газов, связанных с нефтегазоаккумуляциями. К нижним, базальным горизонтам вендского (юдомского) комплекса, согласно данным В. Т. Работнова и И. Б. Кулибакина (1972), приурочены основные притоки газа и нефти на Сибирской платформе. Газы этих горизонтов относятся к метановому типу. Возможно реакция газов (метана или сероводорода) с нагретыми в термальном поле металлоносными растворами явилась одним из важных факторов, вызвавших отложение сульфидов.

На основании наших изотопных данных нельзя определенно сказать, какой именно из описанных выше механизмов привел к отложению сульфидов на месторождении Сардана. Предположение о реакции металлоносных растворов с тяжелым сероводородным газом как будто имеет больше оснований. В случае восстановления сульфатной серы газообразными восстановителями (метан, водород и др.) нужно сделать два допущения: а) полное восстановление сульфата до сероводорода, чтобы объяснить

однородность изотопного состава серы руды, и б) соотношение изотопов сульфат-иона раствора должно отличаться от средней величины  $\delta^{34}\text{S}$ , характерной для сульфата кембрийского моря.

Выше мы отмечали, что стратиформные свинцово-цинковые месторождения чрезвычайно разнообразны по изотопным характеристикам серы.

На рис. 60 изотопный состав серы сульфидов месторождения Сардана сравнивается с таковым для некоторых стратиформных свинцово-цинковых месторождений. Как видно, месторождение Сардана по диапозону вариаций изотопных отношений серы существенно отличается от месторождений Центральной Европы, атасуйского типа в Казахстане, месторождений района Юго-Восточного Миссури и района Джоплин, Миссури, показывающих широкие вариации изотопного состава серы. Это предполагает, прежде всего, что руды на месторождении Сардана были отложены из более гомогенных по сере и, возможно, более высокотемпературных растворов, чем на названных месторождениях. Сера сульфидов месторождения Сардана по средней величине изотопного отношения сильно отличается от таких месторождений, как Брокен Хилл в Австралии, Картагена в Испании. Последние имеют более узкий диапазон вариаций изотопного состава серы, что обусловлено более высокотемпературными условиями рудоотложения на этих месторождениях по сравнению с Сарданой, как было показано выше. Различие же средних величин  $\delta^{34}\text{S}$  серы сульфидов этих месторождений объясняется разными источниками серы.

Месторождение Сардана более близко по средней величине  $\delta^{34}\text{S}$  серы сульфидов и диапозону их вариаций к таким австралийским месторождениям, как Маунт Айза, некоторым залежам в Западной Тасмании, месторождениям района Верхней Долины Миссисипи. Однако наибольшее сходство оно обнаруживает с месторождениями Северо-Западной Канады, такими как Пайн Поинт и Энвил. Хотя все эти месторождения несколько отличаются по средней величине изотопного отношения серы сульфидов, высокое содержание тяжелого изотопа  $^{34}\text{S}$  указывает на первично сульфатный источник их серы, а относительно широкий диапазон вариаций изотопного состава — на гомогенный характер (по сере) рудообразующего вещества. Отличия отдельных месторождений, вероятно, обусловлены тем, что в рудный процесс на различных месторождениях вовлекались сульфаты разного возраста и происхождения, отличающиеся по величинам изотопных отношений серы, а также разными физико-химическими условиями рудоотложения и прежде всего разной температурой.

Теоретические расчеты (Sakai, 1968) и данные, полученные на природных объектах (Tatsumi, 1965; Stanton, Rafter, 1967), показывают, что фактор фракционирования изотопов серы между сосуществующими сульфидами разного минерального вида зависит от температуры, уменьшаясь с ее повышением. В табл. 50 приведено сравнение средних значений  $\delta^{34}\text{S}$  сфалерита и галенита некоторых стратиформных свинцово-цинковых залежей. Как видно, фактор фракционирования изотопов серы между сфалеритом и галенитом на месторождении Сардана близок к таковому для месторождений Пайн Поинт, Энвил, рудник Элмо, Верхняя Долина Миссисипи. Однако он меньше, чем в руднике Бути, Верхняя Долина Миссисипи, и на месторождении Брокен Хилл в Австралии, что соответствует более низкой в первом случае и более высокой — во втором температурам рудообразования по сравнению с месторождением Сардана.

Поскольку месторождение Сардана наиболее сходно с месторождением Пайн Поинт по величинам изотопных отношений серы, характеру их распределения в разных минералах и залежах, геологической обстановке, следует более детально остановиться на этом месторождении.

Стратиформные свинцово-цинковые залежи Пайн Поинт приурочены к доломитам среднего девона, относимым к древним рифовым образованиям. Руды месторождения Пайн Поинт, как и Сардана, показали существенное обогащение изотопом  $^{34}\text{S}$ , в среднем до 20,1‰ при относительно

Сравнение средних значений  $\delta^{34}\text{S}$  сфалерита [sp] и галенита [gn] некоторых стратиформных свинцово-цинковых месторождений

Месторождение	Среднее $\delta^{34}\text{S}$ сфалерита, ‰	Среднее $\delta^{34}\text{S}$ галенита, ‰	$\delta^{34}\text{S}_{\text{sp}} - \delta^{34}\text{S}_{\text{gn}}$
Брокен Хилл, Австралия	+0,5	-0,3	0,8
Рудник Бути, Верхняя Долина Миссисипи, Висконсин	+12	+8,6	4,2
Рудник Элмо, Верхняя Долина Миссисипи, Висконсин	+14,4	+10,9	3,5
Эвилл, Канада	+21,2	+18,3	2,5
Пайн Поинт, Канада	+21,6	+18,4	3,2
Сардана	+23,5	+20,8	2,7

узком диапазоне вариаций изотопных отношений, не превышающем 12‰. Распределение изотопов серы в главных рудных минералах здесь такое же, как и на Сардане (рис. 75). Обращает на себя внимание и тот факт, что на этих месторождениях сохраняется примерно одна и та же разница в изотопном составе кристаллизующихся совместно пар сфалерит — галенит, в среднем близкая к 3,5‰ (рис. 76). Температуры, определенные по изотопным различиям в парах сокристаллизующихся сфалеритов и галенитов, здесь составляют около 200°C.

Исследователи, изучавшие руды Пайн Поинт, полагают, что источником серы сульфидов был сульфат среднего девона, который подвергался полной реакции до сероводорода, связавшего впоследствии металлы. По мнению Эванса и др. (Evans et al., 1968), этот сероводород представлял собой попутный газ нефтяных месторождений. Рассолы, содержащие металлы, двигались под ловушками с газом, что приводило к отложению сульфидов. Другие исследователи (Sasaki, Krouse, 1969) считают, что восстановление сульфата металлоносных растворов могло происходить органическими соединениями или при полной бактериальной редукции, хотя последний механизм маловероятен. Заметим также, что

восстановление сульфата металлоносных растворов могло происходить органическими соединениями или при полной бактериальной редукции, хотя последний механизм маловероятен. Заметим также, что

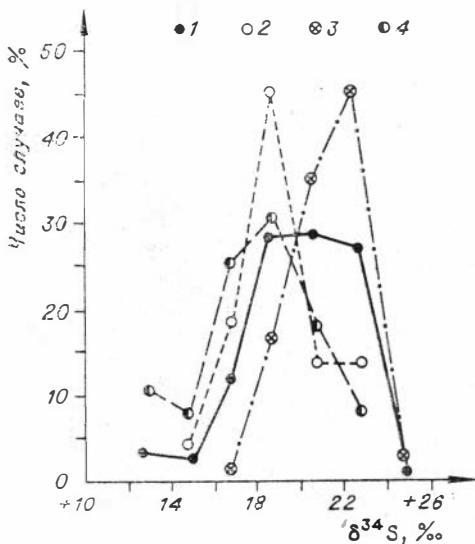


Рис. 75. Гистограммы распределения значений  $\delta^{34}\text{S}$  в рудных минералах месторождения Пайн Поинт. Используются данные (Sasaki, Krouse, 1969).

1 — все сульфиды, 2 — галенит, 3 — сфалерит, 4 — пирит.

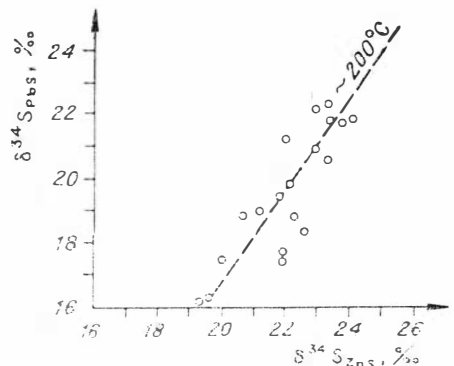


Рис. 76. Фракционирование изотопов серы в сокристаллизующихся галенитах и сфалеритах месторождения Пайн Поинт. Используются данные (Sasaki, Krouse, 1969).

изотопный состав углерода кальцита руды на этом месторождении, как и эпигенетических карбонатов на Сардане, не обнаруживает избыточного содержания легкого изотопа  $C^{12}$ , что свидетельствует против протекания бактериальной сульфатредукции в толще осадков, вмещающих руду.

Сходство изотопных характеристик серы месторождений Пайн Поинт и Сардана, а также геологической обстановки, благоприятной для формирования газонефтяных залежей в том и другом случае, не исключает генетической общности источников серы руды (первично сульфатный) и сходного механизма их отложения с участием газов, сопутствующих нефтенакоплению.

## § 7. ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗОТОПНОГО АНАЛИЗА СВИНЦА

Приведенный в гл. VII фактический материал по изотопному составу свинцов руд месторождений Сардана и Уруй позволяет с учетом геологических данных и данных по изотопному составу серы подойти к решению некоторых генетических вопросов и, в частности, обсудить возможные источники свинца в рудах. К сожалению, мы не располагаем пока результатами анализов свинцов из других уровней свинцово-цинковой минерализации рифейского возраста. Последнее, несомненно, способствовало бы выявлению реальной картины изменения состава свинца во времени.

Переходя к генетической интерпретации полученных изотопных данных, необходимо прежде всего подчеркнуть достаточно узкий диапазон вариаций изотопных отношений свинцов потенциально промышленных рудных залежей на месторождениях Сардана и Уруй. Это мелкозернистые сплошные и вкрапленные галенит-сфалеритовые руды, для которых характерен общий полосчатый текстурный рисунок, залегающие согласно с общим планом слоистости вмещающих их пород и дислоцированные в той же степени, что и последние. Минералы, слагающие руды, относятся к первой и второй парагенетическим ассоциациям. Было отмечено также, что распределение изотопных отношений в рудах пластовых рудных тел достаточно однородно. Таким образом, применительно к первым двум типам руд можно, по-видимому, говорить о гомогенности источника рудного вещества и определенном постоянстве физико-химических условий процесса рудоотложения.

Вместе с тем выше подчеркивалась другая и, по-видимому, главная особенность руд рассматриваемых месторождений — относительная неоднородность состава рудного вещества, следующая из сопоставления изотопных характеристик всех трех выделенных типов рудных свинцов. Прежде всего эта неоднородность свойственна наиболее молодым рудам жильного типа (свинчаковые и кальцит-галенитовые рудные жилы), сформированным, видимо, в палеозое или на стадии мезозойской тектоно-магматической активизации. Менее четко она проявлена в свинцах промышленных залежей, но и здесь присутствуют «древние» свинцы. Представление о неоднородности состава рудного вещества хорошо согласуется с данными о роли и значении эпигенетических преобразований в эволюции рудного процесса и окончательном оформлении современного облика рудных тел. В самом деле, процессы диагенеза и последующей перекристаллизации руд, приводящие к их перераспределению и концентрации под влиянием гидротермальных растворов (природа растворов — вадозные, гидротермальные глубинной циркуляции — не имеет, в данном случае, существенного значения), не могли не сопровождаться процессами метасоматического воздействия на боковые породы, а следовательно, в той или иной степени экстрагированием металлогенных компонентов из боковых пород, в том числе свинца. Особенно благоприятными для подобного экстрагирования и ассимиляции оказались условия формирования руд трещинно-

жильного типа, процесс образования которых в результате взаимодействия растворов с вмещающими и нижележащими (средне- и позднерифейскими) толщами привел к «загрязнению» более молодых свинцов древними и общему «удревнению» рудных свинцов. Таким образом, вне зависимости от того, были эти термы магматического или немагматического происхождения (в том числе связанные с процессами вендского вулканизма), они в той или иной степени могли обогащаться свинцами древних толщ по пути своего следования в зону рудоотложения. По существу, мы имеем здесь проявления аномальных свинцов так называемого В-типа (Блейберт типа по Гаутермансу) (Eberhardt, Geiss, Houtermans, 1955). Доказательством этого являются не только результаты наших наблюдений, но и данные по изотопному составу в отдельных пробах рудных свинцов, полученные другими исследователями. В работе Р. В. Базилевской и А. В. Кокина (1974), в частности в таблице изотопного состава свинца галенитов из руд месторождений Сетте-Дабанского антиклинория, в том числе месторождения Сардана, для ряда проб приводятся изотопные отношения и данные рассчитанного возраста, которые значительно превышают возраст рудовмещающей толщи. Эти авторы высказывают предположение, что источником образования свинца полиметаллических месторождений служили карбонатные толщи лахандинской, дипандинской и, возможно, светлинской свит верхнего и среднего протерозоя. Нашим данным (о чем говорилось выше) не противоречит также вывод о том, что наряду с сингенетичными свинцами в рудах фиксируется переотложенный свинец, образованный в юдомское время за счет размыва протерозойских образований. Таким образом есть все основания полагать, что общая значительная дисперсия аналитических данных по изотопии рудных свинцов причинно связана с неоднородностью их состава, вызванной участием нескольких источников металлогенных элементов в процессе формирования руд, — ювенильного свинца и контаминированного древнего свинца.

Надо сказать, что смешанный коро-мантийный характер источников рудного вещества весьма типичен вообще для типа стратиформных месторождений, что отвечает представлениям об особенностях процесса их образования — их полигенности и полихронности. Среди известных зарубежных месторождений, характеризующихся аномальным составом рудных свинцов (независимо от типа аномалий и степени их проявления), можно также назвать Брокен Хилл, Маунт Айза, месторождения некоторых рудных районов Долины Миссисипи, Скандинавии (Лайсвалл-тип) и др. Среди сибирских стратиформных месторождений свинца и цинка — некоторые месторождения Алтае-Саянской области, Западного и Восточного Забайкалья, месторождения Прибайкальского полиметаллического пояса (Тычинский, Шипилов и др., 1975; Тычинский, 1976; Тычинский, Синчук, Шипилов и др., 1977).

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Изученные свинцово-цинковые месторождения и рудопроявления Кыллахской металлогенической зоны характеризуются следующими признаками.

1. В геотектоническом плане они приурочены к краевой части Сибирской платформы, выделяемой под названием Кыллахской структуры или Юдомо-Майского прогиба. С запада Кыллахская структура примыкает к раннедокембрийским образованиям Алданского щита и складается рифейскими, вендскими, кембрийскими и мезозойскими толщами. Отложения рифейско-венд-кембрийского возраста по своему литологическому составу, имея много общего с отложениями осадочного чехла Сибирской платформы аналогичного возраста отличаются, однако, от последних большей дислоцированностью и резко увеличенными мощностями.

Магматические проявления в пределах рассматриваемой структуры, в том числе отдельных рудных полей, имеют крайне ограниченное развитие. По формам залегания и составу эти магматические, преимущественно интрузивные, образования (позднерифейские и палеозойские) близки магматическим образованиям трапповой формации Сибирской платформы. Принципиально новым для воссоздания истории магматизма района является установление Ю. В. Давыдовым прослоев туфов и лав щелочных ортофиринов в отложениях вендского времени.

2. В разрезе рифейско-вендских отложений Кыллахской структуры намечается чередование уровней свинцово-цинковой и медной минерализации. Характерно широкое площадное и латеральное распространение указанных типов оруденения и строгий их стратиграфо-литологический контроль. Литологический контроль проявлен в приуроченности свинцово-цинкового оруденения к горизонтам существенно карбонатных пород, а медного — к существенно терригенным. Терригенные части макрокомплексов, вмещающие медное оруденение, были сформированы в основном в условиях гумидного климата, в то время как формирование карбонатных частей макрокомплексов связано с периодами аридизации климата на выветривающейся сумме.

3. Потенциально промышленные свинцово-цинковые залежи Кыллахской металлогенической зоны тяготеют к верхней части юдомской свиты вендского времени (рудоносная формация), сложенной известняками, доломитизированными известняками и доломитами, иногда битуминозными. Отложению карбонатных осадков верхней части юдомской свиты предшест-

вовала обстановка интенсивных тектонических движений земной коры в пределах структуры. Видимо, с этим следует связывать отмеченные в этот период вспышки вулканической деятельности. Не проводя аналогий, интересно вспомнить в этом аспекте данные Г. Ю. Реслера и Д. Мукке (1973), согласно которым начало формирования руд месторождения Мегген (ФРГ) совпадает с проявлением начального вулканизма.

4. В разрезе рудоносной фации, в свою очередь, намечается несколько уровней свинцово-цинковой минерализации, что определяет многоуровневость оруденения. Подавляющее большинство залежей сплошных и густовкрапленных галенит-сфалеритовых руд залегает в сахаровидных доломитах над битуминозным горизонтом известняков и доломитов. Происхождение сахаровидных доломитов определяется как раннедиагенетическое (термальная доломитизация еще нелигифицированных карбонатных илов). Для рудовмещающих пород характерны также повышенные содержания, относительно других горизонтов, кремнезема, имеющего явно син-диагенетический характер. Имеется ли пространственный контроль распространения сахаровидных доломитов глубинными разломами, по имеющемуся материалу не решается однозначно. Ясно одно: во всех изученных случаях доломитизация несколько предшествует оруденению.

5. Наряду со сплошными сфалеритовыми рудами (массивные и полосчатые руды) внешний облик рудных залежей определяется широким развитием вкрапленного оруденения. Форма рудных залежей пласто-линзовидная. Они залегают согласно с вмещающими их породами и дислоцированы в общем в одинаковой степени с последними. Согласно пласто-линзовидные тела сплошных сфалеритовых руд картируются на крыльях складок. Нередко тектоническими нарушениями они разбиты на ряд блоков, смещенных относительно друг друга.

Кроме согласных рудных залежей в пределах рудных полей проявлены секущий «свинчаковый» и кальцит-галенитовый жильный типы оруденения. В плане рудных полей трещинно-жильный тип оруденения приурочен к участкам складчатых структур, осложненных разрывными нарушениями и зонами дробления. Секущие жилообразные тела не имеют самостоятельного промышленного значения и сложены минералами наиболее поздней парагенетической ассоциации.

6. Околорудные изменения отсутствуют. Доломитизация и окремнение рассматриваются как раннедиагенетические. Более поздние изменения пород связаны с появлением крупнокристаллического белого прожилковидного доломита на стадии эпигенеза. В зальбандовых частях таких прожилковидных обособлений эпигенетического доломита отмечается перекристаллизация сплошных сфалеритовых руд.

7. На всех известных проявлениях свинцово-цинкового оруденения Кыллахской зоны в качестве главных рудных минералов выступают сфалерит, пирит, галенит; перудных — кварц, доломит и кальцит. Чаще всего сфалерит преобладает над галенитом, но отмечены и обратные соотношения. В среднем отношение свинца к цинку в наиболее богатых сплошных рудах определяется как 1 : 4. Как закономерность, отмечается относительное увеличение содержания галенита во вкрапленных типах руд и в жильном типе оруденения. В последнем случае галенит, как правило, наблюдается в ассоциации с крупнозернистым кальцитом.



Типоморфными элементами-примесями являются: в дисульфидах железа — мышьяк; в сфалерите — кадмий, германий, серебро, таллий и ртуть; в галените — серебро, висмут и сурьма. Количество бария и меди в рудах незначительно, что в общем характерно для существенно свинцово-цинковых руд и в других регионах. Учитывая присутствие в рудных телах в качестве типоморфного элемента ртути и наличие над рудными телами ее ореолов, последние могут быть использованы для оценки рудности отдельных зон и слепого свинцово-цинкового оруденения.

8. По времени образования и особенностям текстурно-структурного рисунка выделяются три парагенетические минеральные ассоциации. Общая последовательность отложения минералов в каждом парагенезисе примерно одинакова: доломит—кварц—пирит—марказит—сфалерит—галенит—кальцит—кварц. Судя по текстурным особенностям, первая ассоциация (сплошные сфалеритовые руды) наиболее ранняя и, видимо, ненамного оторвана или даже синхронна диагенетической доломитизации. Вторая (среднезернистые агрегаты сфалерита вокруг прожилковидных обособлений белого крупнокристаллического доломита) связана с эпигенетической доломитизацией. И наконец, третья отвечает этапу переотложения рудного вещества в секущих тектонических трещинах. По возрасту она близка дайкам основного состава палеозоя.

9. Среди текстурных рисунков руд первой парагенетической минеральной ассоциации наиболее типичны слоистые, полосчатые и вкрапленные; второй — бурундучные и прожилково-вкрапленные; третьей — жильные. Реже встречаются брекчиевые и прожилковые. Общей особенностью в строении минеральных агрегатов всех трех ассоциаций является наличие признаков замещения.

10. В рудах месторождения Сардана установлены довольно однородные соотношения изотопов серы при явном обогащении тяжелой серой. Диапазон вариаций изотопного состава серы рудных минералов Сарданинского поля существенно отличается от стратиформных месторождений Центральной Европы, атасуйского типа в Казахстане и от месторождений Юго-Восточной Миссури и района Джоплин в США. По средней величине  $\delta^{34}\text{S}$  серы сульфидов и диапазону их вариаций руды Сарданы приближаются к австралийским месторождениям Маунт Айза, Верхней Долины Миссисипи в США, некоторым залежам Западной Тасмании и т. д. Однако наибольшее сходство оно обнаруживает с месторождениями Северо-Западной Канады, такими как Пайн Поинт и Энвил.

По данным изотопного состава рудных свинцов, как и в случае с серой, отмечается строгое соответствие изотопного состава свинца руд первой и второй парагенетических ассоциаций и вмещающих их пород. Рудные свинцы характеризуются отсутствием аномальных типов и только в свинцах третьей парагенетической ассоциации отмечается их «удревнение».

Суммированные главные признаки стратиформных свинцово-цинковых месторождений в вендских отложениях Юго-Восточной Якутии показывают, что они имеют ряд общих черт с галенит-сфалеритовыми месторождениями в карбонатных породах и других районах Советского Союза (Акжал, Сумсар, Уч-Кулач, Иокуньж и др.) и за рубежом (Пайн Поинт, Энвил, Бляйберг, Миссисипи, Сантандер и др.). Повторяемость минераль-

Главные признаки стратиформного свинцово-цинкового оруденения Юго-Восточной Якутии в свете существующих генетических гипотез

Определяющие признаки	Гипотеза		
	осадочная	гидротермальная	гидротермально-осадочная
Геотектонические . . . . .	+	+	+
Литологические . . . . .	+	×	+
Палеоклиматические . . . . .	+	—	×
Стратиграфический контроль . . . . .	+	×	+
Структурные . . . . .	+	+	+
Условия локализации . . . . .	×	—	+
Местоположение по отношению к складкам . . . . .	+	—	+
Изучение боковых пород . . . . .	+	—	×
Парагенетические ассоциации . . . . .	+	—	+
Явления замещения . . . . .	×	+	+
Текстурные особенности . . . . .	+	—	+
Жильные минералы . . . . .	—	+	×
Температурные условия . . . . .	—	+	+
Состав растворов . . . . .	—	×	+
Данные изотопии серы . . . . .	—?	—	+
Данные изотопии углерода . . . . .	—	—	+
Данные изотопии свинца . . . . .	+	—	+
Связь с интрузивным магматизмом . . . . .	+	—	+
Контактные изменения вблизи даек . . . . .	+	—	+

Примечание. Признаки: (+) — подтверждающие гипотезу; (—) — отрицающие гипотезу; × — не являющиеся несовместимыми.

ного состава и геологических условий нахождения говорит о целесообразности объединения таких месторождений в самостоятельную рудную формацию (Пономарев и др., 1977), что будет способствовать дальнейшему научному прогнозированию (Кузнецов и др., 1972). Т. Н. Шадлун и М. Г. Добровольская (1976) предлагают в название формации ввести характеристику вмещающих пород — «сфалерит-галенитовая формация в карбонатных породах (стратиформная)» и выделить в ее составе два минеральных типа: существенно галенитовый и существенно сфалеритовый.

Весь опыт изучения стратиформного свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах приводит к выводу, что, пожалуй, нет ни одного месторождения этого типа, в пределах которого не отмечались бы признаки как синхронного, так и эпигенетического отложения рудного вещества. Поэтому неслучайна тенденция квалифицировать месторождения подобного типа как «скрещенные», «комбинированные» или «полигенные».

Используя главные признаки стратиформного свинцово-цинкового оруденения в карбонатных толщах венда Юго-Восточной Якутии, нами проведена их интерпретация в свете вероятных генетических гипотез. Анализ данных табл. 51 показывает, что свинцово-цинковые руды юго-востока Якутии по главным признакам не исключают вероятности их формирования осадочным путем, но больше всего доводов в пользу гидротермально-осадочной гипотезы. Правда, существуют и иные точки зрения по генетической позиции месторождений свинца и цинка Майской зоны. А. Д. Щеглов (1976<sub>1</sub>) относит их к группе гидротермальных (телетермальных) месторождений в карбонатных толщах обрамления древних щитов и на срединных массивах, испытавших тектоно-магматическую активизацию. К этой точке зрения близки и взгляды Б. Л. Флерова. Недавно Ф. В. Чухров, используя значения  $\delta^{34}\text{S}$  серы галенита из ореолов перекристаллизации вокруг

прожилковидных обособлений доломита эпигенетической стадии пришел<sup>3</sup> в отличие от Л. Н. Гриненко, к выводу о биогенной природе серы, что позволило ему отнести руды месторождения Сардана к группе вадозно-гидротермальных (Чухров, 1976, с. 90, фиг. 3). По Ф. В. Чухрову, вадозно-гидротермальные месторождения формировались на той или иной глубине от поверхности суши и морского дна; природа рудного вещества внемагматическая.

Кратко остановимся на возможных источниках металлов и формах их переноса применительно к стратиформным свинцово-цинковым месторождениям Кыллахской зоны.

Существующие точки зрения на источник металлов в стратиформных относительно низкотемпературных свинцово-цинковых месторождениях можно разбить на две группы. Первая — «осадочная» — предполагает в качестве источников металлов кларковые содержания свинца в порообразующих минералах выветривающейся суши или размывающиеся эндогенные месторождения (гипергенное освобождение металлов — перевод их в раствор — транспортировка и последующее отложение в бассейне седиментации). Вторая — «гидротермальная» — подразумевает ювенильный подкоровой, ассимиляционный коровой или инфильтрационный внемагматический источник металлов (в зону рудоотложения металлы поставляются термальными водами, происхождение которых также различно).

Анализ данных по содержанию свинца и цинка в речных и морских водах, а также в современных морских осадках, незначительные ореолы рассеяния свинца и цинка при разрушении коренных месторождений и т.д. приводят Ф. И. Вольфсона и В. В. Архангельскую (1976) к мысли, что источником цинка и свинца стратиформных свинцово-цинковых месторождений не могут быть ни их кларковые содержания в выветривающихся породах суши, ни освобождающиеся при размыве коренных эндогенных месторождений. Имеющиеся у нас данные также свидетельствуют против чисто «осадочного» источника металлов в рудах Кыллахской металлогенической зоны. Однако повторяющийся на определенных уровнях разреза рифейско-вендских отложений Кыллахской структуры четкий литологический контроль определенных типов минерализации, подмечанная корреляционная зависимость момента накопления рудной минерализации с палеоклиматическими особенностями, постоянное присутствие в глинистом веществе сорбционных примесей, свинца, цинка, меди и ряд других признаков позволяют, как нам представляется, в качестве рабочей гипотезы выдвинуть представление об «осадочном» источнике непромышленной медно-свинцово-цинковой минерализации отмеченных уровней. Отметим, что в девон-карбовом этапе осадконакопления Срединного Тянь-Шаня также получают весьма широкое развитие продукты аридного литогенеза, с которыми парагенетически связано свинцово-цинковое оруденение, руды которого содержат примеси серебра, ртути, германия и других элементов.

Концентрация же свинца и цинка в потенциально промышленных сплошных и вкрапленных стратиформных рудах Кыллахской зоны, очевидно, связана с термальными растворами. В качестве отдельных примеров аналогов «юдомских» гидротерм могут служить уже широко известные в литературе металлоносные термальные рассолы долины Империял в юж-

ной Калифорнии, металлоносные термальные воды Красного моря, термальные рассолы Гаурдак-Кугитангского района Туркмении, медьсодержащие рассолы в осадках верхней перми на юго-восточном склоне Русской платформы, термальные воды в кембрийских отложениях Иркутской впадины, металлоносные термальные воды п-ова Челекен в Юго-Западной Туркмении и многие другие. О масштабах проявления термальных вод можно судить по цифрам прогнозных ресурсов гидротерм. Для Сибирской платформы они составляют, например, около 750 тыс. м<sup>3</sup>/сут., а для Западной Сибири потенциальные запасы термальных вод оцениваются величиной 10 750 тыс. м<sup>3</sup>/сут (И. Дворов, В. Дворов, 1976).

Не вдаваясь в обсуждение вопроса о количественной роли «ювенильной» или «вадозной» составляющих в таких термальных растворах, отметим лишь факт возможного их существования и потенциальную рудоносность. В теории рудообразования вопросы источников металлов и формы их переноса являются одними из наиболее сложных. В частности, об этом может свидетельствовать дискуссия, прошедшая в декабре 1974 г. на совещании в г. Москве по проблеме «Выяснение источников рудного вещества эндогенных месторождений».

Интерпретируя изложенный выше материал в свете возможных источников рудного вещества применительно к рудным залежам Кыллахской (Майской) полиметаллической зоны, мы исходили из следующих предположений.

Во первых, источник металлов не должен быть экзотичным, поскольку стратиформное свинцово-цинковое оруденение не является уникальным, а имеет широкое распространение в карбонатных породах широкого возрастного диапазона. Во-вторых, источник металлов должен обеспечивать высокую концентрацию металлов в зоне рудоотложения, а геологическая позиция источника оруденения — препятствовать рассеиванию рудного вещества.

Изложенные позиции явились основанием для выдвижения гипотезы (в качестве рабочей) о комбинированном источнике рудных элементов в термальных растворах. Согласно этим представлениям, главным источником свинца, цинка, железа, магния и т. д. служили вероятнее всего удаленные магматические очаги, давшие продукты вулканической деятельности вендского возраста, а впоследствии образования дайкового комплекса палеозоя. В пользу глубинного источника, в частности, могут свидетельствовать сингенетичные даты свинцов сплошных и вкрапленных галенит-сфалеритовых руд; вместе с тем при своей миграции вверх термальные металлоносные растворы обогащались дополнительно за счет рассеянной свинцово-цинковой минерализации из оруденелых либо зараженных металлами элементами нижних уровней рифейского разреза. Последнее предположение косвенно подтверждается присутствием в рудах, наряду с сингенетичными «древних» свинцов (Базилевская, Кочкин, 1974). Одной из особенностей катионного состава термальных растворов явилась их обогащенность магнием. Видимо, привнос термальными водами магния в юдомский бассейн в значительной степени определил его повышенную соленость (Davies, Supko, 1973). Кроме того, в местах излияния термальных вод проходила доломитизация еще не

литифицированных карбонатных илов, явившихся впоследствии ловушками для металлов.

По данным изотопного состава серы сульфидных минералов, источником серы мог быть сероводород газовых и нефтяных месторождений (Л. Н. Гриненко). Вероятность последнего предположения не так уже и необычна, если учесть, что соседние структуры Сибирской платформы содержат проявления докембрийской нефти и что намечается связь металлоносных растворов с нефтеносными рассолами и в современных условиях (Челекен, Калифорния и т. д.).

В зоне встречи металлоносных термальных вод с «нефтеносными» рассолами могли происходить закономерные геохимические превращения, течение которых определялось температурным режимом и состоянием солевого и газового состава вод. Выпадение сульфидов могло осуществляться за счет реакции с сероводородом. Как отмечалось выше, предположение о формировании сульфидов в результате реакции металлоносных растворов с тяжелым сероводородом газов имеет, по данным изотопного состава серы, больше всего оснований. Причем, если для металлоносных терм участки диагенетической доломитизации были ловушками, то для нефтеносных вод, а тем более газов, они могли быть лишь фильтром. Наложение рудной минерализации происходило, видимо, на еще слабо диагенезированные карбонатные илы, примерно так же как металлоносные термы Красного моря накладываются на обычную морскую седиментацию (Hackett e. a., 1973; Gribbin, 1973).

Что касается путей привноса металлов, то пока следует воздержаться от чисто умозрительных выводов. По крайней мере, наиболее реальными из массы вариантов следует считать тектонические зоны глубокого заложения. Не выясненной окончательно мы считаем проблему образования секущих жил (появление в них свинцов с «удревненными» значениями), хотя масштабы проявления гидротермальных процессов в секущих трещинах и вероятность заимствования при этом свинцов из более древних толщ, что подтверждается данными по изотопии свинца, вполне допускают такой механизм образования поздних рудных свинцов.

Анализируя работы, в которых рассматриваются формы переноса элементов, можно видеть, что наиболее распространенными являются представления о переносе элементов в форме комплексов: хлоридных, сульфидных, сульфатных, гидросульфидных, карбонатных, бикарбонатных и т. д. В последнее время многие исследователи обращают внимание на присутствие в рудах месторождений различного типа твердых и жидких битумов. Так, например, на месторождении Уч-Кулач среди жильных минералов известен антраколит. Хлороморфенные экстракты карбонатов месторождения Садона и Згида в ультрафиолетовом свете обнаруживают свечение, присущее битумам, а в притертых тектонических трещинках месторождения Садона известно углистое вещество из группы антраколита (Радкевич, 1974). А. Д. Щеглов (1976<sub>2</sub>) приводит многочисленные данные о присутствии битумов в урановых, флюоритовых и флюорит-полиметаллических месторождениях. В рудоносных зонах Енисейского кряжа установлен антраколит и керит, формирование которых связывается с привносом углерода в виде минералорганических комплексов (Захарова,

1975). Успехи элементарной химии и частая встреча битумов в рудах позволили выдвинуть совершенно новую идею о переносе рудных элементов в форме полиметаллорганических или элементарорганических соединений (Брылкина, Шипунов, 1966; Германов, 1961; Радкевич, 1974; Слободской, 1977; и др.). В связи с этим хотелось бы отметить одну из интересных особенностей минерального состава свинцово-цинковых руд месторождения Сардана — определенное положение керита в конце формирования парагенезисов. Кроме того, имеются следы выполнения трещин и каверн черными хрупкими битумами, анализ элементарного состава которых показывает их промежуточное положение между керитом и антраксолитом. По результатам валового микроанализа в составе газовой фазы включений доломит-галенит-сфалеритовых руд установлены непредельные углеводороды.

В заключение необходимо еще раз подчеркнуть, что из-за слабой изученности стратиформного свинцово-цинкового оруденения Кыллахской зоны и сложности затронутых в работе проблем, проведенное исследование не следует рассматривать как завершенное. Этой работой лишь подводятся итоги нашим знаниям на определенном этапе исследования данного типа месторождений. По мнению авторов, данная работа будет способствовать дальнейшему изучению рудных залежей Кыллахской зоны, поскольку обобщает большую часть известного фактического материала и намечает, хотя и не бесспорно, решение ряда вопросов, на которых в дальнейшем следует акцентировать внимание.

## ЛИТЕРАТУРА

**Акульшина Е. П.** Глинистые минералы в литогенезе и их эволюция в истории земной коры. Автореф. докт. дис. Новосибирск, 1973, 59 с.

**Акульшина Е. П.** Методика определения условий выветривания, осадконакопления и постседиментационных преобразований по глинистым минералам.— В кн.: Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 9—37.

**Акульшина Е. П., Писарева Г. М.** О некоторых количественных характеристиках вещественного состава глинистой части пород и их связи с выветриванием.— «Геол. и геофиз.», 1970, № 6, с. 80—87.

**Александрук В. И., Жиглинский А. Г., Кунд Г. Г., Носков В. И., Хлопина Т. Н.** О точности спектральных методов определения изотопного состава элементов.— «Геохимия», 1967, № 5, с. 637—640.

**Базилевская Р. В., Кокин А. В.** К вопросу об источнике свинца в полиметаллических месторождениях Сетте-Дабана (ЯАССР).— В кн.: Тезисы к совещанию по современным проблемам геологии. Воронеж, 1974, с. 14—15.

**Басков Е. А.** Палеогеографические условия формирования гидротермальной минерализации в юго-западной части Сибирской платформы.— «Труды ВСЕГЕИ. Новая серия», 1968, т. 134, с. 57—106.

**Башарин А. К.** Восточно-Верхоянская эпикратонная геосинклиналь. М., «Наука», 1967, 202 с.

**Боголепов К. В.** К вопросу о тектонической номенклатуре в классификации основных структурных элементов земной коры.— «Геотектоника», 1974, № 4, с. 102—108.

**Брилкина Т. Г., Шицунов В. А.** Реакция металлорганических соединений с кислородом и перекисями. М., «Наука», 1966. 126 с.

**Вассоевич Н. Б.** Основные закономерности, характеризующие органическое вещество современных и ископаемых осадков.— В кн.: Природа органического вещества современных и ископаемых осадков. М., «Наука», 1973, с. 11—59.

**Великанов В. А., Шелкопляс В. Н.** Термолюминесценция кальцитов из докембрийских образований Могилевского Приднестровья.— «Геологический журнал», 1970, № 3, с. 145—148.

**Виноградов А. П.** Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных горных пород земной коры.— «Геохимия», 1962, № 7, с. 555—571.

**Волкодав И. Г., Горбунов А. И., Мехонин В. Ф.** Перспективы создания новой полиметаллической базы в Якутии.— «Разведка и охрана недр», 1976, № 10, с. 6—10.

**Вольфсон Ф. И., Архангельская В. В.** Возможные источники металлов стратиформных низкотемпературных свинцово-цинковых месторождений.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., «Наука», 1976, с. 286—295.

**Галабурда С. Г.** Медная и свинцово-цинковая минерализация в осадочных отложениях Сибирской платформы.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых, Т. V. М., Изд-во АН СССР, 1962, с. 415—422.

**Галимов Э. М.** Геохимия стабильных изотопов углерода. М., «Недра», 1968. 224 с.

- Галлий С. А. Генетические особенности свинцово-цинкового оруденения в известняках нижнего карбона южного склона Воронежской антеклизы.— «Минералогический сборник», 1974, вып. I, № 28, с. 65—68.
- Геологические формации и металлогения Алданского щита. Л., «Недра», 1976. 338 с.
- Германов А. И. Роль органического вещества в образовании гидротермальных месторождений.— «Изв. вузов. Геология и разведка», 1961, № 8, с. 45—56.
- Германов А. И. Гидродинамические и гидрохимические условия образования некоторых гидротермальных месторождений.— «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1962, № 7, с. 79—98.
- Горбунов А. И., Иноземцев И. Н., Старников А. И. Свинцово-цинковое оруденение силезского типа в кембрийских отложениях Восточного Алдана.— «Разведка и охрана недр», 1972, № 5, с. 12—14.
- Горжевский Д. И., Козеренко В. Н. О происхождении стратиформных месторождений.— «Сов. геология», 1971, № 7, с. 31—46.
- Григорян С. В., Янишевский Е. М. Эндогенные геохимические ореолы рудных месторождений. М., «Недра», 1968. 204 с.
- Гриненко В. А., Газизов М. С. О природе сульфидов в Прибалтийском сланцевом бассейне по данным изотопного состава серы.— «Геохимия», 1966, № 12, с. 1421—1430.
- Гриненко В. А., Гриненко Л. Н. Геохимия изотопов серы. М., «Наука», 1974, 272 с.
- Гриненко Л. Н., Пономарев В. Г. О природе сульфидной минерализации Рассохинского рудного узла (Енисейский кряж).— «Геология рудных месторождений», 1976, № 4, с. 83—88.
- Гусев Г. С. Некоторые вопросы районирования и основные черты развития восточного склона Алданской синеклизы и ее обрамления.— В кн.: Геологическое строение и нефтегазоносность восточной части Сибирской платформы и прилегающих районов. М., «Недра», 1968, с. 145—152.
- Давыдов Ю. В. Рифейские карбонатные отложения юго-востока Сибирской платформы и ее обрамления. Новосибирск, «Наука», 1975. 408 с.
- Давыдов Ю. В., Акульшина Е. П. Условия осадконакопления в позднем протерозое, палеозое и мезозое в некоторых районах Сибирской платформы и Западно-Сибирской плиты. Учуро-Майский и Юдомо-Майский районы Сибирской платформы.— В кн.: Глинистые минералы как показатели условий литогенеза. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 89—96.
- Давыдов Ю. В., Казанский Ю. П. О карбонатонакоплении в рифее на Сибирской платформе.— В кн.: Литология и осадочные полезные ископаемые докембрия Сибири и Дальнего Востока. Новосибирск, «Наука», 1973, с. 43—45.
- Дворов И. М., Дворов В. И. Термальные воды и их использование. М., «Прогресс», 1976. 127 с.
- Дистанов Э. Г., Ковалев К. Р., Пономарев В. Г. Условия формирования и типы колчеданно-полиметаллических месторождений геосинклинальных зон Сибири.— В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. XII. М., «Наука», 1977.
- Дзевановский Ю. К., Кириллов А. С. Стратиграфия и тектоника правобережья р. Юдомы (Якутская АССР).— «Сов. геология», 1941, № 6, с. 98—100.
- Еганов Э. А. Проблемы образования и размещения пластовых фосфоритов. Новосибирск, «Наука», 1974. 180 с.
- Еловских В. В. О влиянии фундамента Верхоянско-Колымской синклинальной области на пространственное размещение рудных районов Восточной Якутии.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 9, с. 3—14.
- Жиглинский А. Г. Изотопический спектральный анализ свинца фотоэлектрическим методом.— «Оптика и спектроскопия», 1957, № 3, вып. 1, с. 9—15.
- Жиглинский А. Г., Зайдель А. Н., Кунд Г. Г. Спектральный метод определения Pb<sup>204</sup>.— «Геохимия», 1963, №1, с. 88—91.



Жукова А. С. Распространение германия в свинцово-цинковых месторождениях миссисипского типа. — «Геология рудных месторождений», 1968, № 1, с. 32—40.

Журавлева З. А. Онколиты и катаграфии рифея и нижнего кембрия Сибири и их стратиграфическое значение. М., «Наука», 1964. 152 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 114).

Захарова Е. М. Минералы углерода в рудах Енисейского кряжа. — «Геология рудных месторождений», 1975, № 3, с. 114—120.

Зайцев А. И. Термолюминесценция горных пород и минералов Восточной Якутии и ее применение для решения геологических вопросов. Автореф. канд. дис. Томск, 1974. 22 с.

Зхус И. Д. Глинистые минералы и их палеогеографическое значение. М., «Наука», 1966. 279 с.

Иванов В. А. Тектоника Южного Верхоянья. — В кн.: Складчатые области Евразии. М., «Наука», 1964, с. 249—264.

Иогансон А. К., Кропачев А. П. Свинцово-цинковое стратиформное оруденение в вендских отложениях северной части Майско-Кыллахской зоны (Южное Верхоянье). — «Геол. и геофиз.», 1976, № 9, с. 128—134.

Ициксон М. И., Красный Л. И. Тектоническая систематика и металлогения областей тектоно-магматической активизации на примере Тихоокеанского подвижного пояса. — В кн.: Металлогения областей тектоно-магматической активизации. (Тезисы докладов VII Всесоюзного металлогенического совещания). Иркутск, 1973, с. 24—26.

Казанский В. И., Терентьев В. М. Пограничные зоны активизированных платформ и их металлогения. — «Изв. АН СССР. Серия геол.», 1968, № 1, с. 3—19.

Каледа Г. А., Калистова Е. А. Перекристаллизация карбонатных пород палеозоя Русской платформы. — «Литология и полезные ископаемые», 1970, № 6, с. 50—62.

Калиниченко А. М., Литовченко А. С., Матяш И. В., Польшин Э. В., Иваницкий В. П. Особенности кристаллохимии слоистых алюмосиликатов по данным радиоспектроскопии. Киев, «Наукова думка», 1973. 103 с.

Карпунин А. Н. Стратиформные месторождения цветных металлов. Л., «Недра», 1974. 128 с.

Каштан М. С., Хлопина Т. Н. Повышение точности изотопного спектрального анализа. — «Оптика и спектроскопия», 1961, № 10, вып. 4, с. 518—523.

Комар Вл. А., Семихатов М. А., Серебряков С. Н., Воронов Б. Г. Новые данные по стратиграфии и истории развития рифея Юго-Восточной Сибири и Северо-Востока СССР. — «Сов. геология», 1970, № 3, с. 37—53.

Костов И. Минералогия. М., «Мир», 1972. 584 с.

Косыгин Ю. А. Типы основных структурных элементов земной коры в позднем докембрии. — «Геол. и геофиз.», 1961, № 1, с. 16—25.

Косыгин Ю. А., Луцицкий И. В. Структуры ограничения древних платформ. — «Геол. и геофиз.», 1961, № 10, с. 42—49.

Котляр В. Н. Вулканогенные гидротермальные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 490—543.

Коржинский Д. С. Очерк метасоматических процессов. — В кн.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М., Изд-во АН СССР, 1953, с. 151—251.

Коржинский Д. С. Общие закономерности постмагматических процессов. — В кн.: Метасоматическое изменение боковых пород и их роль в рудообразовании. М., «Недра», 1966, с. 7—15.

Краснов А. И. О тектоническом строении фундамента Алданского щита в свете геологической интерпретации данных крупномасштабной аэромагнитной съемки. — «Сов. геология», 1964, № 11, с. 61—71.

Красный Л. И., Рассказов Ю. П. Новый рудный район в северном Приохотье. — «Разведка и охрана недр», 1975, № 12, с. 5—11.

Кренделев Ф. П., Лучко А. Г. Первая находка докембрийских медистых конгло-

мератов сульфидного типа.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 5, с. 1236—1237.

Кропоткин П. Н., Херасков Н. П. Тектоника северо-востока Азии.— В кн.: Труды XVII сессии МГР. Т. 2, 1937, с. 601—612.

Кузнецов В. А., Дистанов Э. Г., Оболенский А. А. Формационный анализ рудных месторождений как основа научного прогнозирования.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 5, с. 3—10.

Куковский Е. Г. Превращение слоистых спликатов. Киев, «Наукова думка», 1973. 98 с.

Кутырев Э. И., Марков К. А., Кормилицын В. С., Иогансон А. К. Месторождения свинца и цинка.— В кн.: Прогнозирование месторождений полезных ископаемых при региональных геологических исследованиях. (Тезисы к семинару 22—24 мая 1973 г.). Л., 1973, с. 102—108.

Лебедева С. И. Применение метода микротвердости для количественной характеристики типоморфных особенностей рудных минералов.— В кн.: Новые данные о минералах СССР. М., «Наука», 1969, с. 174—178. (Тр. Минералогич. музея АН СССР, вып. 19).

Лебедева С. И. Типоморфное значение твердости минералов.— В кн.: Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972, с. 80—82.

Логвиненко Н. В. Постдиагенетические изменения осадочных пород. Л., «Наука», 1968. 88 с.

Малевский А. Ю. О форме примеси германия в сфалерите.— «Докл. АН СССР», 1966, т. 167, № 3, с. 652—654.

Малинин С. Д., Хитаров Н. И. К восстановлению сульфатной формы серы водородом в гидротермальных условиях.— «Геохимия», 1969, № 11, с. 1312—1318.

Миллю Ж. Геология глин. Л., «Недра», 1968. 310 с.

Мокшанцев К. Б., Горнштейн Д. К., Гусев Г. С., Деньгин Э. В., Штех Г. И. Тектоническое строение Якутской АССР. М., «Наука», 1964. 291 с.

Морозов Г. В., Сасинович В. С., Шовкопляс В. М. Влияние тектонических напряжений на термолюминесценцию известняков Зоны Утесов в Карпатах.— «Докл. АН Укр. ССР», 1966, № 7, с. 935—941.

Моррис Х. Т., Ловеринг Т. С. Гипергенное и гидротермальное рассеяние тяжелых металлов в боковых породах близ рудных тел в районе Тинтик, Юта.— В кн.: Геохимические методы поисков рудных месторождений. М., ИЛ, 1954, с. 55—73.

Муравьев В. И., Сахаров Б. А. Экспериментальное моделирование эпигенетической гидрослюдизации монтмориллонита.— В кн.: Эпигенез и его минералы-индикаторы. М., «Наука», 1971, с. 62—70.

Нарожных Л. И. Онколиты и катаграфия юдомской свиты Учуро-Майского района.— «Докл. АН СССР», 1967, т. 173, № 4, с. 887—890.

Николаева И. В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск, «Наука», 1977. 319 с.

Нужнов С. В., Ярмолюк В. А. Верхний кембрий юго-восточной окраины Сибирской платформы.— В кн.: Стратиграфия СССР. Т. 2. Верхний докембрий. М., Гостехиздат, 1963, с. 281—284.

Нужнов С. В. Рифейские отложения юго-востока Сибирской платформы. М., «Наука», 1967. 197 с.

Наумов В. Б. К вопросу определения температур минералообразования методом декрепитации.— В кн.: Минералогическая термометрия и барометрия. Т. 2. М., «Наука», 1968, с. 34—45.

Овчинников Л. Н. Плутоногенные гидротермальные месторождения.— В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., 1968, с. 443—489.

Овчинников Л. Н., Максенов В. Г. О связи термолюминесценции известняков с эндогенным оруденением.— «Геология рудных месторождений», 1965, № 5, с. 3—22.

Определение рудных минералов в полированных шлифах по спектрам отражения и твердости. М., «Недра», 1973, 220 с.

Паталаха Г. Б., Слюсарев А. П. Перераспределение серебра и другие явления, сопровождающие контактовый метаморфизм руд на свинцово-цинковом месторождении Акжал (Центральный Казахстан).— В кн.: Минералы и парагенезисы минералов гидротермальных месторождений. Л., «Наука», 1974, с. 104—110.

Перельман А. И. Геохимия эпигенетических процессов. М., «Наука», 1968, 331 с.

Перельман А. И., Борисенко Е. Н. Очерки геохимии меди в зоне гипергенеза.— В кн.: Вопросы геохимии. М., «Наука», 1972, вып. 70, с. 30—99.

Петровская Н. В. О понятии «парагенетическая минеральная ассоциация».— «Геология рудных месторождений», 1967, т. 9, № 2, с. 69—78.

Полякова О. П. Свинцово-цинковые месторождения Кадаинского рудного поля.— В кн.: Вопросы геологии и генезиса некоторых свинцово-цинковых месторождений Восточного Забайкалья. М., Изд-во АН СССР, 1963, с. 265—318. (Тр. ИГЕМ АН СССР, вып. 83).

Пономарев В. Г., Тычинский А. А., Акульшина Е. П. Главные особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в докембрийских карбонатных толщах Сибири.— «Геол. и геофиз.», 1977, № 8, с. 11—15.

Попов В. М. Пластовые месторождения цветных металлов и вопросы их генезиса.— В кн.: Проблема генезиса руд. М., «Недра», 1964, с. 350—368.

Попов В. М. Место стратиформных (телетермальных) месторождений в металлогении областей тектоно-магматической активизации и срединных массивов.— В кн.: Металлогения активизированных областей. Иркутск, 1973, с. 42—45.

Постановление межведомственного стратиграфического комитета и его постоянных комиссий. Л., 1973, вып. 14, 52 с.

Прохоров В. Г. Пирит (к геохимии, минералогии, экономике и промышленному использованию). Красноярск, 1970. 112 с.

Пустовалов Л. В. Вторичные изменения осадочных горных пород и их геологическое значение. М., 1956. 52 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 5).

Пуцаровский Ю. М. Приверхоанский краевой прогиб и мезозойды Северо-Восточной Азии.— В кн.: Тектоника СССР. Т. 5. М., Изд-во АН СССР, 1960. 236 с.

Пуцаровский Ю. П. Резонансно-тектонические структуры.— «Геотектоника», 1969, № 1, с. 3—12.

Раабен М. Е. Верхний рифей как единица общей стратиграфической шкалы. М., «Наука», 1975. 247 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 273).

Работнов В. Т., Кулибакина И. Б. Нефтегазопоявления в верхнем докембрии.— «Геол. и геофиз.», 1972, № 6, с. 121—125.

Радабаух Р. Е., Мерчант Дж. С., Браун Дж. Геологическое строение и рудные месторождения района Гилмен (Ред-Клифф, Балл-Маунтин) в округе Игл, штат Колорадо.— В кн.: Рудные месторождения США. Т. 1. М., «Мир», 1972, с. 308—337.

Радкевич Р. О. Проблема гидротермального рудообразования в связи с данными планетарной и региональной геологии на примере Кавказа.— «Бюлл. МОИП. Отдел, геол. Новая серия», 1974, т. ХХІХ, вып. 2, с. 72—87.

Ракчеев А. Д., Чернышев Л. В. Зависимость энергии активации и химического состава пиритов от условий их синтеза.— «Докл. АН СССР», 1968, т. 183, № 5, с. 1184—1187.

Рассел Р., Фаркуар Р. Изотопы свинца в геологии. М., ИЛ, 1962. 281 с.

Резанов И. А. Некоторые вопросы развития Северо-Востока СССР в рифее и палеозое.— «Изв. вузов. Геол. и геофиз.», 1962, № 2, с. 9—27.

Реелер Г. Ю., Мукке Д. Варисский начальный магматизм и образование рудных месторождений в средней Европе.— В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973, с. 11—24.

Салоп Л. И. Общая стратиграфическая шкала докембрия. Л., «Недра», 1973. 309 с.

Сауков А. А. Геохимия М., «Наука», 1975. 480 с.

Сауков А. А., Айдиньян Н. Х., Озерова Н. А. Очерки геохимии ртути. М., «Наука», 1972. 336 с.

- Семихатов М. А., Комар Вл. А., Серебряков С. Н. Юдомский комплекс стратотипической местности. М., «Наука», 1970. 236 с. (Тр. Геол. ин-та АН СССР, вып. 210).
- Скршченко Н. С. Латеральный разброс в колчеданных месторождениях.— В кн.: Вулканогенно-осадочный литогенез. Южно-Сахалинск, 1974, с. 198.
- Слободский Р. М. Элементоорганические соединения и некоторые проблемы эндогенной геологии.— «Геол. и геофиз.», 1977, №5, с. 52—66.
- Смирнов В. И. Фактор времени в образовании стратиформных месторождений.— «Геология рудных месторождений», 1970, № 6, с. 3—15.
- Смирнов В. И. Генезис стратиформных рудных месторождений.— В кн.: Стратиформные месторождения цветных металлов. Записки Забайкальского филиала географ. об-ва СССР. Вып. 53. Чита, Изд-во Забайкальского филиала географ. об-ва СССР, 1971, с. 3—4.
- Смирнов В. И. Об особенностях формирования некоторых колчеданных месторождений по данным декрепитации и вариациям изотопов серы.— В кн.: Геосинклинальные магматические формации и их рудоносность. Свердловск, 1973, с. 3—10.
- Смирнов В. И. Сogласные и секущие границы рудных тел стратиформных рудных месторождений.— В кн.: Минеральные месторождения. М., «Наука», 1976, с. 5—19.
- Соколов Б. С. Проблема границ докембрия и кембрия.— «Геол. и геофиз.», 1974, № 2, с. 3—29.
- Спижарский Т. Н. Обзорные тектонические карты СССР. Л., «Недра», 1973. 240 с.
- Справочник по геохимии. М., «Недра», 1970, с. 54—56.
- Ставцев А. Л. Осадочная цинковая минерализация на юго-восточной окраине Сибирской платформы.— «Геол. и геофиз.», 1969, № 8, с. 131—134.
- Ставцев А. Л. Механизм образования складчатых и разрывных структур Южного Верхоянья.— «Докл. АН СССР», 1974, т. 200, № 6, с. 1411—1414.
- Ставцев А. Л. О тектонике и металлогении краевых чешуйчато-надвиговых зон в обрамлении древних платформ.— «Геология рудных месторождений», 1976, т. XVIII, № 1, с. 29—45.
- Страхов Н. М. Основы теории литогенеза. М., Изд-во АН СССР, 1960, т. II. 574 с.; 1962, т. III. 549 с.
- Страхов Н. М. Проблемы геохимии современного океанского литогенеза. М., «Наука», 1976. 299 с.
- Сулиди-Кондратьев Е. Д., Козлов В. В. О тектонической природе основных структурных элементов востока Сибирской платформы.— «Геотектоника», 1966, № 2, с. 95—106.
- Тимофеев П. П., Коссовская А. Г., Шутов В. Д., Боголюбова Л. И., Дриц В. А. Новое в учении о стадиях осадочного породообразования.— «Литология и полезные ископаемые», 1974, № 3, с. 58—82.
- Типоморфизм минералов и его практическое значение. М., «Недра», 1972. 260 с.
- Тугаринов А. И. Изотопы и источники рудного вещества.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., «Наука», 1976, с. 121—144.
- Тугаринов А. И., Бибилова Е. В., Карпенко С. Ф., Шилов В. И. О генезисе стратиформных месторождений свинца по изотопным данным.— В кн.: VI Всесоюзный симпозиум по стабильным изотопам в геохимии. Тезисы докладов. Ч. 1. М., 1976, с. 3—4.
- Тугаринов А. И., Митряева Н. М., Замятин Н. И., Шилов Л. И., Лебедев В. Л., Мясищев В. В., Шилов В. И. Изотопный состав свинца и серы и процесс рудообразования на месторождениях Атасуйского района.— «Геохимия», 1972, № 5, с. 547—561.
- Тычинский А. А. Изотопный состав свинца и проблема неоднородности рудного вещества.— В кн.: Проблемы эндогенного рудообразования и металлогении. Новосибирск, «Наука», 1976, с. 248—259.
- Тычинский А. А., Шипилов Л. Д., Перовский И. Г., Осипов Д. К., Журавлев Р. С. О роли урана и тория в эволюции рудных свинцов в связи с изучением генезиса месторождений свинцово-цинкового рудного пояса Северо-Западного Прибайкалья.— В кн.: Радиоактивные элементы в горных породах. Новосибирск, «Наука», 1975, с. 226—229.
- Тычинский А. А., Синчук Ю. А., Шипилов Л. Д., Перовский И. Г. Источники руд-

ного вещества и вопросы генезиса свинцово-цинкового оруденения стратиформного типа (Прибайкальский полиметаллический пояс).— В кн.: Вопросы генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Сибири. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 43—80.

**Упвер Ч. Е.** Эффект и геологическое значение фиксации калия набухающими глинистыми минералами, образовавшимися из мусковита, биотита, хлорита и вулканического стекла.— В кн.: Вопросы минералогии глин. М., ИЛ, 1962, с. 369—402.

**Ферман А. Е.** К минералогии каменугольных отложений окрестностей г. Боровичей.— «Изв. АН СССР. Серия 6», 1915, № 15, с. 1559—1580.

**Флеров Б. Л.** Прерывистость процесса рудообразования (на примере оловорудных месторождений Северо-Востока СССР).— В кн.: Рудообразование и его связь с магматизмом. М., «Наука», 1972, с. 4—32.

**Франк-Каменецкий В. А.** Природа структурных примесей в минералах. Изд-во ЛГУ, 1964. 223 с.

**Фурсов В. З.** Ореолы рассеяния ртути как поисковый признак на свинцово-цинковом месторождении Ачсай.— «Геохимия», 1958, № 3, с. 345—401.

**Чилингар Дж. В., Биссел Х. Дж., Вольф К. Х.** Диагенез (и катагенез) карбонатных пород.— В кн.: Диагенез и катагенез осадочных образований. М., «Мир», 1971, с. 165—290.

**Хокс Х. Е., Уэбб Дж.** Геохимические методы поисков минерального сырья. М., «Мир», 1964. 487 с.

**Чухров Ф. В.** О рудообразовании из водных растворов.— «Геология рудных месторождений», 1974, № 3, с. 3—14.

**Чухров Ф. В.** О внемагматической природе вещества некоторых руд.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., «Наука», 1976, с. 85—99.

**Шадлуи Т. Н., Добровольская М. Г.** Рудные формации свинцово-цинковых месторождений.— В кн.: Рудные формации эндогенных месторождений. Т. 2. М., «Наука», 1976, с. 146—296.

**Шапошияков К. К.** Структурно-металлогенетические зоны и гравитационные аномалии на Северо-Востоке СССР.— «Докл. АН СССР», 1961, т. 141, № 3, с. 701—704.

**Шапошияков К. К.** Строение земной коры на Северо-Востоке СССР по геофизическим данным.— «Геол. и геофиз.», 1962, № 9, с. 100—105.

**Шишилов Л. Д.** Спектральный изотопный анализ свинца.— В кн.: Физико-химические методы анализа минералов. Новосибирск, «Наука», 1977, с. 53—57.

**Шишилов Л. Д., Тычинский А. А., Вахрушев В. А.** Изотопный состав свинца галенитов в рудных месторождениях Алтае-Саянской области.— В кн.: Рудные формации и генезис эндогенных месторождений Алтае-Саянской области. М., «Наука», 1968, с. 114—129.

**Щеглов А. Д.** Строительство БАМ и задачи геологической службы.— «Разведка и охрана недр», 1974, № 12, с. 1—5.

**Щеглов А. Д.** Стратиформные свинцово-цинковые месторождения восточных районов СССР.— В кн.: Минеральные месторождения. М., «Наука», 1976<sub>1</sub>, с. 47—56.

**Щеглов А. Д.** Источники рудного вещества в областях тектоно-магматической активизации.— В кн.: Источники рудного вещества эндогенных месторождений. М., «Наука», 1976<sub>2</sub>, с. 58—64.

**Яи-Жин-Шин В. А., Ииоземцева Н. Д.** Магматические образования Кыллахского поднятия (Южное Верхоянье).— В кн.: Новости геологии Якутии. Вып. 3. Якутск, 1973, с. 63—66.

**Яншин А. Л.** Тектоническое строение Евразии.— «Геотектоника», 1965, № 5, с. 7—35.

**Яншин А. Л.** Проблема постгеосинклинального тектонического развития Центрально-Азиатского складчатого пояса.— В кн.: Тектоника Забайкалья. Улан-Удэ, 1973, с. 14—24.

**Ault W. U., Kulp I. L.** Sulfur isotopes and ore deposits.— «Econ. Geol.», 1960, v. 55, N 1, p. 73—100.

**Barton P. D. Jr.** Possible role of organic matter in the precipitation of Mississippi Valley ores in Genesis of stratiform lead — zinc — barite fluorite deposits (Mississippi valley type deposits). Symposium: the Economic Geology Publishing Co. Monograph 3, 1967, p. 371—378.

**Bayer H., Nielsen H., Schachner D.** Schwefelisotopen verhältnisse in Sulfiden aus Lagerstätten der Nordeifel in Raun Aachen — Stolberg und Maubach — Mechemich.— «N. Jb. Miner. Abh.», 1970, v. 113, N 3, p. 254—273.

**Caroll D.** Role of clay minerals in the transportation of iron.— «Geochim. et cosmochim. acta», 1958, v. 14, N 1—2, p. 1—27.

**Eberhardt P., Geiss J., Houtermans F. G.** Isotopic ratios of ordinary leads and their significance.— «J. Phys.», 1955, v. 141, N 67, p. 34—45.

**Evants T. L., Cambell I. A., Krouse H. R.** A reconnaissance study of some western Canadian lead — zinc deposits.— «Econ. Geol.», 1968, v. 63, N 4, p. 349—359.

**Davies Thomas A., Supko Peter R.** Oceanic sediments and their diagenesis: some examples from deep — sea drilling.— «J. Sediment. Petrol.», 1973, v. 43, N 2, p. 381—390.

**Feely H. W., Kulp J. L.** Origin of Golf Coast salt dome sulfur deposits.— «Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geolog.», 1957, v. 41, N 8, p. 1802—1853.

**Friederich G., Schachner D., Nielsen H.** Schwefelisotopen Untersuchungen an sulfiden aus den Erzvorkommen der Sierra.— «Geochim. et cosmochim. acta», 1964, v. 28, N 5, p. 6—17.

**F. A. Campbell and V. G. Ethier.** Sulfur Isotopes, Iron Content of sphalerites and ore textures in the Anvil ore boggy Canada.— «Econ. Geol.», 1974, v. 69, N 4, p. 482—493.

**Gehlen K. V.** Schwefel-Isotope und die Genese von Erzlagerstätten.— «Geol. Rundschau», 1966, v. 55 (1), p. 178—196.

**Gehlen K. V., Nielsen H., Schwefel — Isotope aus Blei-Zink — Erzen von Oberschlesien.**— «Mineralium deposita», 1969, v. 4, N 3, p. 308—310.

**Goldschmidt V. M.** Geochimistry Oxford, 1954, 730 p.

**Govett G. J. S. Whitehead R. E. S.** Origin of metall zoning in stratiform sulfidies.— «Econ. Geol.», 1974, v. 69, N 4, p. 551—556.

**Graf D. L.** Geochemistry of carbonate sediments and sedimentary carbonate rocks. Part 111. Minor Elements Distribution.— «Div. Jll. State Geol. surv. Urbana Circular», 1961, v. 301, p. 1—71.

**Gribbin John.** Salt holes at the bottom of the Red Sea.— «Spectrum» (Gr. Brit.), 1973, N 106, p. 8—9.

**Hackett John P., Bischoff Jr., James L.** New data on the stratigraphy, extent, and geologic history of Red Sea geothermal deposits.— «Econ. Geol.», 1973, v. 68, N 4 p. 553—564.

**Heydeman A.** Über die chemische Verwitterung von Tonmineralen.— «Geochim. et cosmochim. Acta», 1966, v. 30, N 10, p. 995—1035.

**Heyl A. V., Landis G. P., Zartman R. E.** Isotope Evidence for the Origin of Mississippi Valley — Type Mineral deposits: a Review.— «Econ. Geol.», 1974, v. 69, N 6, p. 992—1006.

**Holser W. T., Kaplan J. R.** Isotope geochemistry of sedimentary sulfates.— «Chem. Geol.», 1966, v. 1, N 2, p. 93—136.

**Jensen M. L.** Geochemistry of Hydrothermal ore deposits. Edited by H. L. Barnes. The Pennsylvania State University, 1967. 230 p.

**Jensen M. L., Whittles A. W.** Sulfur isotopes of Nairne pyrite deposit Sputh Australia.— «Depositata», 1969, v. 4, N 3, p. 241—247.

**Kajiwara J., Krouse H. R., Sasaki A.** Experimental study of sulfur isotope fractionation between coexistent sulfide minerals.— «Earth Planet. Sci. Lett.», 1969, v. 7, N 3, p. 271—277.

**Lewis D. R.** The thermoluminescence of dolomite.— «J. Phys. Chem.», 1956, v. 60, N 5, p. 435—452.

**Pinckney D. M., Rafter T. A.** Fractionation of sulfur isotopes during ore deposition in the Mississippi Valley zinc-lead-district.— «Econ. Geol.», 1972, v. 67, N 3, p. 315—328.

**Roedder E.** Temperature, salinity and origin of the ore-forming fluids at Pine Point, North-West Territories, Canada, from fluid inclusion studies.— «Econ. Geol.», 1968, v. 63, N 5, p. 439—450.

**Sakai H.** Isotopic properties of sulfur compounds in hydrothermal processes.— «Geochem. J.», 1968, v. 2, N 1, p. 56—67.

**Sasaki A., Krouse H. R.** Sulfur isotopes and the Pine Point lead—zinc mineralization.— «Econ. Geol.», 1969, v. 69, N 7, p. 718—730.

**Short M. N.** Geochemical variation in four residual soils.— «J. Geol.», 1961, v. 65, p. 534—571.

**Solomon P. J.** Investigations into sulfide mineralization at Mount Isa, Queensland.— «Econ. Geol.», 1965, v. 60, N 4, p. 737—765.

**Solomon P. J., Jensen M. L.** Sulfur isotopic fractionation in nature with particular reference to Mt. Isa, Queensland.— 8th Common wealth Mining Met. Congr. 6. 1965, p. 123—214.

**Stanton R. L., Rafter T. A.** Sulfur isotope ratios in co — existing galena and sphalerite from Broken Hill, New South Wales.— «Econ. Geol.», 1967, v. 62, N 8, p. 1088—1091.

**Tatsumi T.** Sulfur isotopic fractionation between co — existing sulfide minerals from some Japanese ore deposits.— «Econ. Geol.», 1965, v. 60, N 8, p. 1645—1659.

**Turekian K. K., Wedepohl K. H.** Distribution of the element in some major units of Earth's crust.— «Bull. Geol. Soc. of Amer.», 1961, v. 72, N 2, p. 175—192.

## **ПРИЛОЖЕНИЕ**



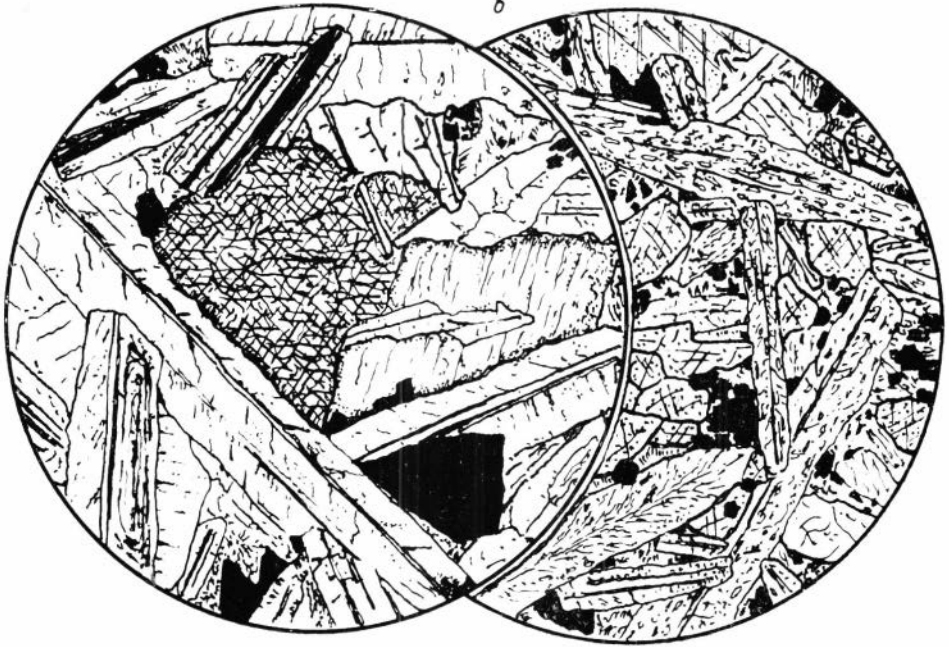


Фото 1. Дайки палеозойских диабазов. Рис. Б. Н. Ланина.

*a* — офитовая и пойкилофитовая структура неизмененного диабаза (шлиф ДС-К-402/18—1); плагиоклаз (лабрадор и андезин) сдвойникован и обнаруживает зональное строение; пироксен (авгит) ксеноморфен, зерна ильменита; вторичные — хлорит и серицит.  $d = 1,8$  мм, николи +. *b* — диабазовая структура измененного диабаза (шлиф ДС-5); пироксен в интерстициях замещен кальцитом и хлоритом, плагиоклаз серицитизирован, зерна лейкоксенизированного ильменита.  $d = 1,8$  мм, николи +.

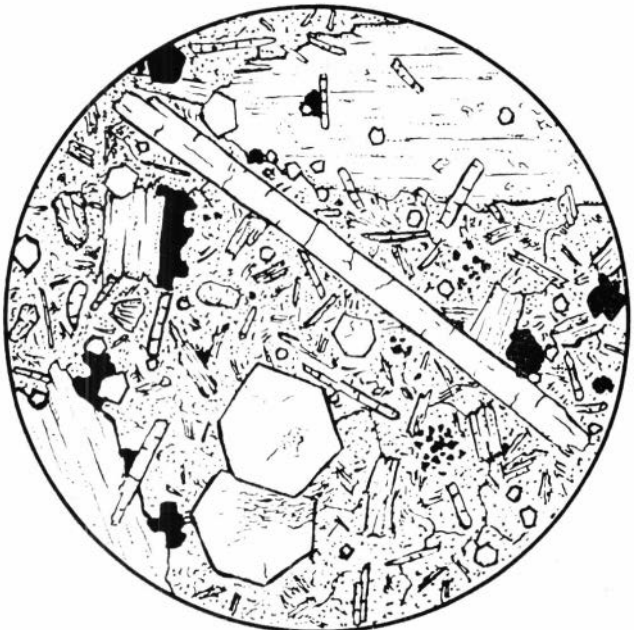


Фото 2. Дайка палеозойского керсантига. Рис. Б. Н. Ланина. Структура лампрофировая, призматическая, порфиридная (шлиф ДС-4). Порода сложена биотитом, апатитом и кальцитом. Последний является продуктом разложения мелкозернистого агрегата плагиоклаза и пироксена; вторичные — хлорит, тальк.  $d = 0,9$ , николи +.



Фото 3. Песчаник полевошпат-кварцевый мелкозернистый (вторая пачка юдомской свиты). В центральной части фотографии виден стилолитовый шов, выложенный слюдяным агрегатом и гидратами окиси железа. К поверхности стилолитового шва приурочены отдельные зерна пирита и сфалерита. Шлиф С-43-2 (месторождение Сардана, канава 43).  $\times 3$ , шиколы  $\perp$ .

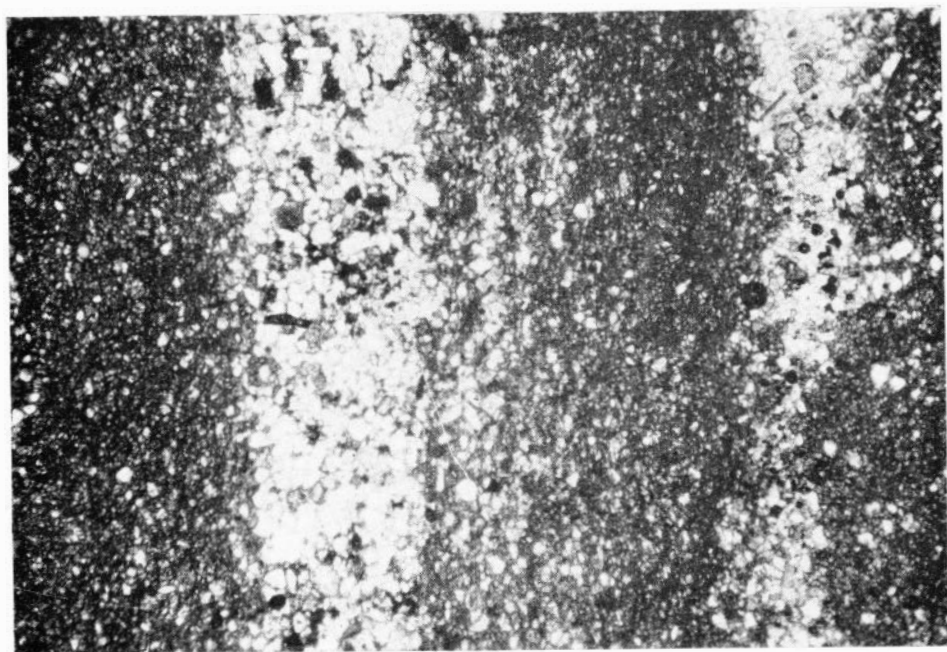


Фото 4. Доломитизированный алевролит горизонтально-слоистой текстуры (третья пачка юдомской свиты). Слоистость обусловлена различной насыщенностью прослоев обломочным материалом. Шлиф С-43-4 (месторождение Сардана, канава 43).  $\times 3$ , шиколы  $\perp$ .



Фото 5. Туф кристалло-витро-литокластический (третья пачка юдомской свиты).

Обломки *a* — эффузивов с трахитовой структурой основной массы; *b* — раскристаллизованного вулканического стекла; *в* — полевых шпатов. Основная масса — серицитизированное железисто-глинистое вещество. Шлиф Д-394 (месторождение Сардана, скв. 13, гл. 205 м).  $\times 100$ , николи +.

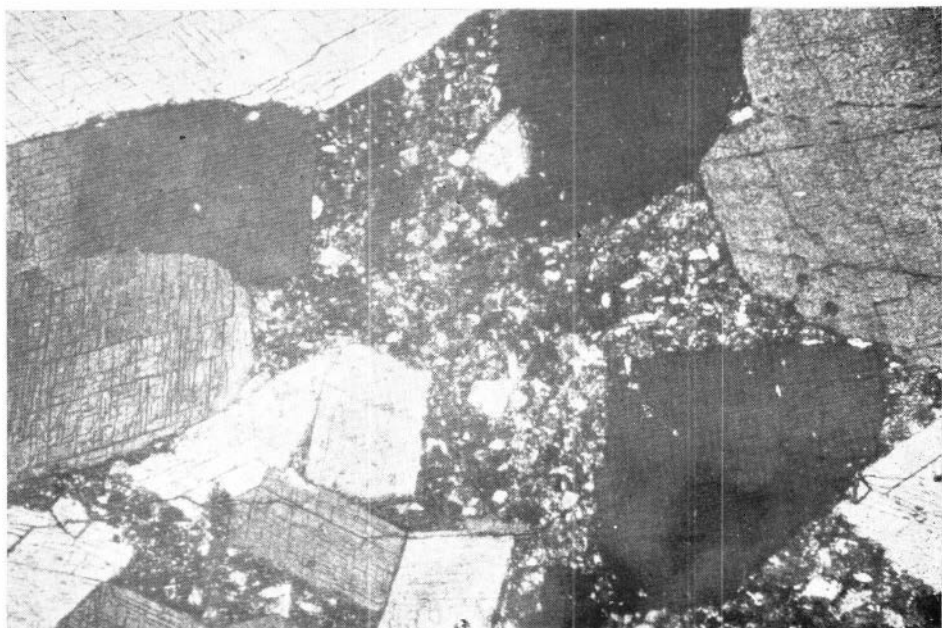


Фото 6. Доломит битуминозный с идиобластовой структурой (шестая пачка юдомской свиты). Шлиф С-43-12 (месторождение Сардана, канава 43).  $\times 3$ , николи +.

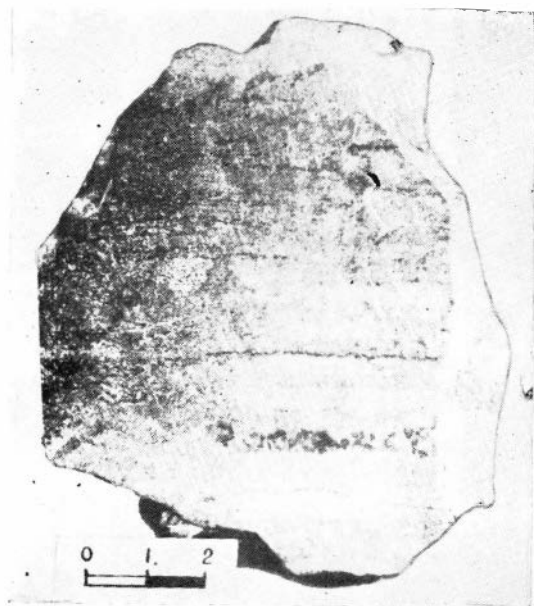


Фото 7. Характер замещения темно-серого слоистого известняка (правая часть фотографии) массивным сахаровидным доломитом (седьмая пачка юдомской свиты). В нижней левой части образца видны округлые стяжения кремня. Штуф Д-181 (месторождение Сардана, канава 237).

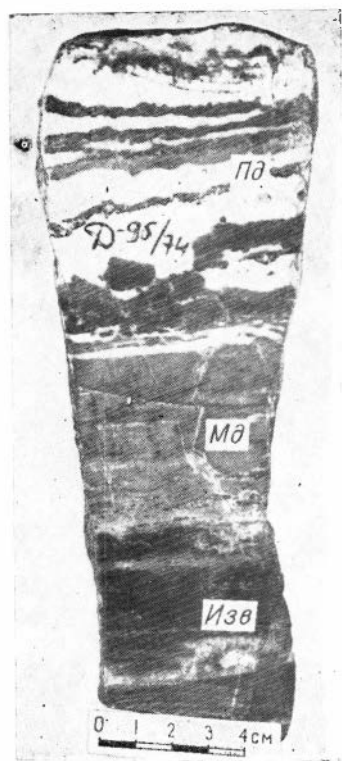


Фото 8. Переход от полосчатых доломитов (Пд) к мелкозернистым доломитам (Мд) и тонкозернистым известнякам (Изв) (седьмая пачка юдомской свиты). Штуф Д-95 (месторождение Сардана, канава 52).

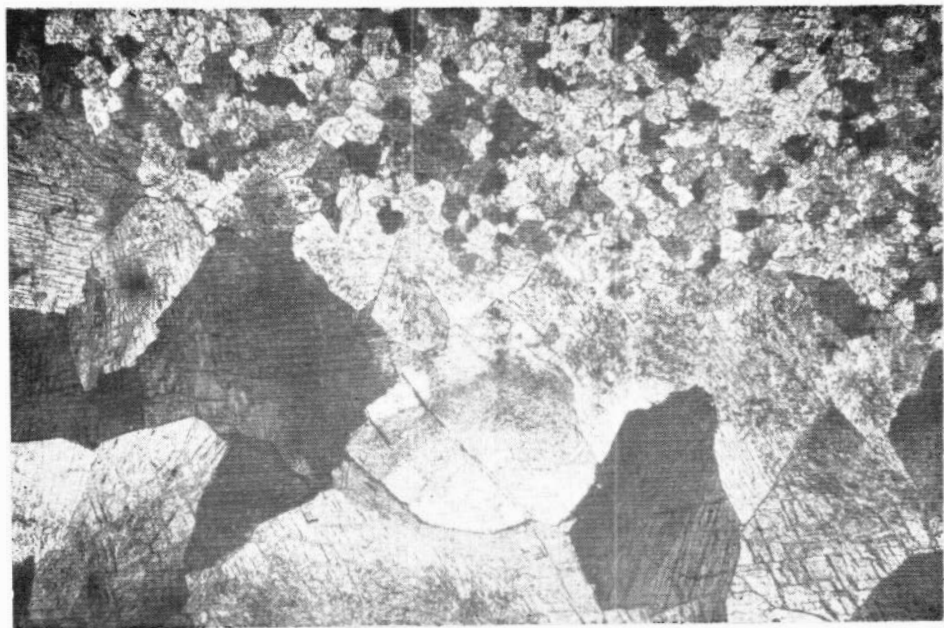


Фото 9. Контакт сахаровидного доломита с бслым крупнозернистым эпигенетическим доломитом (седьмая пачка юдомской свиты, пласт Б). Шлиф С-43-24 (месторождение Сардана, канава 43).  $\times 3$ , николи +.

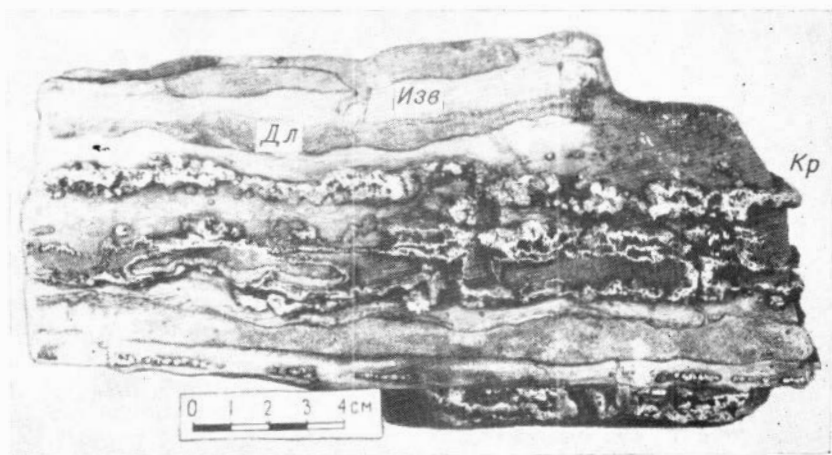


Фото 10. Диагенетические кремнистые стяжения (Кр) и прослои светлого мелкозернистого доломита (Дл) в тонкозернистом известняке (Изв) (седьмая пачка юдомской свиты, пласт Б). Штуф Д-212 (месторождение Сардана, канава 59).

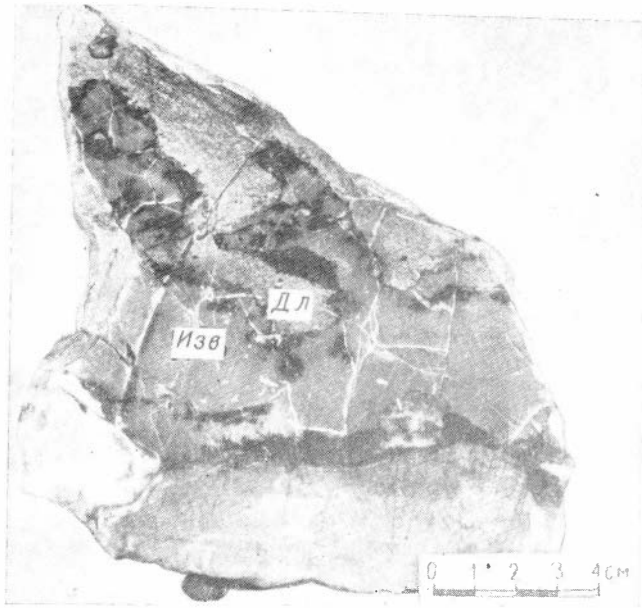


Фото 11. Текстура внутрипластовых растворов известняка (седьмая пачка юдомской свиты, пласт В). Мелкозернистый доломит (Дл) проникает в виде «язычков» в тонкозернистый известняк (Изв). По периферии доломитовых «язычков» видны черные выделения битумов. Штуф Д-375 (месторождение Сардана, канава 309).

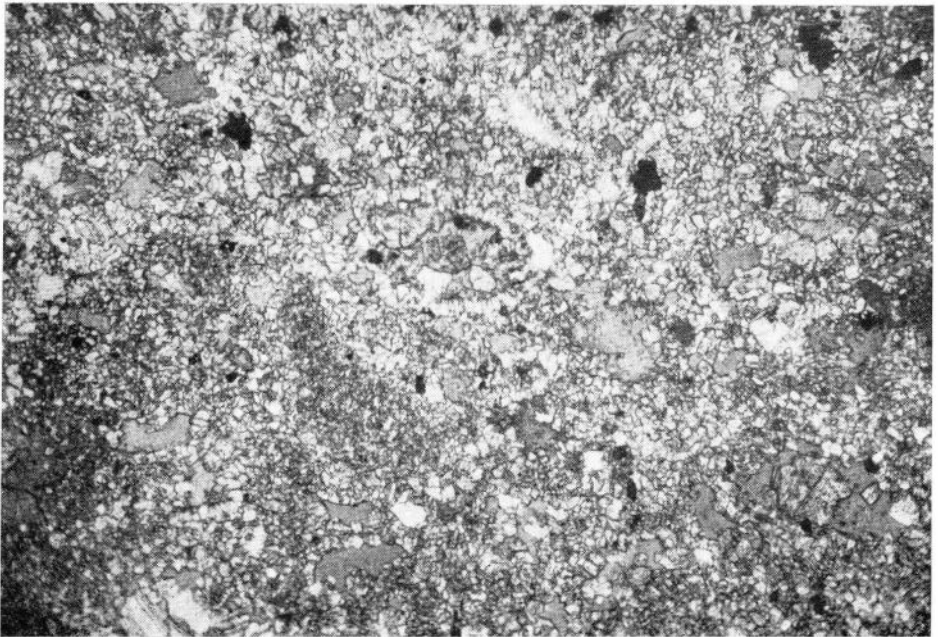


Фото 12. Алевролитовый глауколитовый известняк (пестроцветная свита нижнего кембрия). Основная масса — тонкозернистый кальцит с алевроитовыми зернами кварца. Серое — неправильные зерна глаукопита, корродированные кварцем. Черное — рудные минералы (шприт и сфалерит). Шлиф С-43-37 (месторождение Сардана, канава 43).  $\times 9$ , николи +.



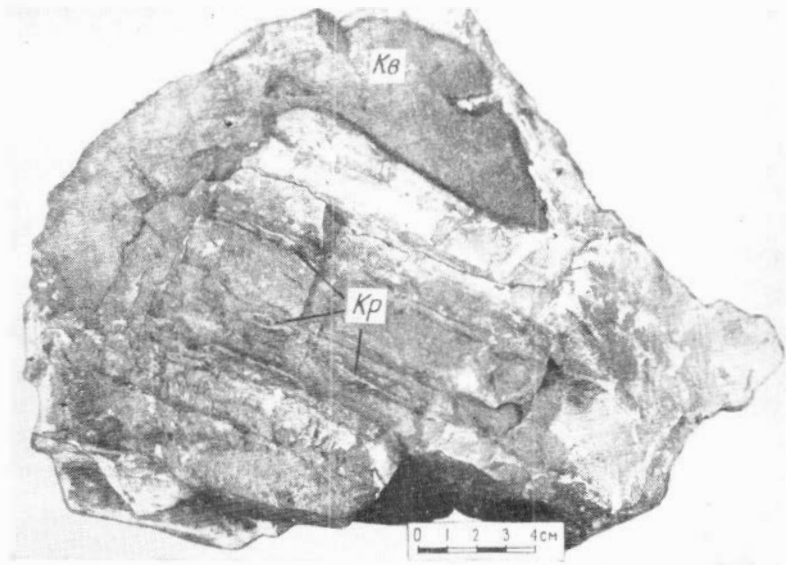


Фото 13. Секундная эпигенетическая гематит-кварцевая жила (Кв) в тонкозернистом известняке с послойными диагенетическими стяжениями кремня (Кр) (седьмая пачка юдомской свиты, пласт Б). Штуф С-35 (месторождение Сардана, канава 45).

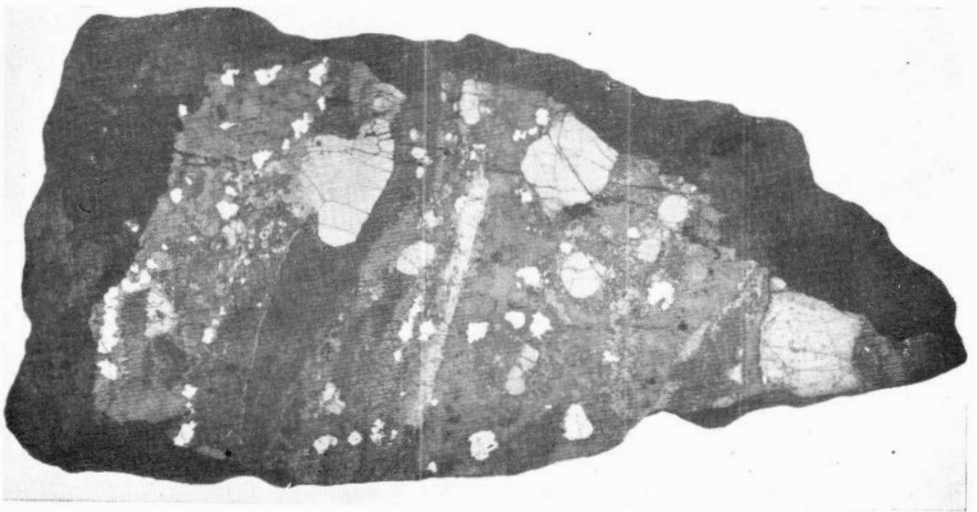


Фото 14. Желваковые стяжения пирита (серые, растресканные) в участках перекристаллизации. Белое — галенит, темно-серое — доломит. Полированный штуф Т-4/74 (месторождение Сардана, шурф 2). 0,8 нат. вел.

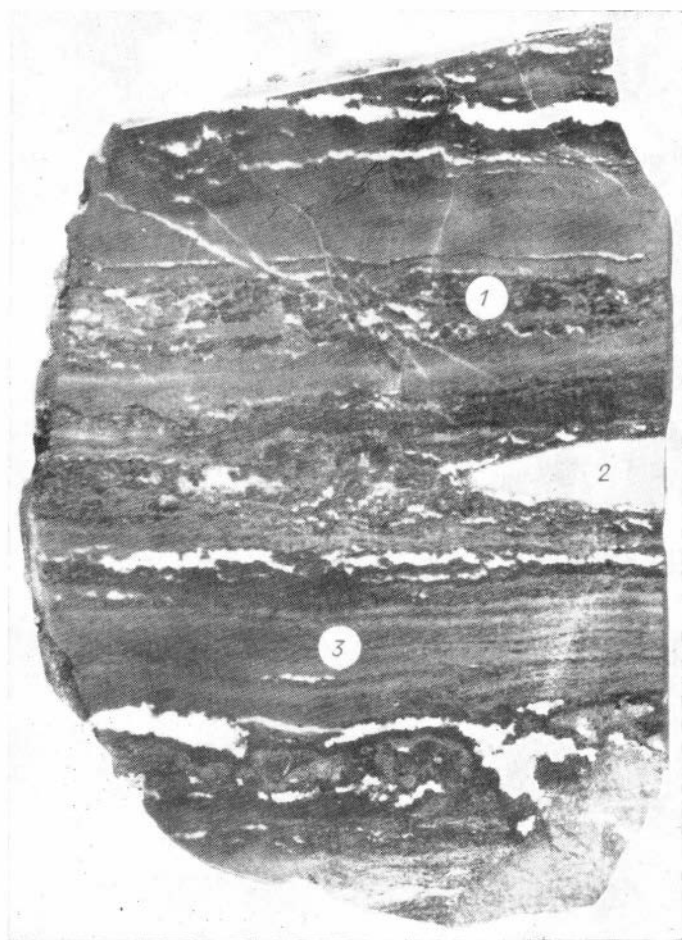


Фото 15. Полосчатая тонкозернистая сфалеритовая руда. Прослой с кремнистыми стяжениями (1) и карбонатными линзами (2) чередуются с микрослонистыми рудными прослоями (3). Светлое — послойные прожилковидные обособления крупнозернистого эпигенетического доломита. Полированный шлиф С-43-44 (месторождение Сардана, кашава 43).  
Нат. вел.



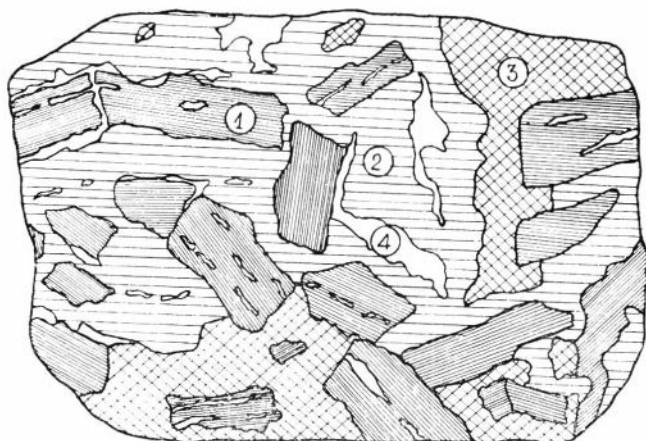


Фото 16. Подводнооползневые деформации слоистой тонкозернистой доломит-сфалеритовой руды с разрывом сплошной пласти. Зарисовка В. Д. Боговина.

1 — обломки тонкозернистой доломитовой руды; 2 — тонкозернистая сплошная доломит-сфалеритовая (целая) масса; 3 — диагенетический доломит; 4 — эпигенетический белый крупнозернистый доломит. Штуф (месторождение Сардана, траппы 12). Пат. вел.

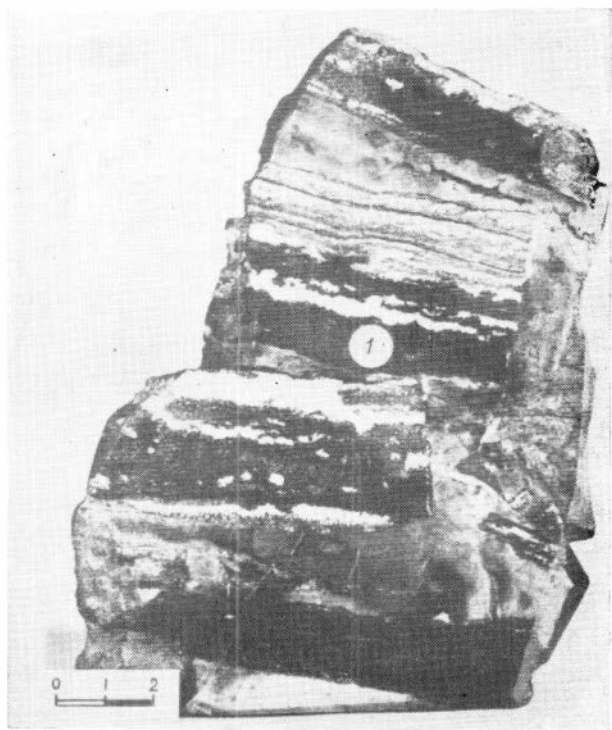


Фото 17. Конседиментационная брекчия слоистого доломита с галенитом и сфалеритом (1), сцементированная доломитовым илом пластической инъекции с бедной вкрапленностью сфалерита. Видны прожилковидные обособления эпигенетического доломита (2). Пршлифовка поперечного сечения. Образец из коллекции Г. Г. Казаненко (месторождение Сардана).

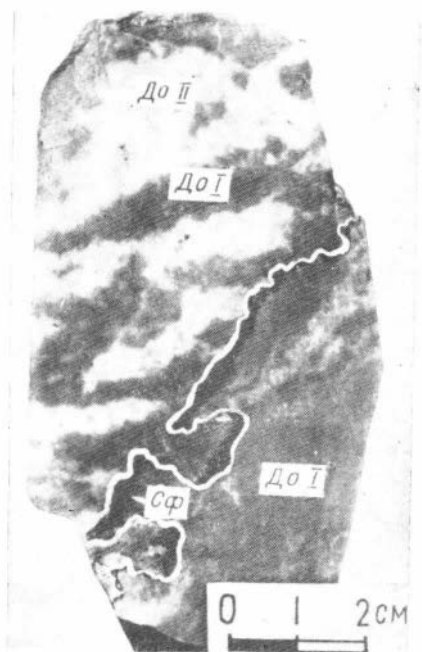


Фото 18. Концентрация сфалерита (Сф) вдоль стилолитового шва. Последний служит также границей между диagenетическим доломитом (До I) и эпигенетическим доломитом (До II). Полированный штуф (месторождение Сардана, скв. 28).

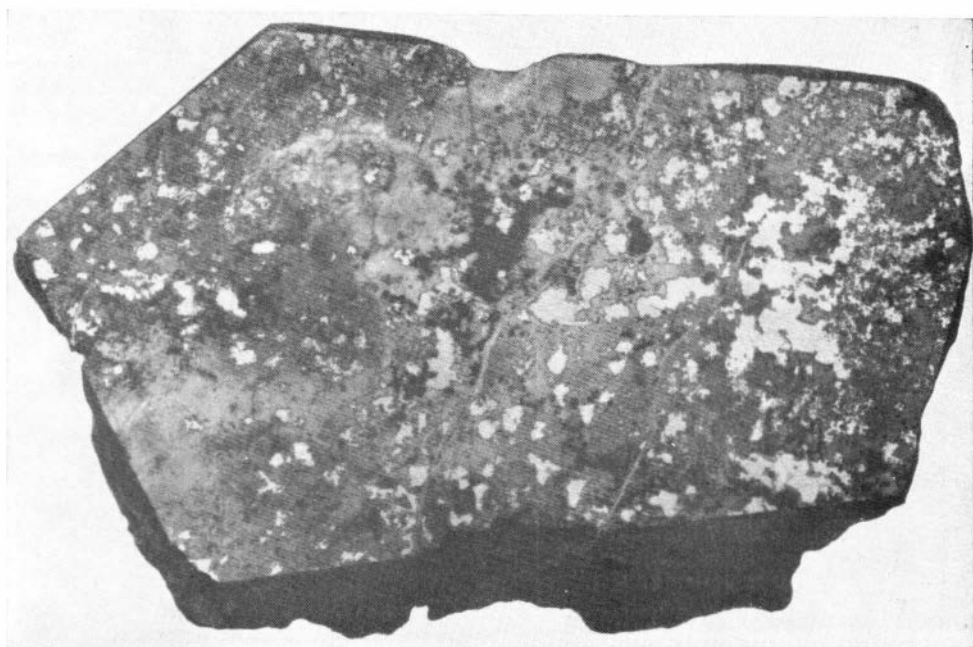
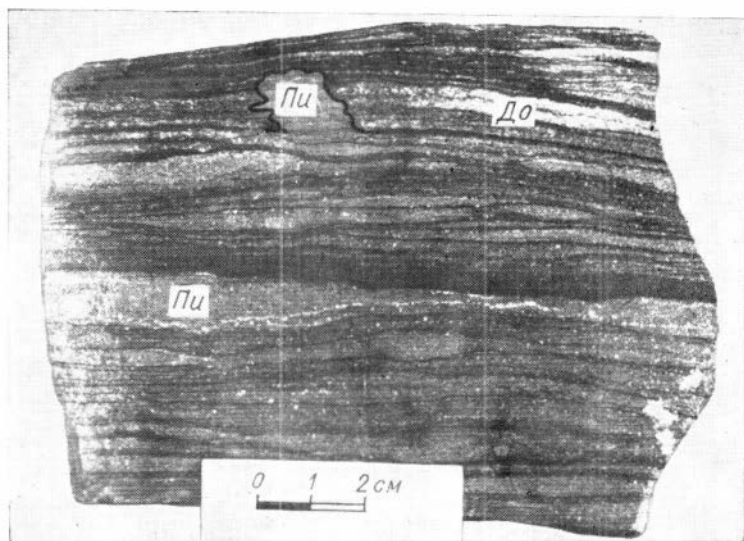
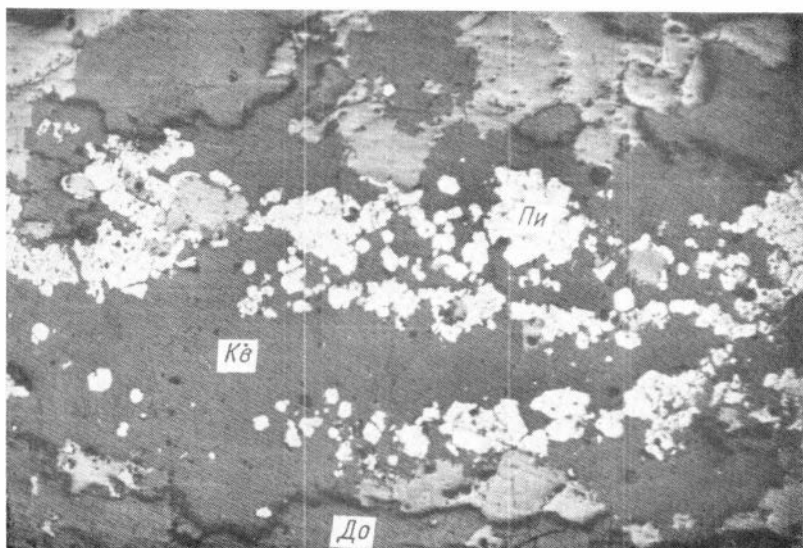


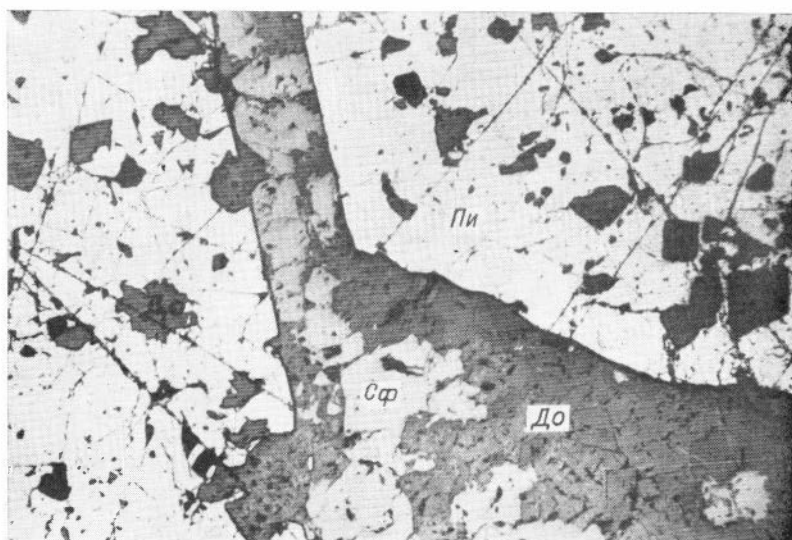
Фото 19. Вкрапленная (с элементами пятнистой) текстура галенит-сфалеритовой руды. Белое — агрегатные обособления галенита, темно-серое — вкрапления мелкозернистого сфалерита, серое — доломитизированный известняк. Полированный штуф Т-8/74 (месторождение Сардана). 0,5 нат. вел.



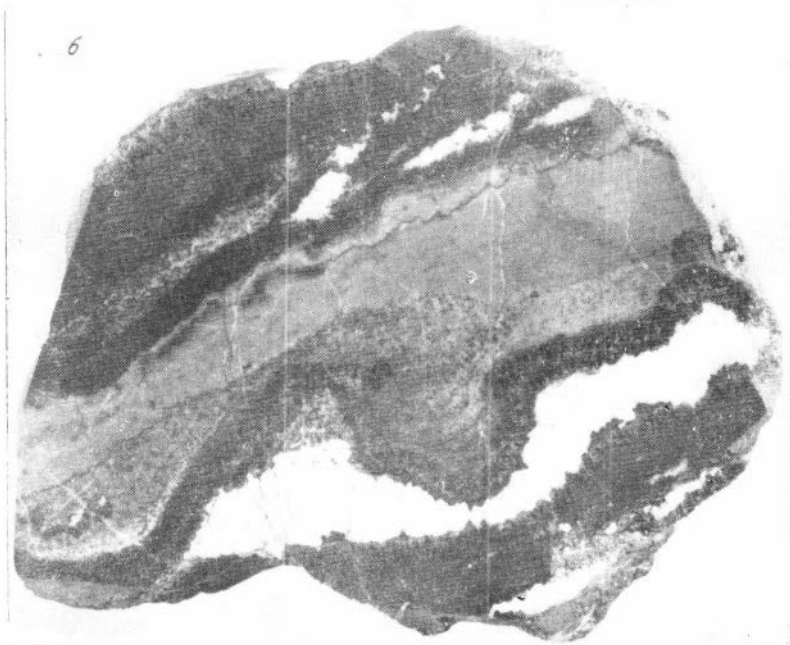
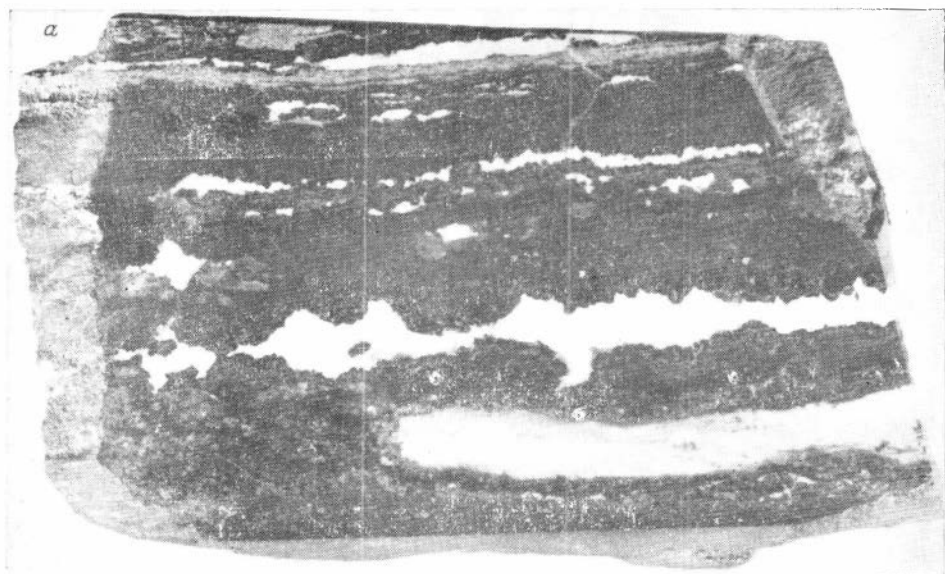
Ф о т о 20. Послойно-вкрапленная текстура серноколчеданной руды. Послойные агрегации пирита (Пи) в битуминозных доломитах (черное) шестой пачки юдомской сваты. Белое (До) — эпигенетический доломит. Полированный штаф 9 (месторождение Сардана, шурф 6).



Ф о т о 21. Кремнистые стяжения с микроглобулярным пиритом (Пи) в бедной доломит-сфалеритовой руде (До). Видна незначительная коррозия кварца сфалеритом (Сф). Полпрованый шлиф 107 ж (месторождение Сардана).  $\times 50$ , шикол//.



Ф о т о 22. Метакристаллы шрита (Пи) с включениями доломита (До).  
Сф — сфалерит. Полированный шлиф 10% р (месторождение Сардана)  
× 50, николи//.



**Фото 23.** Характер перекристаллизации минералов первой парагенетической ассоциации.

**а** — сплошная мелкозернистая сфалеритовая руда. В красных частях прожилковидных и гнездовидных обособлений белого эпигенетического доломита формируются оторочки из агрегата сфалерита II. В левой верхней части фотографии (черное) видны гнездовидные обособления галенита II, в нижней правой части — карбонатная линза (серое). Полированный штаф С-51-33 (месторождение Сардана, канава 51). 1,3 нат. вел.

**б** — бедная сфалеритовая руда. Пример «стязивания» (собирательной перекристаллизации) сфалерита I в забандовых частях прожилковидных обособлений белого эпигенетического доломита. Полированный штаф С-51-26 (месторождение Сардана, канава 51). Нат. вел.

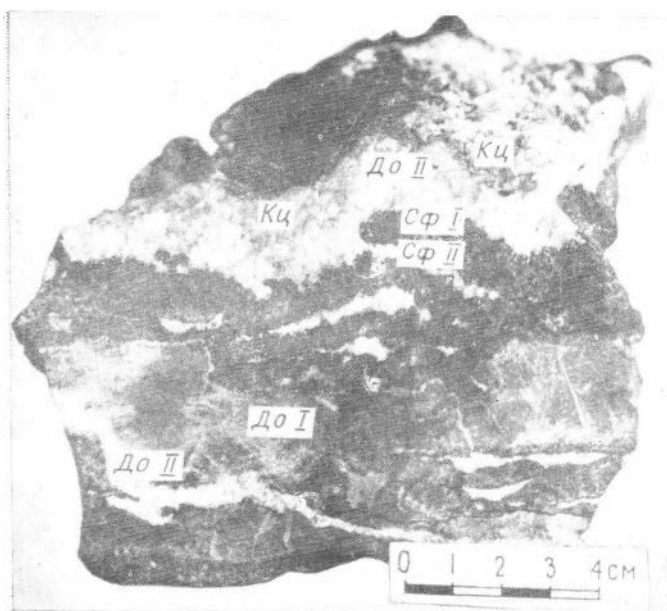


Фото 24. Полосчатая сфалеритовая руда. Чередование прослоев тонкозернистого доломита I (До I) с прослойками, сложенными сфалеритом II и доломитом I не прожилковидными обособлениями белого эпигенетического доломита (До II) с кальцитом (Кц). Среди агрегата эпигенетического доломита (верхняя часть фото) видны реликты доломит-сфалеритовой руды первой парагенетической ассоциации. В центральной части образца такие реликтовые участки слагаются мелкозернистым сфалеритом I, а в периферии — более крупнозернистым сфалеритом II. Штуф 102 (месторождение Сардана).



Фото 25. Субпараллельное расположение прожилковидных обособлений белого эпигенетического доломита в тонкослоистой доломит-галенит-сфалеритовой руде первой парагенетической ассоциации. В залябандах прожилковидных обособлений доломита отчетливо видны оторочки из сфалерита II (черное). Полированный штуф С-43-32 (месторождение Сардана, канава 43). 0,9 нат. вел.

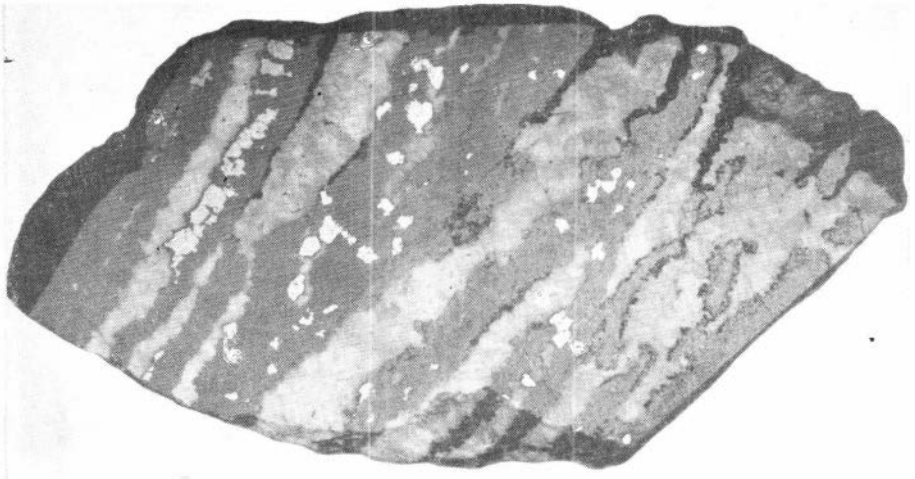


Фото 26. Вкрапленники галенита (белое) в бедной сфалерит-галенитовой руде бурундучной (симметрично-полосчатой) текстуры. Темно-серое — прослой диагенетического доломитизированного известняка, серое — прожилковидные обособления белого эпигенетического крупнозернистого доломита, в зальбандовых частях которых видны оторочки из сфалерита II (черное). Полированный шлиф Т-5-Б/74 (месторождение Сардана). Нат. вел.

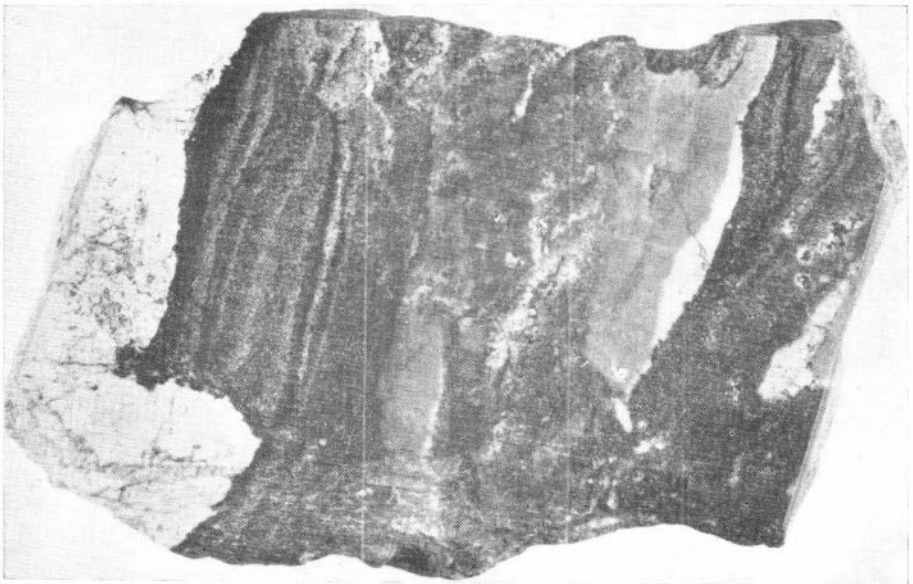
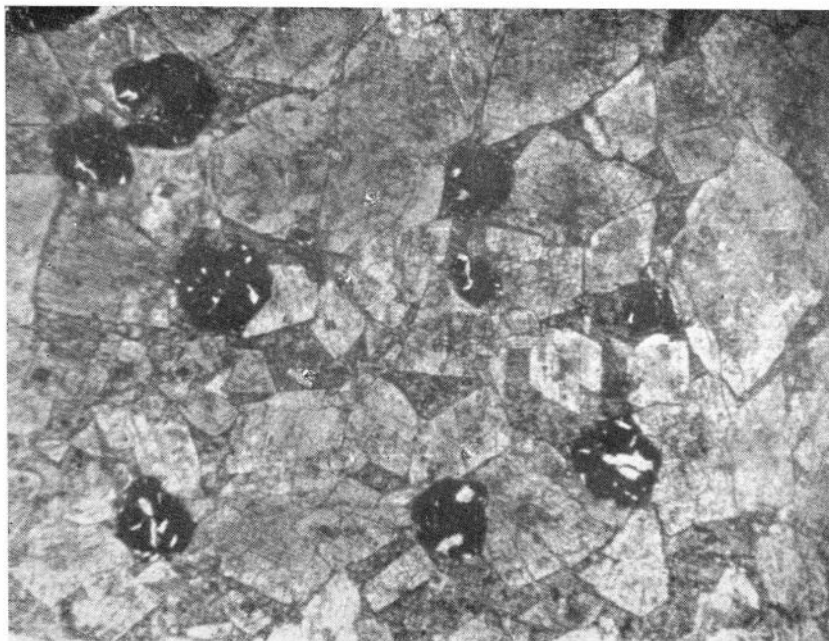
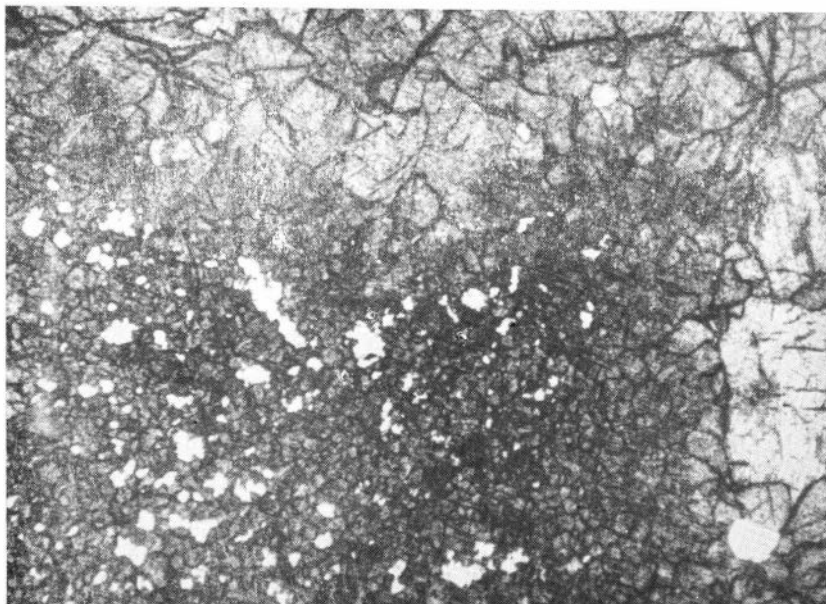


Фото 27. Характер «срезания» тонкослоистого рисунка пирит-галенит-сфалеритовой руды первой парагенетической ассоциации эпигенетическим доломитом. Полированный шлиф С-51-5 (месторождение Сардана, канава 51). Нат. вел.



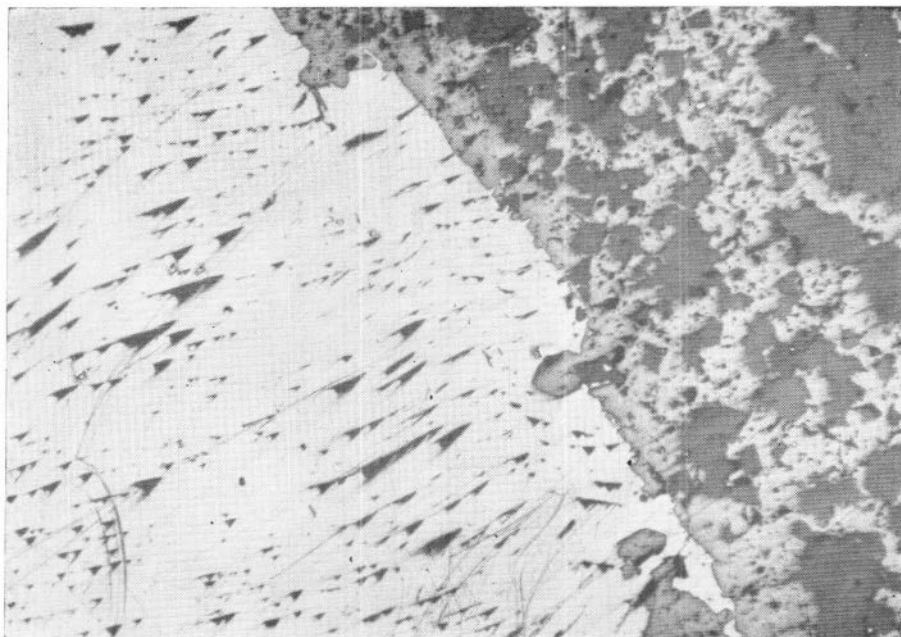


Ф о т о 28. Глобулярные выделения сфалерита (черное) среди идиоморфных зерен доломита, сцементированных битуминозно-карбонатным материалом. Шлиф МК-13 (месторождение Сардана).  $\times 20$ , николи //.

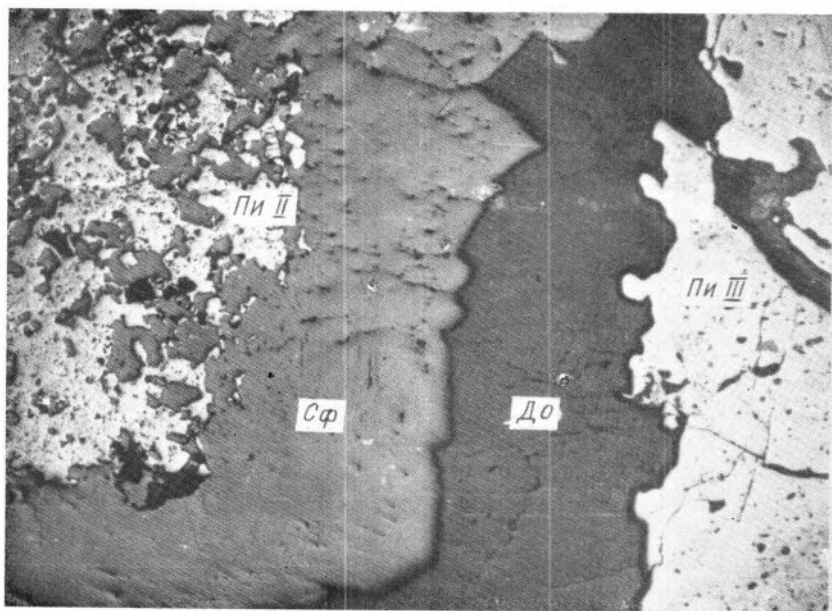


Ф о т о 29. Характер контакта тонкозернистого доломит-сфалеритового прослоя (доломит I + сфалерит I) с более крупнозернистым сфалеритом II. Шлиф 107 (месторождение Сардана).  $\times 50$ , николи //.





Ф о т о 30. Метакристалл галенита II (левая часть фотографии) в доломит-сфалеритовой руде. Серое — сфалерит, темно-серое — доломит. В кристалле галенита видны треугольники выкраивания и включения сфалерита. Полированный шлиф С-43-32 (месторождение Сардана, кавава 43).  $\times 20$ , николи //.



Ф о т о 31. Замена пирита II (Пи II) сфалеритом II (Сф) с последующим отложением пирита III (Пи III). Полированный шлиф 25 с (месторождение Сардана) .  $\times 20$ , николи //.

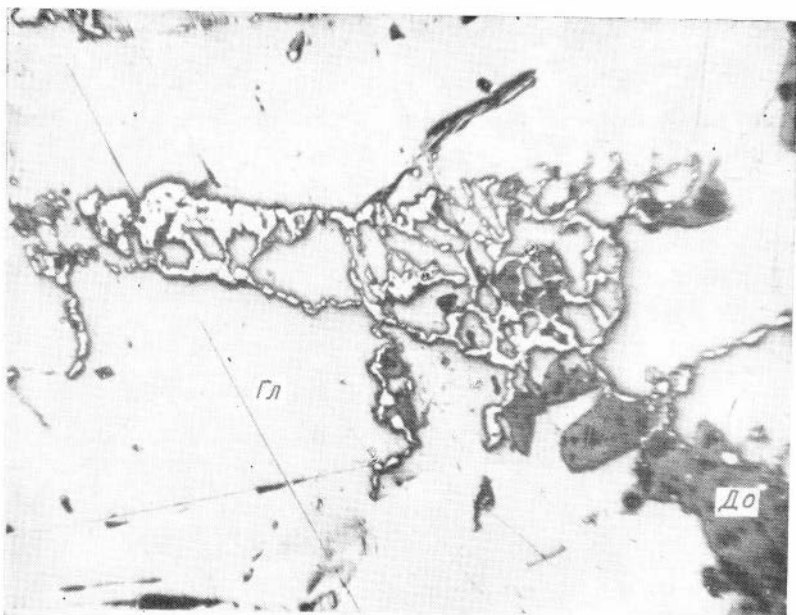


Фото 32. Скелетные формы пирита (центральная часть фото), замещенного галенитом. Полированный шлиф из коллекции А. А. Боброва (месторождение Сардана).  $\times 150$ , николи //.

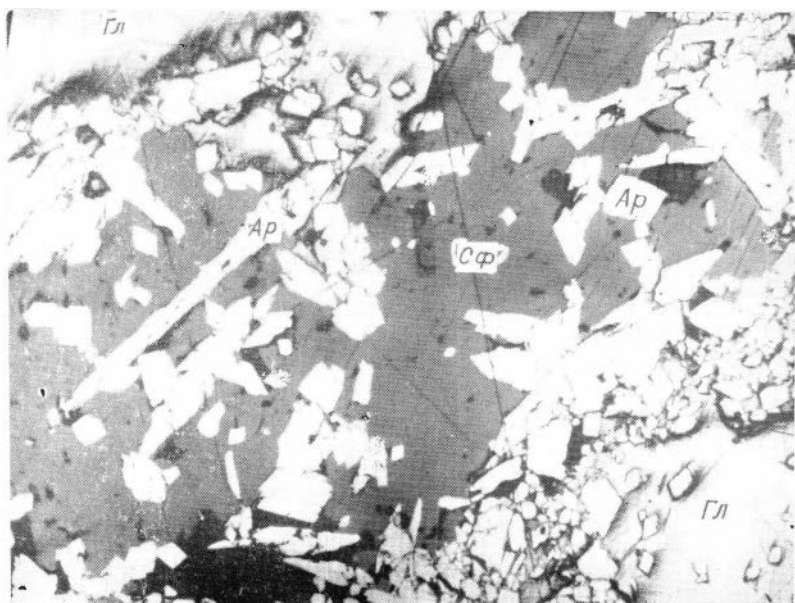
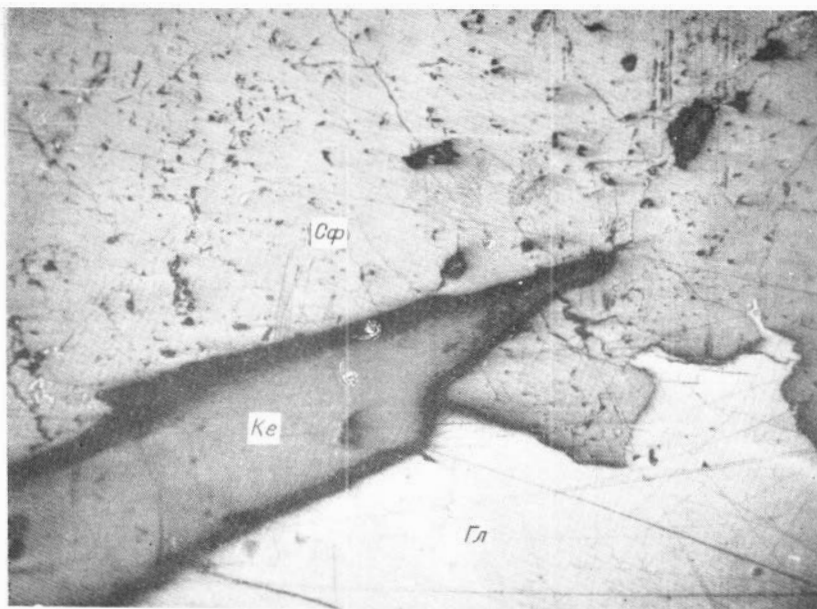
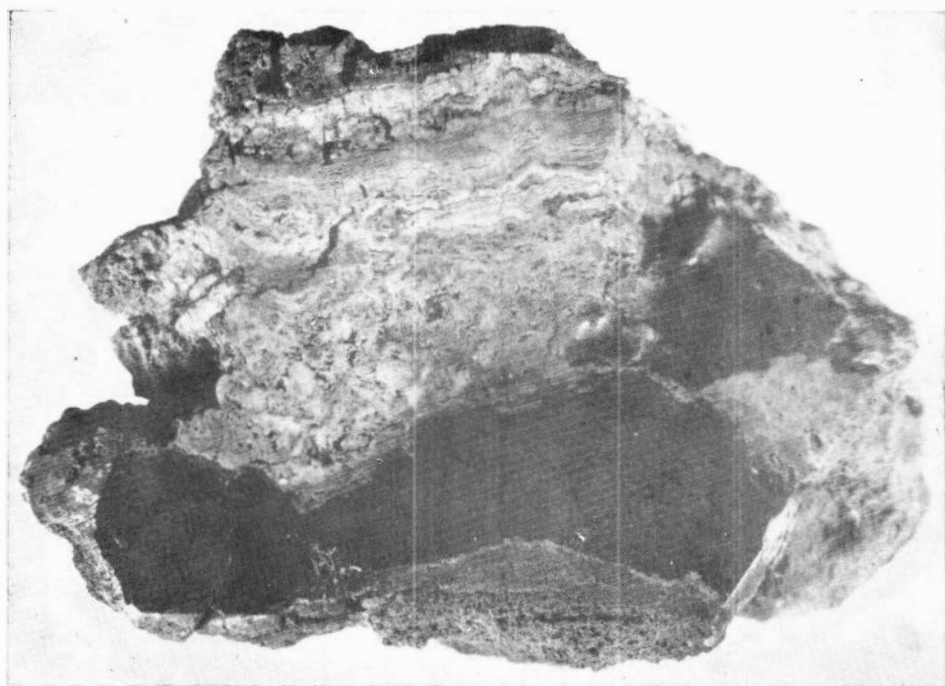


Фото 33. Игольчатые выделения арсенопирита (Ар) в сфалерите П (Сф) и галените П (Гл). Полированный шлиф 103/74 (месторождение Сардана).  $\times 200$ , николи //.



Ф о т о 34. Полосчатые выделения керита (Ке) в межзерновых пространствах галенита II (Гл) и сфалерита II (Сф). Полированный шлиф 177 (месторождение Сардана).  $\times 50$ , николи //.



Ф о т о 35. Свинцовые руды (черное) в участках паложенной поздней доломитизации (светлое). Полированный штуф Т-3-А/74 (месторождение Сардана). Нат. вел.

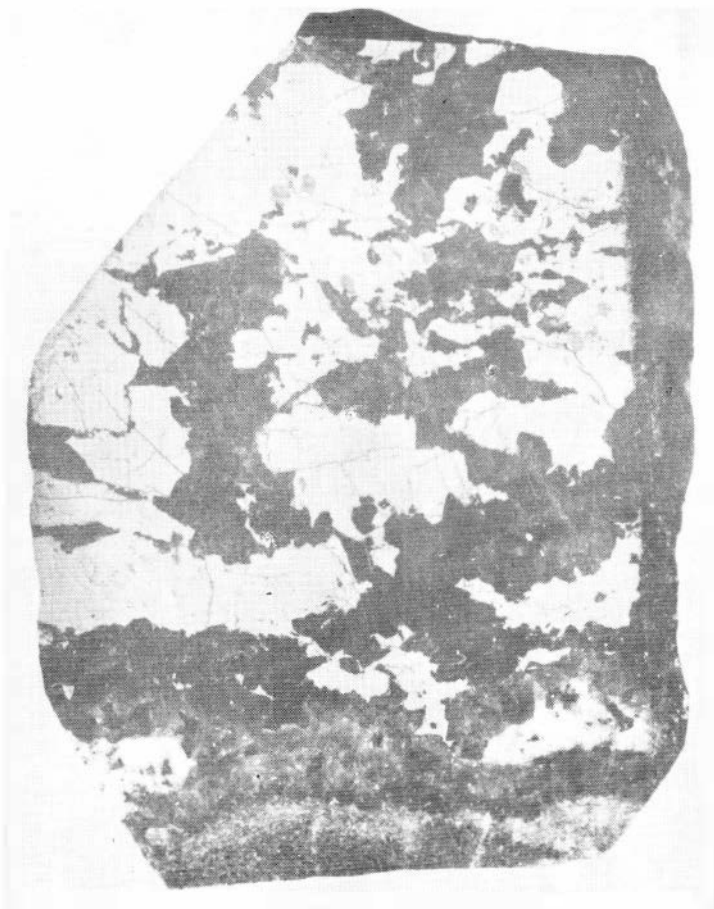


Фото 36. Порфиробластические выделения галенита III (светлое) в энгенетическом доломите III. Полированный штуф С-45-39 (месторождение Сардана, канава 45). Нат. вел.



Фото 37. Экранирование процесса перекристаллизации доломита стилозитовым ивмом. Реликты мелкозернистого доломита юдомской свиты, седьмая пачка (серое) в крупнозернистом перекристаллизованном доломите (белое). Штуф Д-41/74 (месторождение Сардана, канава 43).

Фото 38. Пересечение прожилками крупнозернистого доломита стилолитовых ливов в сером мелкозернистом доломите юдомской свиты, седьмая пачка. Штуф Д-41 (месторождение Сардана, канава 43).



Фото 39. Смещение стилолитовым ливом полых трещин в доломите (юдомская свита, седьмая пачка). Штуф Д-285 (месторождение Сардана, скв. 9, гл. 104,7 м).



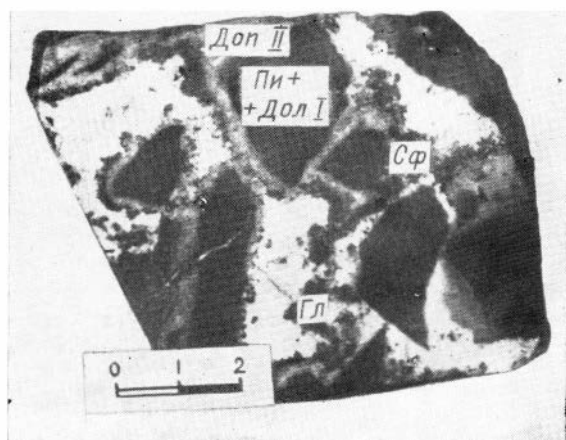


Фото 40. Брекция пиритизированного доломита (Пи + Дол I) в цементе светлого сахаровидного доломита (Дол II), брекчированного и сцементированного поздним доломитом III (Пи + Дол III) со сфалеритом (темное) и галенитом. Вокруг агрегатов галенита видны кристаллы пирита. Штуф из коллекции Чугунова (месторождение Сардапа, первая рудная залежь).

Введение	(В. Г. Пономарев)	3
Глава I.	<b>Кыблахская металлогеническая зона</b>	5
§ 1.	Геотектоническая позиция и внутреннее строение металлогенической зоны (В. Г. Пономарев, Ю. В. Давыдов, А. А. Тычинский)	
§ 2.	Формационный анализ рифейско-вендских отложений Кыблахской структуры и особенности их металлогении (Е. И. Акульшина, В. Г. Пономарев)	11
§ 3.	Магматические образования Кыблахской структуры (В. Д. Боговин, Ю. В. Давыдов, Г. Г. Казаненко, В. Г. Пономарев)	37
Глава II.	<b>Литология и вещественный состав рудоносной формации (на примере Сардаинского и Уруйского рудных полей)</b>	43
§ 1.	Литолого-стратиграфическая характеристика разреза (Ю. В. Давыдов, В. Д. Боговин, Г. Г. Казаненко)	43
§ 2.	Главные литологические типы пород юдомской и пестроцветной свит (Ю. В. Давыдов, В. Г. Пономарев)	50
§ 3.	Минеральный и химический состав глинистого вещества пород усть-кирбинской, юдомской, пестроцветной и линицканской свит (Е. П. Акульшина, Г. М. Писарева)	62
§ 4.	Распределение рудогенных и малых элементов в породах, рудах и глинистом веществе усть-кирбинской, юдомской, пестроцветной и линицканской свит (Е. П. Акульшина, Г. Г. Казаненко)	67
Глава III.	<b>Постседиментационные преобразования пород юдомской свиты</b>	87
§ 1.	Преобразование пород на стадии диагенеза (Ю. В. Давыдов)	87
§ 2.	Преобразование пород на стадии регионального эпигенеза (Ю. В. Давыдов)	91
§ 3.	Преобразование пород на стадии наложенного эпигенеза (Ю. В. Давыдов)	93
§ 4.	Распределение свинца и цинка в породах в зависимости от степени их постседиментационных преобразований (Ю. В. Давыдов, П. Н. Гаврильев)	94
§ 5.	Постседиментационные преобразования глинистого вещества (Е. П. Акульшина, Г. М. Писарева)	101
§ 6.	Характер термолюминесценции пород юдомской свиты и галенит-сфалеритовых руд (А. И. Зайцев, Е. Р. Степанов)	104
Глава IV.	<b>Геолого-структурная позиция, особенности локализации и элементы зональности свинцово-цинковых проявлений Кыблахской полиметаллической зоны</b>	106
§ 1.	Геолого-структурная позиция месторождений и особенности локализации рудных тел (В. Д. Боговин, Г. Г. Казаненко, Б. Л. Флеров, В. Г. Пономарев, А. А. Тычинский, Е. Р. Степанов)	106
§ 2.	Элементы зональности в рудных телах (Б. Л. Флеров, Е. Р. Степанов, А. А. Тычинский)	119
Глава V.	<b>Парагенетические минеральные ассоциации и текстурно-структурные особенности руд (В. Г. Пономарев, Б. Л. Флеров, А. А. Тычинский, А. Л. Галямов, Е. Р. Степанов)</b>	121
Глава VI.	<b>Сравнительный типоморфный анализ минералов</b>	130
§ 1.	Состав минералов по данным химических и спектральных анализов (В. Г. Пономарев, Б. Л. Флеров, А. А. Тычинский, Е. Р. Степанов, Г. Г. Казаненко)	130
§ 2.	Результаты изучения отражательной способности и микротвердости главных рудных минералов (А. А. Тычинский)	140
§ 3.	Температуры кристаллизации главных рудообразующих минералов (Е. Р. Степанов, Б. Л. Флеров)	143

Глава VII. Изотопный состав серы, углерода и свинца руд и рудовмещающих пород . . . . .	148
§ 1. Обзор соотношения изотопов серы стратиформных свинцово-цинковых руд ( <i>Л. Н. Гриненко</i> ) . . . . .	148
§ 2. Результаты изотопного анализа серы руд и пород месторождения Сардана ( <i>Л. Н. Гриненко</i> ) . . . . .	154
§ 3. Изотопный состав углерода карбонатных пород ( <i>Л. Н. Гриненко</i> ) . . . . .	158
§ 4. Изотопный состав рудных свинцов месторождений Сардана и Уруй ( <i>А. А. Тычинский, Л. Д. Шипилов</i> ) . . . . .	159
Глава VIII. Условия формирования и проблема генезиса стратиформных свинцово-цинковых месторождений Кылахской металлогенической зоны . . . . .	166
§ 1. Региональные литологические факторы и их металлогеническое значение ( <i>Е. П. Акульшина, В. Г. Пономарев</i> ) . . . . .	168
§ 2. Палеоклиматические факторы оруденения ( <i>Е. П. Акульшина</i> ) . . . . .	170
§ 3. Литологические факторы как показатели условий рудоотложения на месторождениях Сардана и Уруй ( <i>Ю. В. Давыдов</i> ) . . . . .	172
§ 4. Положение оруденения в стратиграфическом разрезе, факторы локализации и морфологические особенности рудных тел ( <i>В. Д. Богатов, Г. Г. Казаненко, В. Г. Пономарев, А. А. Тычинский, Б. Л. Флеров</i> ) . . . . .	177
§ 5. Некоторые особенности процесса рудоотложения ( <i>В. Г. Пономарев, Б. Л. Флеров, Г. Г. Казаненко, А. А. Тычинский</i> ) . . . . .	179
§ 6. Данные изотопного состава серы и углерода в свете осадочной и гидротермальной гипотез происхождения свинцово-цинкового оруденения Кылахской металлогенической зоны ( <i>Л. Н. Гриненко</i> ) . . . . .	183
§ 7. Генетическая интерпретация результатов изотопного анализа свинца ( <i>А. А. Тычинский</i> ) . . . . .	188
Заключение ( <i>В. Г. Пономарев</i> ) . . . . .	190
Литература . . . . .	197
Приложение . . . . .	207

**СТРАТИФОРМНЫЕ  
СВИНЦОВО-ЦИНКОВЫЕ МЕСТОРОЖДЕНИЯ  
В ОТЛОЖЕНИЯХ ВЕНДА ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЯКУТИИ**

Ответственные редакторы: *Валерий Алексеевич Кузнецов,*  
*Александр Леонидович Янин*

Редакторы издательства *Е. А. Белова, Г. А. Есва*  
Художественный редактор *М. Ф. Глазырина*  
Художник *Н. А. Пискури*  
Технический редактор *А. В. Селькова*  
Корректоры *М. В. Спиридонова, К. П. Сергеева*

ИБ № 9851

Сдано в набор 20.02.78. Подписано к печати 29.11.78. МН-10308. Формат 70 × 108<sup>1</sup>/<sub>16</sub>. Бумага типографская № 2. Обыкновенная гарнитура. Высокая печать. Условн. печ. л. 18,2+2,1 на мел. бум. +1 вкл. Уч.-изд. л. 20. Тираж 950 экз. Заказ № 51. Цена 2 р. 70 к.

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



### Замеченные опечатки

Страница	Строка	Напечатано	Следует читать
102	8 сверху	10A (A : B)	10 <sup>0</sup> A (A : B)
190	6 снизу	сумме	суше

Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в отложениях венда Юго-Восточной Якутии