

**В. Ф. Рудницкий**

**РЕКОНСТРУКЦИЯ  
ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ  
РУДООБРАЗУЮЩЕЙ  
СИСТЕМЫ  
УРАЛЬСКИХ  
КОЛЧЕДАННЫХ  
МЕСТОРОЖДЕНИЙ**

**Екатеринбург – 2010**

Федеральное агентство по образованию  
Государственное образовательное учреждение  
высшего профессионального образования  
«Уральский государственный горный университет»



В. Ф. Рудницкий

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ  
РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ УРАЛЬСКИХ  
КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

*Научное издание*

Екатеринбург – 2010

УДК 551.21:553.2  
Р 83

Рецензент: *В. В. Масленников*, профессор, доктор геолого-минералогических  
(Институт минералогии РАН, г. Миасс)

Печатается по решению Редакционно-издательского совета  
Уральского государственного горного университета

**Рудницкий В. Ф.**

Р83 РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ УРАЛЬСКИХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ: научное издание / В. Ф. Рудницкий; Урал. гос. горный ун-т. – Екатеринбург: Изд-во УГГУ, 2010. – 164 с.

Деятельность палеогидротермальных рудообразующих процессов отражают гидротермально-метасоматические преобразования вмещающих пород. Выделено два гидротермальных рудообразующих процесса: пропилитизация в палеодепрессиях базальтового основания и сменяющие ее вверх по восстанию кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты в межкупольных и склоновых палеодепрессиях вулканитов кислого состава. Показано, что ореол изменений в целом имеет стратиформное залегание, подстилается и перекрывается неизменными гидротермальными процессами зеленокаменными породами. Рудовмещающие кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты имеют многоярусное строение, обусловленное тем, что каждый цикл вулканизма сопровождается своим этапом гидротермальной деятельности. Наиболее проработанные метасоматические зоны и рудные залежи приурочиваются к их верхним частям, совпадая по времени формирования с межпароксизмальными периодами вулканизма. Автономные ореолы в целом, их наиболее проработанные зоны и колчеданные залежи при этом тяготеют к наиболее прогнутым участкам палеодепрессий. При миграции центра палеодепрессий в процессе вулканической деятельности они также перемещаются. Ореол изменений представляет собой замкнутую систему, в которой вещество, выщелоченное из одной зоны, переотлагается в другой. Исключением является привнос S, H, C и вынос Na, Ca, P, Mn. Расчеты показывают, что количество рудного вещества (Cu, Zn), выщелоченного из пропилитизированных пород, достаточно для формирования рудных залежей. Рудоотложение из металлоносных рассолов весьма чувствительно к изменению вулканической, сейсмотектонической и гидродинамической обстановок, что приводит к разнообразию генетических типов руд. Предложена квазиэлизионная модель образования уральских колчеданных месторождений с участием седиментационных вод.

Для студентов геологических специальностей и всех интересующихся вопросами в области вулканогенного рудообразования.

Рис. 43. Табл. 20. Библиогр. 93 назв.

УДК 551.21:553.2

© Уральский государственный  
горный университет, 2010  
© Рудницкий В. Ф., 2010

## ОГЛАВЛЕНИЕ

ВВЕДЕНИЕ.....	5
1. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАННЫХ ЗАЛЕЖЕЙ .....	8
2. ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ АВТОМЕТАМОРФИЗМ.....	14
3. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ .....	26
3.1. Методика изучения .....	26
3.2. Общая характеристика типов околорудных гидротермально-метасоматических преобразований.....	27
3.3. Геологическая позиция и характер нижней границы гидротермально-метасоматических преобразований.....	45
3.4. Зональность кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов и положение колчеданных залежей .....	55
3.5. Завершенность метасоматического процесса как фактор колчеданного рудообразования .....	69
4. ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИЕ (ПОСТРУДНЫЕ) МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ.....	73
5. МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ПРИ ФОРМИРОВАНИИ УРАЛЬСКИХ КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ.....	81
5.1. Методика исследования .....	81
5.2. Особенности привноса-выноса и относительная подвижность элементов .....	83
5.3. Расчеты баланса вещества .....	92
5.4. Общая схема миграции вещества.....	96

6. СПОСОБЫ КОЛЧЕДАННОГО РУДООТЛОЖЕНИЯ.....	102
6.1. Проблемы и методика изучения.....	102
6.2. Генетические типы колчеданных руд.....	108
6.3. Закономерности размещения генетических типов руд.....	124
7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ.....	134
7.1. Об участии седиментационных вод в рудообразующем гидротермальном процессе.....	134
7.2. Источники рудного вещества.....	137
7.3. Квазиэлизионная модель колчеданного рудообразования.....	146
ЗАКЛЮЧЕНИЕ.....	153
БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК.....	156

## ВВЕДЕНИЕ

Газогидротермальная деятельность – один из наиболее характерных процессов, сопровождающих вулканизм. Соотношения этих процессов до сих пор во многом остаются неясными и дискуссионными. Проблема взаимоотношения вулканизма и гидротермальной деятельности еще более усложняется, когда речь идет о рудообразовании. Классическая концепция гидротермального вулканогенного рудообразования предполагает, что гидротермальные растворы образуются при кристаллизации магматических и субвулканических тел или в связи с мантийными процессами. Флюиды, используя те же пути движения, что и расплавы, сопровождали вулканизм. Широким распространением, особенно для областей наземного вулканизма, пользуются представления об образовании растворов за счет обогащения солями погребенных метеорных вод при их разогреве и взаимодействии с окружающими породами. Тепловыми источниками могут быть неглубокозалегающие интрузии или же мантийные эманации зон глубинных разломов. Для субмаринного вулканизма в последнее время, как известно, господствует концепция о формировании флюидов за счет конвективной циркуляции океанической воды, проникающей в вулканогенные толщи на глубины до 2-3 км.

В областях современного вулканизма, как наземного, так и подводного, непосредственное изучение этих процессов и их продуктов, за редким исключением, возможно лишь путем наблюдений с поверхности или дна водоемов. Колчеданные месторождения Урала, залегающие в вулканитах энсиматических островных дуг палеозойского возраста, представляют собой уникальные объекты для реконструкций взаимоотношения вулканизма, гидротермальной деятельности и рудообразования. Впервые, в 60-80-е годы в связи с глубинными поисками многие рудные поля (Узельгинское, Маканское, Сибайское и др.) были детально разбу-

рены до глубин 800 м и отдельными скважинами до 1200 м. Во-вторых, эксплуатируемые месторождения (Учалинское, Гайское, Сибайское и др.) вскрыты карьерами глубиной до 480 м. В-третьих, среднеуральские (Карабашские, Красноуральские, Кировградские и др.) и отдельные южноуральские (Гайское, Учалинское) месторождения, в силу пострудных дислокаций, имеют наклонное, вплоть до вертикального и запрокинутого, залегание, что также благоприятствует изучению подрудного пространства.

О деятельности гидротермальных рудообразующих процессов свидетельствуют околорудные метасоматиты. «...Один из основных путей прогресса в исследованиях рудных месторождений проходит именно здесь, в области самого тщательного качественного и количественного изучения околорудных изменений» [Смирнов, 1947, с. 35]. С другой стороны, околорудные метасоматиты с давних пор являются важнейшим поисковым признаком, что определяет практическую значимость их изучения. При почти вековой истории исследования околорудных гидротермально-метасоматических пород уральских колчеданных месторождений детально изучены их минеральный состав (Л. М. Афанасьев, Ф. П. Буслаев, М. И. Исмагилов, Г. А. Курицина, Г. Н. Пшеничный, А. К. Темиргазина, Н. Н. Чурилина, Н. Я. Фоминых, Ю. Ф. Юрин и др.). Установлено развитие гидротермально-метасоматических пород со стороны лежащего бока рудных тел и предложены идеализированные схемы зональности минеральных фаций (С. Н. Иванов, А. И. Кривцов, В. П. Логинов, В. А. Прокин, Ю. М. Столяров и др.). Проанализирован химизм изменений (В. А. Прокин, М. И. Исмагилов, А. А. Захаров, В. Ф. Рудницкий и др.).

Однако, несмотря на многочисленные работы, многие вопросы остаются дискуссионными или все еще слабо освещены.

Прежде всего, это касается взаимоотношений продуктов вулканизма и гидротермальной деятельности. Важная информация по проблеме взаимоотношения вулканизма и гидротермальных процессов и их роли в колчеданном рудообразовании может быть получена при исследованиях положения окolorудных ореолов измененных пород в структурах и разрезе рудовмещающих вулканогенных толщ. Изучение гидротермально-метасоматических преобразований даст наиболее эффективные результаты в том случае, если оно будет проводиться в комплексе с палеовулканическими реконструкциями. Наши исследования проводились именно в таком плане. Они базируются на документации кернa поисково-разведочных скважин и картировании стенок карьеров. Полевая диагностика пород уточнялась при изучении шлифов под микроскопом. На основе этих данных составлялись карты, схемы и разрезы, на которых отображались условия залегания как вулканических образований, так и продуктов гидротермально-метасоматических преобразований. Начиная с 70-х годов работы проводились в разные годы на месторождениях Среднего (Зюзельское, Красноуральские, Кабанские, Карабашские) и Южного (Учалинское, Узельгинское, Талганское, Чебачье, Озерное, Сибайские, Бурибайское, Маканское, Октябрьское) Урала.

## 1. ОСНОВНЫЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ КОЛЧЕДАНЫХ ЗАЛЕЖЕЙ

Подавляющее большинство колчеданных месторождений на Урале относится к уральскому рудноформационному типу. Значительно реже встречаются месторождения кипрского (Маукское), рудноалтайского, или куроко (Баймакские), и филизчайского (Амурское) типов. Месторождения уральского типа расположены преимущественно в Тагильском (Северный и Средний Урал), Магнитогорском (Южный Урал), реже Восточно-Уральском подвижных поясах. В их пределах они приурочены к субмеридиональным зонам энсиматических палеоостровных дуг позднеордовикско-раннесилурийского, позднесилурийско-раннедевонского и среднедевонского возрастов (рис. 1.1). Разрез колчеданосных базальт-риолитовой и базальт-андезит-дацит-риолитовой формаций состоит из двух толщ: 1) кислого состава мощностью обычно 300-800 м, непосредственно вмещающей рудные тела; и 2) подстилающих вулкаников основного состава [Иванов, Логинов, 1965; Кривцов, 1979; Прокин, 1977].

Рудовмещающие кислые толщи формировались в субмаринных условиях в результате экструзивно-эффузивной вулканической деятельности. При этом происходило образование трех основных типов вулканических структур: положительных (экструзивные купола), отрицательных (депрессии) и равнинных (покровы). Экструзивные купола грибовидной формы размером в плане  $n \times 0,1 - n \times 1,0$  км и по вертикали до 1,5 км сложены однородными риодацитами. Депрессионные структуры аналогичных размеров как купола отличаются чашеобразным залеганием стратифицированных вулканогенных образований: лавовых, гиалолавокластических и вулканоосадочных. Они образуются между экстру-

Рис. 1.1. Схема размещения главных колчеданоносных районов на Урале [Масленников, 1999]:

[Масленников, 1999]:

Месторождения типов:

1 – уральского, 2 – кипрского,

3 – куроко, 4 – филизчайского

Рудные районы:

1 – Ивдельский, 2 – Карпинский,

3 – Кабанский, 4 – Красноуральский,

5 – Кировградский, 6 – Маукский,

7 – Юлукский, 8 – Ивановский,

9 – Ишкинский, 10 – Медногорский,

11 – Дегтярский, 12 – Карабашский,

13 – Миасский, 14 – Учалинский,

15 – Верхнеуральский,

16 – Александрийский,

17 – Сибайский, 18 – Баймакский,

19 – Бурибайский, 20 – Гайский,

21 – Теренсайский, 22 – Ащебутацкий,

23 – Домбаровский, 24 – Сафьяновский,

25 – Кунашакский, 26 – Амурский,

27 – Айдырлинский, 28 – Среднеорский,

29 – Верхнеорский, 30 – Берчогурский

ВМ – Восточно-Магнитогорская дуга,

ЗМ – Западно-Магнитогорская дуга,

Т – Тагильское окраинное море,

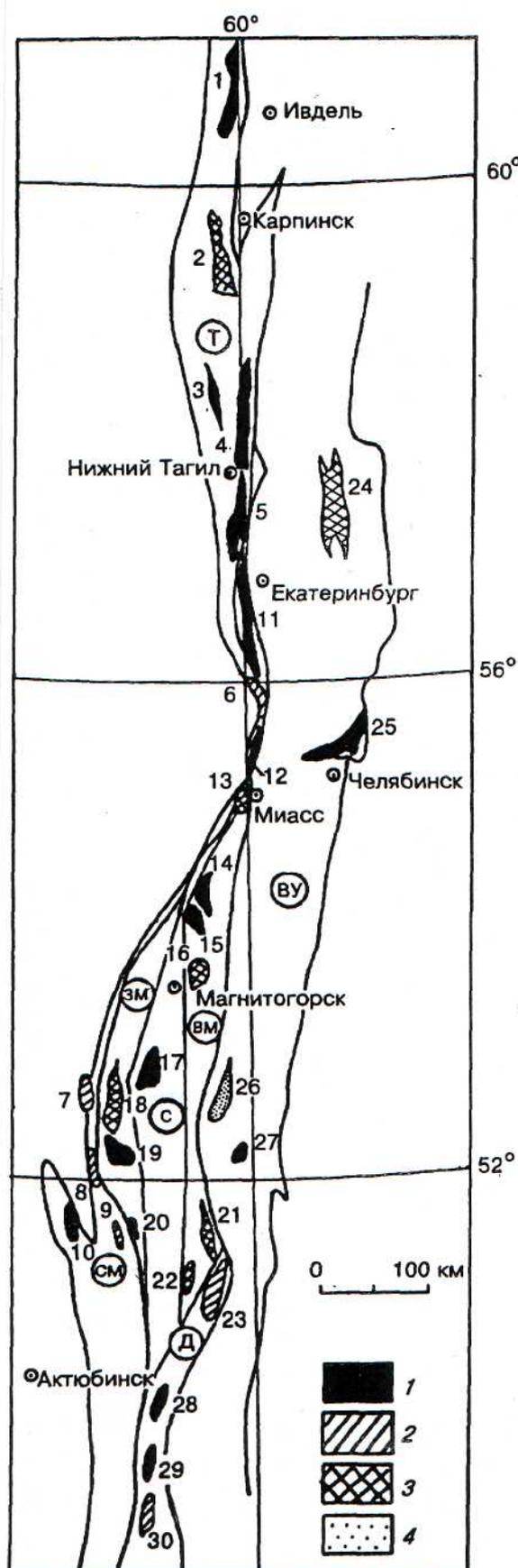
ВУ – Восточно-Уральское поднятие,

С – Сибайский междугорный бассейн,

Д – Орско-Домбаровский, Западно-

Мугоджарский задуговые бассейны,

СМ – Сакмарское окраинное море



зивными куполами (Узельгинское месторождение), на их склонах (Мо-лодежное) или же в связи с вулканотектоническими просадками базаль-тового основания (Юбилейное месторождение). Равнинные участки кис-лого вулканизма, мощностью обычно в первые сотни метров, характери-зуются переслаиванием выдержанных по мощности лавовых покровов и горизонтов вулканокластических отложений. Рудовмещающими явля-ются палеовулканические депрессии [Палеовулканические ..., 1984; Руд-ницкий, 1988, 2005, 2007].

Палеовулканические депрессии отличаются цикличностью накоп-ления выполняющих их стратифицированных образований [Рудницкий, 1983, 1987, 2001, 2007]. Элементарные эруптивные циклы мощностью до 150 м образованного продуктами единого одноактового излияния (из-вержения) характеризуются сменой снизу вверх (рис. 1.2): брекчивые и эвтакситовые лавы (а) → однородные (компактные) лавы (б) → брекчи-евые и эвтакситовые лавы (в) → лаво-гиалокластиты (г) → вулканооса-дочные породы (д, ж). Колчеданные залежи (е) формируются в межпа-роксизмальные периоды и приурочиваются к горизонтам вулканооса-дочных пород. Причем подрудные вулканоосадочные отложения (д) об-разуются в хроногенном режиме и представлены гидротермально-осадочными отложениями и тефротурбидитами, а надрудные – в инъек-тивном, где характерны подводно-коллювиальные брекчии обычно с рудокластами. Отмеченная типовая схема строения элементарного цикла в конкретных разрезах не всегда проявляется полностью, что обу-словлено, во-первых, незавершенностью вулканического процесса или же денудацией отдельных его слоев, во-вторых, изменчивостью циклов по латерали. Идеализированный последовательный ряд по латерали од-ноактового излияния вулканического расплава в условиях формирова-ния кислых рудовмещающих толщ представляется в следующем виде

(в направлении от питающего канала к периферии): экструзивное тело → компактная лава → лаво-гиалокластиты → вулканогенно-осадочные отложения.

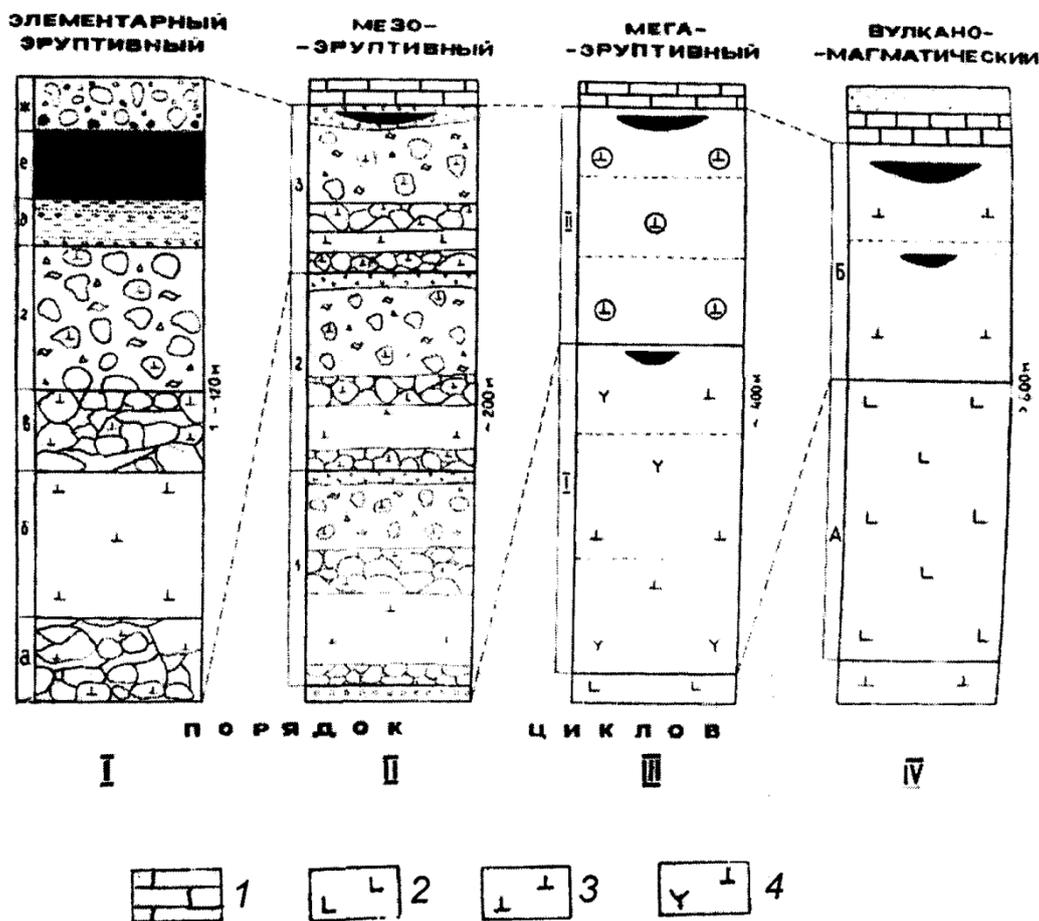


Рис. 1.2. Строение типовых колчеданоносных эруптивных циклов:

1 – известняки; 2 – вулканиты базальтового состава; 3 – вулканиты риолитового и риодацитового составов; 4 – вулканиты дацитового и андезидацитового составов.

Остальные обозначения см. в тексте

Разрез рудовмещающих кислых толщ обычно состоит из 4-8 элементарных циклов (полных или неполных). Вещественный состав, текстурно-структурные особенности и мощности пород в элементарных циклах при неоднократном повторении изменяются, причем нередко скачкообразно. Это позволяет выделить циклы более высокого II порядка, или мезоэруптивные. Они состоят из 2-5 элементарных циклов, и мощность их колеблется от 50 до 300 м. Кислые рудовмещающие толщи

сложены обычно двумя мезоэруптивными циклами. Нижние мезоэруптивные циклы по сравнению с верхними характеризуются: а) более основным (андезидацитовым, дацитовым) петрохимическим составом и в соответствии с этим особенностями структур основной массы (преобладанием пилотакситовой, по сравнению с фельзитовой в верхних циклах), меньшим количеством и размерами (вплоть до отсутствия) вкрапленников кварца; б) преобладанием компактных лав над вулканокластическими разностями; в) меньшим объемом осадков, указывающим на более интенсивный вулканизм с короткими межпароксизмальными периодами.

Фациально-циклический анализ рудовмещающих разрезов позволяет установить, что колчеданные руды занимают в них определенное место [Рудницкий, 1987, 2005]. Первая и наиболее общая закономерность заключается в том, что руды приурочены к верхним частям элементарных эруптивных циклов и залегают среди вулканосадочных пород, что свидетельствует о формировании их в периоды затухания активной вулканической деятельности. Вторая закономерность состоит в том, что наиболее полно оруденение проявляется в верхних элементарных циклах каждого из проявленных мезоэруптивных циклов, что особенно отчетливо проявлено на Узельгинском месторождении [Рудницкий, 1983]. Хотя нередко ситуации, когда каждый элементарный цикл сопровождался оруденением. В частности, на Ново-Сибайском месторождении каждый из пяти элементарных циклов содержит рудную залежь [Рудницкий, 1985].

Рудовмещающие вулканогенные породы повсеместно претерпели региональные метаморфические и локальные гидротермально-метасоматические преобразования. Нами, с учетом исследований М. Б. Бородавской, А. И. Кривцова, А. Д. Ракчеева, А. А. Захаровой, С. Н. Иванова, В. М. Нечухина, В. А. Маркса, В. А. Прокина, В. П. Логинова и многих других,

в вулканогенных колчеданоносных толщах Урала выделены, в соответствии с динамикой развития подвижных поясов, следующие типы метаморфических и гидротермально-метасоматических преобразований: 1) синвулканические (и синрудные): зеленокаменный аутометаморфизм; околорудный метасоматизм; 2) поствулканические (и пострудные): региональный метаморфизм погружения (?); динамометаморфизм; регионально-контактовый метаморфизм и контактовый метасоматизм.

## 2. ЗЕЛЕНОКАМЕННЫЙ АВТОМЕТАМОРФИЗМ

Вулканиды колчеданоносных толщ, получивших название зеленокаменных, повсеместно претерпели метаморфические преобразования. Зеленокаменные породы практически полностью состоят из минеральных ассоциаций альбита, кварца, хлорита, эпидота, актинолита, реже пумпеллиита и пренита. В качестве второстепенных присутствуют карбонаты, гематит, сфен, лейкоксен, цеолиты. Однако структура и текстура исходных вулканогенных образований сохраняются, что позволяет диагностировать их первичную фациальную природу. Сохраняются также соотношения феррических и силикатных минералов и в целом химический состав, в связи с чем возможно выяснение их петрохимических особенностей.

Альбит является главным породообразующим минералом зеленокаменных вулканогенных пород колчеданоносных формаций. Он представлен различно ориентированными микролитами длиной до 0,05 мм в основной массе и вкрапленниками размером до 10 мм. Оптические константы указывают на содержание обычно менее 5 % анортитовой молекулы.

Хлорит в виде чешуек размером обычно 0,005 – 0,05 мм равномерно распределяется в основной массе пород, а также выполняет миндалины и вместе с эпидотом и актинолитом развивается по темноцветным вкрапленникам. Особо интенсивной хлоритизации подвергаются обломки стекла в вулканокластических разностях. Хлориты плеохроичные, нередко имеют аномальную бурую, красновато-фиолетовую и синюю интерференционную окраску. Показатель преломления составляет в среднем 1,62 – 1,63. Термические кривые дают характерный эндоэффект при 640° – 650° и экзоэффект при 850° – 860°. По оптическим свойствам и кривым нагревания хлориты зеленокаменных пород, по классификации

В. П. Ивановой, относят к рипидолитам магнезиально-железистой группы. Химический анализ монофракций (табл. 2.1) также указывает на принадлежность их к магнезиально-железистым разностям (коэффициент железистости  $f = \text{FeO}/\text{MgO} = 0,50 - 0,59$ ). На диаграмме Д. П. Сердюченко хлориты зеленокаменных пород относятся преимущественно к клинохлорам (рис. 2.1).

Таблица 2.1

**Химический состав (мас. %) хлоритов зеленокаменных пород**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	32,08	28,36	29,82	26,64	27,06	26,02	29,10	31,16
TiO <sub>2</sub>	0,19	0,10	0,84	0,00	0,00	0,00	1,05	0,26
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,32	16,88	19,37	19,38	20,23	21,92	20,78	19,48
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,68	4,83	1,46	2,24	1,38	1,73	2,61	1,00
FeO	16,98	20,60	12,56	19,64	18,20	19,37	15,86	19,04
MnO	0,47	0,55	0,24	0,51	0,43	0,38	0,38	0,42
MgO	16,20	17,90	22,04	19,61	20,34	18,45	17,40	18,10
CaO	0,36	сл.	3,23	0,00	0,55	0,11	1,79	1,39
Na <sub>2</sub> O	0,16	сл.	сл.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
K <sub>2</sub> O	-	-	сл.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	0,03	-	0,00	0,03	0,03	0,18	0,06
CO <sub>2</sub>	-	-	-	0,22	0,00	0,00	0,00	-
S	сл.	сл.	сл.	0,00	0,00	0,00	0,00	0,005
H <sub>2</sub> O	-	-	-	0,14	0,24	0,22	0,38	0,28
п.п.п.	10,49	11,10	10,41	12,12	12,09	11,74	10,55	9,23
Σ	99,99	100,35	100,0	100,50	100,55	99,97	100,11	100,32
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :SiO <sub>2</sub>	0,40	0,42	0,40	0,47	0,46	0,50	0,45	0,38
RO:SiO <sub>2</sub>	1,22	1,56	1,58	1,73	1,72	1,70	1,43	1,44
f(FeO:MgO)	0,59	0,65	0,32	0,56	0,50	0,59	0,51	0,59

*Примечания.* 1-3 – Кабанское рудное поле: 1 – эпидот-хлоритовая субфация, скв. 2494, гл. 286 м; 2 – альбит-хлоритовая субфация, скв. 2788, гл. 282 м; 3 – актинолит-эпидотовая субфация, скв. 2990, гл. 144 м; 4 – 8 – Зюзельское месторождение: 4 – скв. 3263, гл. 240; 5 – скв. 3236, гл. 286 м; 6 – скв. 3263, гл. 325; 7 – скв. 3263, гл. 324; 8 – скв. 3263, гл. 389.

Анализы выполнены в Полевской химической лаборатории.

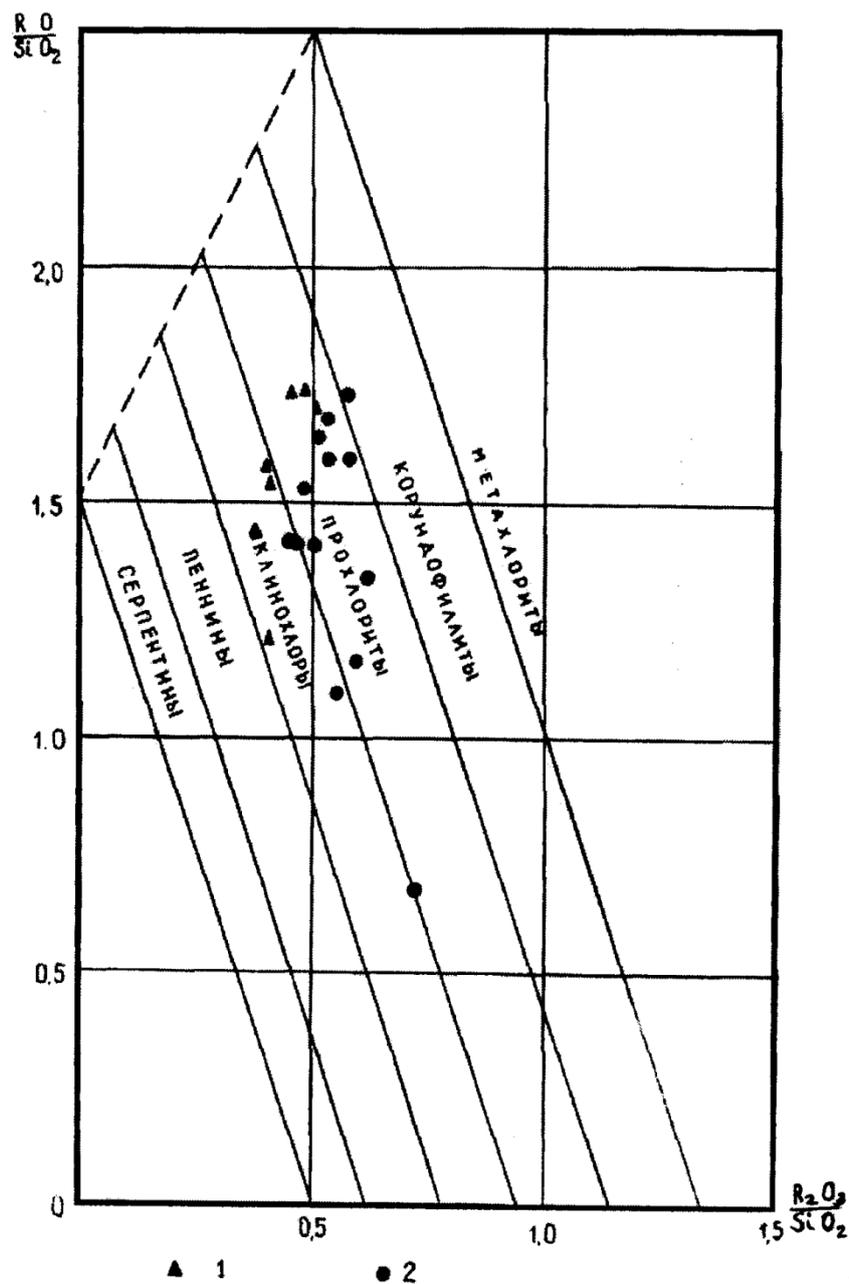


Рис. 2.1. Диаграмма Д. П. Сердюченко для хлоритов уральских колчеданных месторождений:

1 - хлориты зеленокаменных пород; 2 - хлориты серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов

Кварц в виде зерен неправильной формы, близкой к изометричной, размерами в тысячные – сотые доли миллиметра, располагается в основной массе пород между микролитами альбита или же образует пойкилитовые срастания с ним. Размеры вкрапленников кварца обычно

1 – 2 мм, реже до 3 см. Крупнозернистые агрегаты кварца выполняют жилы и прожилки и нередко миндалины.

Эпидот образует округлые зерна размером обычно не более 0,1 мм, часто встречающиеся в виде скоплений. В составе эпидотов различных регионов Урала отмечаются  $Al_2O_3$ , CaO,  $Fe_2O_3$  и другие компоненты (табл. 2.2).

Актинолит имеет форму иголочек и удлиненных, размером до 0,5 мм, пластинок, пронизывающих основную массу пород или же развивающихся по темноцветным вкрапленникам. Плеохроирует в бледно-зеленых тонах.

Ассоциации отмеченных выше минералов являются типичными для низкотемпературных фаций зеленых сланцев и пумпеллит-пренитовой (табл. 2.3). Зеленосланцевая фация выделяется во всех классификациях метаморфических преобразований. Пумпеллит-пренитовую фацию в качестве самостоятельной стали выделять относительно недавно. Ранее, да нередко и ныне минеральные ассоциации с пумпеллитом и пренитом относились к цеолитовой фации или же к зеленосланцевой. Фацию зеленых сланцев подразделяют на две классические субфации (ступени) – мусковит-хлоритовую и биотит-хлоритовую- или три – кварц-альбит-мусковит-хлоритовую, кварц-альбит-эпидот-биотитовую и кварц-альбит-эпидот-альмандинтовую. Известны и другие подразделения. Данные схемы основаны на наблюдениях в осадочных толщах. В измененных вулканитах типичные для метапелитов минералы – мусковит, биотит, альмандин – распространены незначительно или отсутствуют. В связи с этим в вулканогенных толщах принято обычно выделять две субфации – эпидот-хлоритовую и актинолит-эпидотовую. Пумпеллит-пренитовая фация, в свою очередь, делится на несколько субфаций.

## Химический состав (мас. %) эпидотов зеленокаменных вулканогенных пород

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13
SiO <sub>2</sub>	45,80	39,98	38,60	44,69	41,84	38,22	37,82	38,64	37,70	39,45	38,62	39,80	39,20
TiO <sub>2</sub>	0,89	0,03	0,63	0,45	0,81	0,42	0,76	0,52	0,09	0,44	0,34	0,44	0,04
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	19,53	22,45	19,99	18,61	19,45	22,80	21,58	21,87	22,38	20,50	22,61	21,40	26,49
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	11,58	8,84	14,28	13,14	10,49	12,88	12,40	14,27	13,58	11,78	13,94	12,67	8,51
FeO	11,58	5,05	14,28	0,75	1,91	0,95	1,10	0,81	0,24	1,18		1,23	0,60
MnO	0,30	0,23	0,08	0,15	0,19	0,17	0,13	0,25	0,20	0,16	0,29	0,11	0,23
MgO	1,94	0,23	2,86	0,52	1,66	1,23	1,49	0,12	0,08	2,43	0,78	1,23	0,12
CaO	15,20	20,64	19,53	19,52	17,72	20,88	19,93	20,82	21,80	20,27	20,73	19,55	22,15
Na <sub>2</sub> O	0,72	0,10	0,24	0,32	0,86	0	2,20	сл	1,80	0,68	сл	0,12	0,12
K <sub>2</sub> O	0,54	0,10	0,11	0,10	0,30	0	0,75	0	0,80	0	0	0,20	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,12	–	0,05	–	0,06	–	0,05	0,02	0	0,03	–	0,05	0,07
CO <sub>2</sub>	0,45	0,10	0,22	0,45	0,90	–	0	0,22	0	0,67	0	0,22	0,11
S	0,06	0,12	0,05	0,05	0,05	–	–	–	–	–	–	–	–
F	0,03	0,02	0,01	0,02		–	–	–	–	–	–	–	–
п.п.п.	2,36	2,03	2,60	0,88	3,49	2,82	2,38	2,33	1,93	2,68	2,18	2,85	2,28
Сумма	99,52	99,92	99,25	99,64	99,73	100,37	100,69	99,87	100,60	99,60	99,49	99,87	100,02

*Примечания.* 1 – подрудная часть, месторождение Чебачье, скв. 3031, гл. 905 м; 2 – надрудная часть, месторождение Чебачье, скв. 1819, гл. 195 м; 3 – фланги месторождение Талганского, скв.1486, гл. 482 м; 4 – периферия рудного Узельгинского поля, Карагайский участок, скв. 5260, гл. 594 м; 5 – то же, скв. 5260, гл. 175 м; 6 – фланги Зюзельского месторождение, скв. 3263, гл. 190 м; 7 – то же, скв. 3263, гл. 380 м; 8 – фланги Зюзельского месторождения, скв. 3310, гл. 217 м; 9 – скв. 3310, гл. 380 м (кварцевая прожилка); 10 – Южно-Кабанский участок, скв. 5539-41; 11 – то же, скв. 5213-66; 12 – нижние горизонты Талганского месторождения, скв. 2596, гл. 594 м; 13 – эпидот из прожилка, Узельгинское месторождение, скв. 1704, гл. 362 м.

Анализы выполнены в Полевской химической лаборатории.

**Минеральный состав фаций зеленокаменного метаморфизма**

Фация	Субфация	Главные минералы	Состав исходных пород
Зеленых сланцев	Эпидот-актинолитовая	Альбит, олигоклаз, хлорит, эпидот, актинолит	Основные
	Хлорит-эпидотовая	Альбит, хлорит, эпидот	Кислые
Пумпеллиит-пренитовая	Пумпеллиит-хлоритовая	Альбит, хлорит, пумпеллиит	Преимущественно обломочные породы в верхах разреза
	Пренитовая	Альбит, хлорит, пумпеллиит, пренит, цеолиты	

*Примечание.* В породах всех субфаций могут присутствовать кварц и карбонаты.

В распределении фаций, субфаций и минеральных ассоциаций отмечается ряд отчетливо выраженных закономерностей.

Различные структурно-формационные зоны, по нашим данным, с учетом исследований В. П. Логинова [1969], С. Н. Иванова, В. М. Нечухина [1969] и др., претерпели изменения в условиях различных фаций (рис. 2.2, 2.3). Породы недифференцированных базальтовых формаций океанических палеорифтов характеризуются высокотемпературными минеральными ассоциациями (с эпидотом и актинолитом) фации зеленых сланцев. Широко развитые в отдельных районах проявления амфиболитовой фации, по данным Л. М. Минкина, О. М. Яковлевой [1969], являются контактными в связи со становлением габброидов Платиноносного пояса. В породах базальт-риолитовой и базальт-андезит-дацит-риолитовой формаций, вмещающих колчеданное оруденение, проявлены изменения фации зеленых сланцев. Микроскопическое изучение вулканогенных пород отмеченных формаций показывает, что они харак-

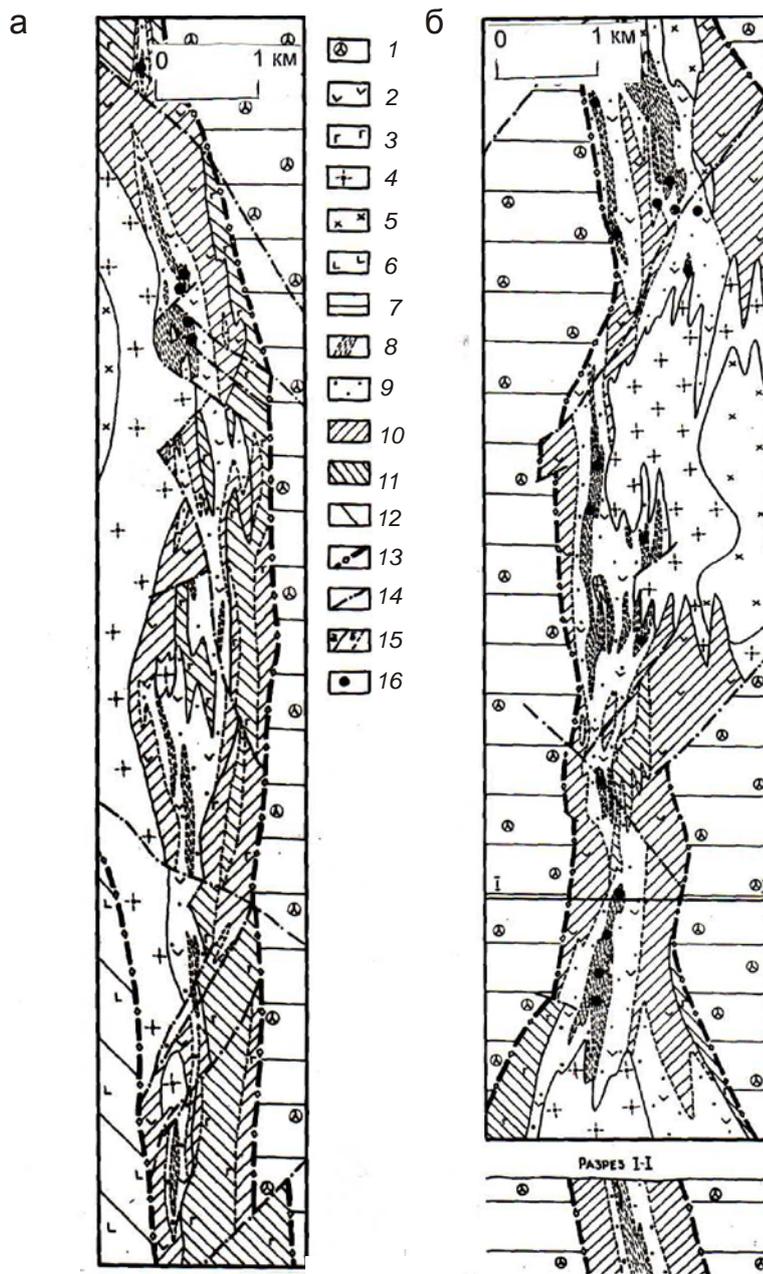


Рис. 2.2. Карты метаморфизма

Кабанской рудоносной зоны (а), Красноуральского рудного поля (б):

- 1 – породы базальт-андезибазальтовой формации; 2-3 – породы базальт-андезит-дацит-риолитовой (колчеданосной) формации: 2 – кислого и среднего состава; 3 – основного состава; 4 – плагиограниты; 5 – диориты; 6 – породы базальтовой формации; 7 – пумпеллит-пренитовая фация; 8 – кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты; 9 – пропилиты; 10-11 – субфации зеленосланцевой фации: 10 – эпидот-хлоритовая, 11 – актинолит-эпидотовая; 12 – эпидот-амфиболитовая фация и высокотемпературные ассоциации зеленосланцевой фации; 13 – межформационные разломы; 14 – прочие разломы; 15 – границы: а) пород, б) метаморфических зон; 16 – колчеданные месторождения

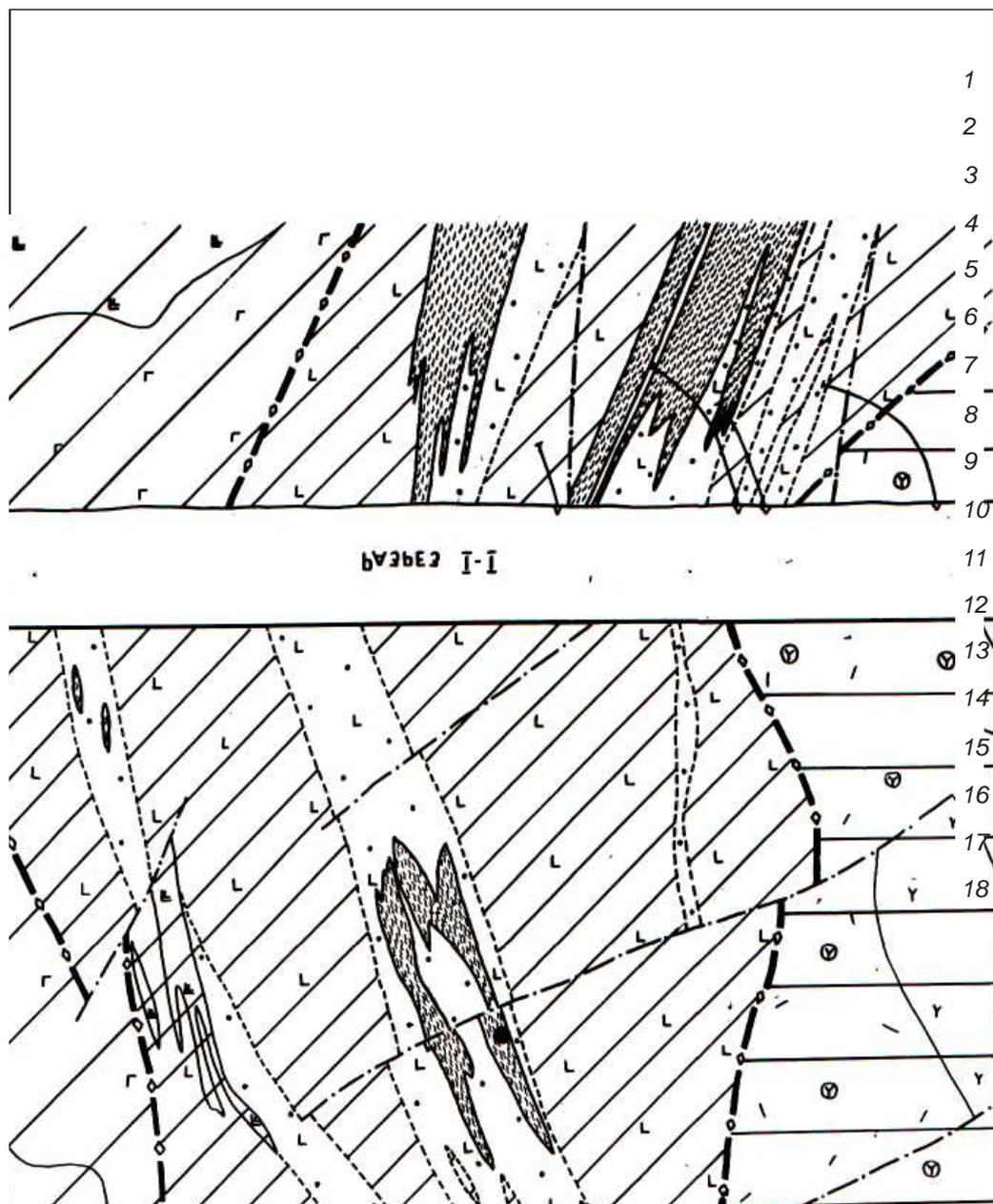


Рис. 2.3. Схематическая карта метаморфизма Зюзельского рудного поля:

1-2 – породы базальт-андезибазальтовой формации: 1 – туфы андезибазальтового состава, 2 – базальты и андезибазальты; 3 – базальты базальт-риолитовой (колчеданоносной) формации; 4 – базальты базальтовой формации; 5 – диориты; 6 – габбро; 7 – зеленокаменные изменения базальт-андезибазальтовой формации (с цоизитом и клиноцоизитом); 8 – кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты; 9-10 – фация зеленых сланцев: альбит-хлоритовая субфация; 11 – высокотемпературные (с актинолитом и эпидотом) ассоциации зеленосланцевой фации базальтовой формации; 12 – границы формаций; 13 – тектонические нарушения; 14 – границы пород; 15 – границы метаморфических зон; 16 – Зюзельское колчеданное месторождение; 17 – колчеданные рудопоявления; 18 – колчеданные залежи

теризуются наибольшей степенью завершенности зеленокаменных преобразований: отсутствием или незначительным распространением реликтов первичных магматических минералов; полной деанортитизацией плагиоклаза, представленного всегда альбитом. Метастабильные фазы отмечаются в единичных случаях преимущественно в вулканитах основного состава. Ассоциации пумпеллит-пренитовой фации известны в отдельных районах в верхних частях колчеданоносных толщ [Русинов, 1989]. Однако типичны они все же для более поздних, перекрывающих колчеданоносные разрезы толщ ирендыкской, улутауской, именновской, шуралинской и туринской свит, которые соответствуют базальт-андезибазальтовой и трахитовой формациям энсиалических палеоостровных дуг. Преобразования пород этих толщ являются незавершенными. В них сохраняются реликты первичных минералов – плагиоклаза и пироксена. Чаще встречаются реликты неизмененного вулканического стекла. Они имеют значительно более свежий внешний облик. Границы распространения ассоциаций различных фаций совпадают с границами структурно-формационных зон, не обнаруживая секущего положения. Тесная пространственная связь различных фаций с определенными структурно-формационными зонами указывает на то, что процессы зеленокаменных преобразований совершались в них одновременно и автономно.

Размещение минеральных ассоциаций различных субфаций зеленокаменного перерождения вулканогенных пород колчеданоносных формаций определяется их исходным петрохимическим составом. Ассоциации актинолит-эпидотовой субфации развиты в вулканогенных породах основного состава. Минеральные ассоциации эпидот-хлоритовой субфации характерны для вулканитов кислого и среднего состава, реже известны и в породах основного состава. На Среднем Урале толщи пород

имеют вытянутое в субмеридиональном направлении крутопадающее залегание (см. рис. 2.2, а, б; 2.3). Субфации зеленокаменных преобразований картируются в виде линейно вытянутых в том же направлении также крутопадающих зон шириной от десятка до первых тысяч метров. В пределах изученных глубин (до 800-1000 м) по вертикали не отмечается смены одних минеральных ассоциаций другими. На южноуральских месторождениях характер зеленокаменных преобразований таков же. Однако здесь при пологом залегании вулканогенных толщ зоны метаморфических изменений располагаются также полого. В нижних частях разреза среди пород основного состава развиты минеральные ассоциации актинолит-эпидотовой субфации, а в верхах разреза, сложенного кислыми вулканитами, характерными являются изменения эпидот-хлоритовой субфации. Распространенное ранее представление о более интенсивном зеленокаменном перерождении пород среднеуральских месторождений в сравнении с южноуральскими при их тщательном сравнительном изучении не подтверждается.

Содержания метаморфических минералов, их соотношения и распределение также во многом зависят от исходного состава пород.

Содержание альбита практически постоянно (30-35 %) в породах различного петрохимического состава и в разных субфациях. Содержание хлорита и кварца меняются весьма значительно. Среднее содержание хлорита с увеличением основности пород увеличивается: кислые разности – 8-10 %, основные – 25-40 %. Содержание кварца соответственно уменьшается: от кислых (30 %) к основным (0-1 %). Для кислых пород характерно также пониженное содержание эпидота.

В распределении метаморфических минералов наблюдается ряд отчетливо выраженных закономерностей. В частности, в зеленокаменных породах гематитизация, равномерно распределенная или пятнистая,

развивается лишь в компактных лавах или же в кровле экструзивных куполов. Вулканокластические разности, особенно их цемент, как правило, эпидотизированы. Известны разновидности вулканокластических пород, в которых лавокласты гематитизированы, а цемент остается эпидотизированным. Цемент также нередко состоит из криптозернистого кварца и тонких чешуек серицита. Гиалокласты повсеместно интенсивно хлоритизированы, проходя, по-видимому, стадию палагонитизации [Лисицын, Богданов, Гурвич, 1990]. Примечательным является тот факт, что обломки вулканитов в горизонтах осадочных пород внутри колчеданосных толщ изменены так же, как и подстилающие материнские образования. Избирательное развитие вторичных метаморфических минералов происходит и в отдельных мелких геологических телах. В частности, издавна известна метаморфическая зональность в подушках лав базальтового состава: эпидотизированное ядро, гематитизированная периферийная зонка и интенсивная хлоритизация межподушечного гиалокластического материала. Комагматичные эффузивам дайковые и интрузивные образования также зеленокаменно изменены. Однако преобразования их, в отличие от эффузивов, характеризуются меньшей степенью завершенности. Здесь относительно часто встречаются реликты первичных магматических минералов (пироксена, плагиоклаза), а также отчетливо сохраняются первичные магматические структуры. Весьма примечательным признаком является повсеместное отсутствие в них гематита.

Таким образом, устанавливается тесная связь зеленокаменных преобразований с исходным составом вулканитов на разных иерархических уровнях: от формаций до отдельных тел или их частей. Это свидетельствует об автометаморфической природе зеленокаменных преобразований. Кристаллизация магматического расплава и образование мета-

морфических минералов представляют собой последовательную и непрерывную цепь петрогенетических процессов. Кроме внутренней энергии на преобразования оказывали влияние внешние факторы, в первую очередь физико-географическая обстановка, а также зависимое от нее агрегатное состояние вулканических продуктов. К числу внешних факторов, в первую очередь, относится влияние океанской воды. Именно ее взаимодействие с кристаллизующимися вулканитами приводит к их зеленокаменному перерождению [Курносов, 1986; Лисицын, Богданов, Гурвич, 1990].

### **3. ГИДРОТЕРМАЛЬНО-МЕТАСОМАТИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ**

#### **3.1. Методика изучения**

Принципы выделения и типизации метасоматитов различны. Минералогический, или «минерализационный», подход предполагает характеристику метасоматических изменений по проявлению ведущего новообразованного минерала: хлоритизация, серицитизация и т. п. Стронники геохимического подхода разделяют метасоматиты по преобладающему привносу химических элементов (магнезиальные, щелочные калиевые или натровые и т. п.). Формационно-фациальные классификации основаны на генетическом принципе и предполагают выделение минеральных парагенетических ассоциаций, которые последовательно объединяются в метасоматические фации (зоны, колонки) и формации. Опыт изучения метасоматитов колчеданных месторождения Урала [Бородаевская, Кривцов, 1969; Прокин, 1977 и др.] показывает, что за основной элемент картирования следует принимать метасоматическую фацию. Изучение распределения отдельных минералов (серицита, хлорита и др.) или разновидностей пород представляет собой частный случай и не всегда дает нужный результат, в связи с изменчивостью, перемежаемостью, невыдержанностью и незначительным масштабом проявления. Метасоматические же фации, во-первых, имеют генетическое значение, отражая распределение минеральных ассоциаций, образованных в определенных геологических и физико-химических условиях; во-вторых, по размерам проявления отчетливо фиксируются при картировании в масштабах 1:500 и 1:5 000.

Картирование метасоматических фаций включало следующий комплекс работ.

Полевое описание керна скважин осуществляется с целью макроскопического выделения границ распространения различных разновидностей метасоматических пород. В связи с микрзерностью пород основным методом выделения минеральных ассоциаций явилось изучение прозрачных шлифов под микроскопом. Сколы для шлифов отбирались в таком количестве, что характеризовали каждую разновидность породы, и интервал опробования составлял 5-10 м. Во многих случаях для достоверности отбирались также пробы для полного силикатного анализа.

По данным микроскопических описаний, на разрезах выносились точки наблюдений, где указывались минеральные ассоциации. Минеральные ассоциации объединялись в фации, которые оконтуривались с учетом макроскопического описания.

Обычно на уральских колчеданных месторождениях выделяют один формационный тип околорудных изменений, известный под термином «кварц-хлорит-серицитовая метасоматическая формация». Изучение материала, полученного в связи с глубинными поисками, при которых подрудная часть ряда месторождений была детально разбурена, позволил нам [Рудницкий, 1981] на глубоких горизонтах уральских колчеданных месторождений выявить новый формационный тип преобразований, сходный с пропилитизацией в понимании Д. С. Коржинского [1955], В. П. Логинова, В. Л. Русинова [1974]), имеющий не меньшее распространение, чем кварц-хлорит-серицито-вые метасоматиты.

### **3.2. Общая характеристика типов околорудных гидротермально-метасоматических преобразований**

Типоморфными минералами метасоматитов являются кварц, хлорит, серицит, пирит. Кроме того, в них встречено свыше десятка других минералов, имеющих резко подчиненное распространение. К ним относят: карбонаты (кальцит, доломит, сидерит, магнезит, родохрозит, анке-

рит), сульфаты (барит, гипс, ангидрит), каолинит, флюорит, парагонит, пирофиллит, тальк, сфен, рутил, магнетит, гематит, сульфиды меди, цинка и др. (табл. 3.1, 3.2).

Таблица 3.1

**Химический состав (мас. %) карбонатов из вмещающих пород  
уральских колчеданных месторождений**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8	9
SiO <sub>2</sub>			9,85	9,85			5,10	11,45	32,35
TiO <sub>2</sub>			0,35	0,12			0,04	0,16	0,31
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			6,07	2,78			2,46	5,35	0,72
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>			2,24	2,43			0,44	1,12	0,14
FeO	34,41	12,05	34,27	34,10	8,75	1,10	1,03	1,29	0,63
MnO	0,37	0,40	0,40	0,40	0,58	1,05	0,30	0,45	0,49
MgO	15,14	10,87	10,22	13,22	13,72	4,47	0,94	1,25	0,58
CaO	0,85	24,22	1,16	0,93	28,49	22,48	48,61	41,94	34,93
Na <sub>2</sub> O			0,28	0,10			0,17	0,84	0,13
K <sub>2</sub> O			0,56	0,10			0,22	0,65	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>			0,06	0,05			0,05	0,05	0,05
CO <sub>2</sub>	30,05	37,03	24,16	21,82	40,87	18,75	38,63	33,69	28,25

*Примечание.1* – бурый карбонат (магнезит-сидерит) из подрудного кварцита, Узельгинское месторождение, скв. 1705, гл. 396 м; 2 – анкерит из кварц-карбонатного прожилка, Узельгинское месторождение, скв. 1777, гл. 352 м; 3, 4 – бурый магнезит-сидерит из серицит-кварцевой породы, Узельгинское месторождение; 5 – анкерит из кварц-карбонатного прожилка, Талганское месторождение, скв. 2624, гл. 606 м; 6 – кальцит из хлорит-кварцевой породы, Талганское месторождение, скв. 2623, гл. 155 м; 7 – кальцит из кварц-кальцитового прожилка, Озерное месторождение, скв. 2619, гл. 170 м; 8 – кальцит из миндалин гематитизированного базальта, Узельгинское рудное поле, скв. 2706, гл. 765 м; 9 – кальцит с примесью кварца из гнезд в базальте, Узельгинское рудное поле, скв. 2596, гл. 594 м.

Таблица 3.2

**Химический состав (мас. %) второстепенных минералов  
околорудных метасоматитов**

Компоненты	1	2	3
SiO <sub>2</sub>	61,38	57,40	64,20
TiO <sub>2</sub>	0,02	0,05	0,96
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0,53	1,35	28,39
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,58	0,63	0,10
FeO	2,40	3,07	0,16
MnO	-	-	0,01
MgO	28,19	25,47	0,10
CaO	0	3,45	0,43
Na <sub>2</sub> O	0,13	-	0,27
K <sub>2</sub> O	0,12	-	0,10
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	-	-	0,05
CO <sub>2</sub>	0,22	3,58	0,10
F			0,07
п.п.п.	4,99	5,00	5,48
сумма	99,56	100,0	100,72

*Примечание.* 1-2 – тальк из кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов: 1 – скв. 3260, гл. 79 м, Зюзельское месторождение; 2 – то же, гл. 77 м; 3 – пирофиллит, Узельгинское рудное поле, скв. 2570, гл. 294 м.

Кварц – самый распространенный минерал метасоматитов. Форма зерен неправильная округлая, размеры обычно тысячные – первые сотые, реже десятые доли миллиметра. Кварц ксеноморфен по отношению к другим минералам. Оптические свойства его обычные. Для среднеуральских месторождений характерно волнистое угасание. Отмечают три разновидности кварца: а) тонкозернистый основной массы метасоматитов; б) крупнозернистый в прожилках и вкрапленниках; в) стебельчатый, выделяющийся вокруг зерен пирита вместе с серицитом, наибо-

лее распространенный в кварцитовидных породах среднеуральских месторождений.

Серицит в метасоматитах образует тонкие (тысячные – сотые доли миллиметра) чешуйки. Величины показателей преломления составляют:  $n_g = 1,58 - 1,60$ ;  $n_p = 1,55 - 1,56$ ;  $n_g - n_p = 0,03 - 0,04$ . Содержание  $K_2O$  всегда высокое (7,00 – 8,64 %), а содержание  $Na_2O$  – низкое (0,40 – 1,13 %) (табл. 3.3).

Таблица 3.3

**Химический состав (мас. %) серицитов из околорудных метасоматитов**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7	8
SiO <sub>2</sub>	48,36	49,18	59,17	48,66	46,57	47,70	50,50	44,80
TiO <sub>2</sub>	1,38	1,54	0,35	0,26	1,10	1,00	1,70	0,88
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	30,03	26,53	25,04	33,52	35,12	35,90	31,40	39,83
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	1,76	5,25	2,30	1,03	0,38	0,30	0,60	0,11
FeO	0,71	0,18	0,52	1,29	0,38	0,05	0,05	0,12
MnO	0,01	0,01	0,02	–	–	–	–	0
MgO	0,99	0,74	0,51	0,85	1,09	0,30	1,60	0,28
CaO	1,50	1,73	0,30	0,35	0,17	0,01	0,01	0,40
Na <sub>2</sub> O	0,80	1,06	0,66	0,44	0,40	1,05	0,81	1,13
K <sub>2</sub> O	8,64	7,48	5,88	8,48	8,25	7,00	7,10	7,65
п.п.п.	4,47	5,63	5,29	5,58	5,62	5,20	4,95	5,48
сумма	98,65	99,33	100,04	100,46	99,08	98,51	98,67	100,37

*Примечание.* 1 – Зюзельское месторождение, скв. 3257, гл. 384 м; 2 – то же, скв. 3257, гл. 425 м; 3 – Талганское месторождение, скв. 2596, гл. 520 м; 4 – Узельгинское месторождение, скв. 2585, гл. 455,6 м; 5 – то же, скв. 2651, гл. 678 м; 6 – Чебачье месторождение, скв. 3161, гл. 407,5 м; 7 – то же, скв. 3090, гл. 401 м; (4 – 7 анализы Л. Н. Ромашовой); 8 – Красноуральское рудное поле, анализ Г. А. Курициной.

По данным А. К. Тимергазиной, дифрактограммы указывают на принадлежность серицитов к двухслойной высокотемпературной модификации (2M<sub>1</sub>). На среднеуральских месторождениях серициты представлены также крупнозернистыми разностями. Они обычно располага-

ются вокруг кристаллов пирита совместно со стебельчатым кварцем, образуясь вследствие перекристаллизации мелкочешуйчатых зерен при динамометаморфизме.

Хлориты присутствуют в метасоматитах повсеместно, за исключением серицит-кварцевых пород. Они практически полностью слагают тела хлоритолитов. Мелкие гнезда хлорита известны в рудных телах. Хлориты из разных геологических позиций отличаются составом и свойствами. В серицит-хлорит-кварцевых породах распространены преимущественно магнезиальные хлориты. Они образуют пластинчатые, чешуйчатые и волокнистые зерна размером в тысячные – сотые доли миллиметра. Характеризуются бесцветной, бледно-зеленой или желтовато-зеленой окраской, слабо или вообще не плеохроирующие. Показатель преломления колеблется от 1,580 до 1,600; характерны темно-серые цвета интерференции. Чешуйчатые агрегаты иногда изотропны. Термический анализ дает эндоэффект при 650° и 850° и экзоэффект при 870°. Коэффициент железистости обычно менее 0,2 (табл. 3.4). Магнезиальные хлориты определяются по классификации Д. П. Сердюченко как корундофиллиты (см. рис. 2.1). Магнезиально-железистые хлориты – рипидолиты – характерны для хлорит-кварцевых пород и хлоритолитов, пород, практически полностью состоящих из хлорита (табл. 3.5). Показатели преломления колеблются от 1,602 до 1,636.

Двупреломление порядка 0,004 – 0,006. Интерференционная окраска темно-серая. Часты аномальные сине-фиолетовые и буро-красные тона. Термический анализ дает типичные для магнезиально-железистых хлоритов кривые с эндоэффектом при 532° – 560° и 575° – 650° при небольшом экзоэффекте 850° – 860°. Химические анализы этой разновидности подтверждают принадлежность их к маложелезистым разновидностям

магнезиально-железистого ряда. Повышенной железистостью обладают хлориты в пределах рудных залежей (табл. 3.6).

Таблица 3.4

**Химический состав (мас. %) хлоритов из серицит-хлорит-кварцевых пород**

Компоненты	1	2	3	4	5	6	7
SiO <sub>2</sub>	26,00	29,88	28,98	31,45	27,51	30,94	32,11
TiO <sub>2</sub>	1,00	0,40	0,36	0,31	0,50	0,65	0,70
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	24,92	25,10	27,59	23,09	25,80	25,20	23,35
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	0	0,42	1,39	0,51	3,29	2,91	2,86
FeO	8,24	6,43	7,27	5,34	11,45	9,83	9,85
MnO	–	0,14	0,16	0,21	0,13	0,21	0,15
MgO	25,66	24,78	18,40	25,69	18,40	17,27	17,77
CaO	–	0,11	0,11	0,11	0,30	0,20	0,30
Na <sub>2</sub> O	–	0,04	0,46	0,06	0,20	0,13	0,14
K <sub>2</sub> O	–	0,04	0,22	0,04	0,10	0,87	0,82
CO <sub>2</sub>	–	–	–	–	0,10	0,25	0,10
S	–	–	–	–	0,05	0,09	0,09
п.п.п.	14,26	12,20	13,14	12,59	12,33	11,65	11,78
Σ	100,08	99,54	98,08	99,40	100,16	100,30	100,02
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :SiO <sub>2</sub>	0,56	0,50	0,58	0,44	0,60	0,52	0,46
RO:SiO <sub>2</sub>	1,73	1,42	1,17	1,37	1,36	1,11	1,10
f(FeO:MgO)	0,18	0,15	0,22	0,12	0,35	0,32	0,31

*Примечание.* 1 – обр. 116, карьер месторождения Кабан-У (анализ З. А. Пуркиной); 2 – Узельгинское месторождение, скв. 1710, гл. 541,1 м; 3 – скв. 2653, гл. 534 м; 4 – скв. 1876, гл. 500 м; (2 – 4 анализы Л. Н. Ромашовой); 5 – скв. 1777, гл. 561 м (из подрудного хлорита); 6 – Талганское месторождение, скв. 5147, гл. 196 м; 7 – скв. 2624, гл. 432 м.

Фигуративные точки магнезиально-железистых хлоритов на классификационной диаграмме Д. П. Сердюченко располагаются преимущественно в поле клинохлоров (см. рис. 2.1).

Таблица 3.5

**Химический состав (мас. %) хлоритов из хлорит-кварцевых пород**

Компоненты	1	2	3	4	5	6
SiO <sub>2</sub>	26,00	26,14	28,32	26,33	26,12	30,30
TiO <sub>2</sub>	1,10	1,10	0,16	0,16	0,18	1,62
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	23,65	22,24	21,72	20,72	21,33	34,56
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	3,42	2,18	2,27	3,36	3,54	2,47
FeO	15,57	16,19	16,47	21,14	18,91	13,13
MnO	–	0,43	0,43	0,56	1,00	0,27
MgO	19,24	20,00	19,58	16,86	17,57	5,25
CaO	–	0,14	сл.	сл.	0,11	1,45
Na <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	0,85
K <sub>2</sub> O	–	–	–	–	–	сл.
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	–	0,18	сл.	0	сл.	0,09
п.п.п.	10,87	11,61	11,43	11,60	11,26	10,56
Σ	99,85	100,21	100,38	100,73	100,02	100,57
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :SiO <sub>2</sub>	0,58	0,53	0,48	0,51	0,53	0,71
RO:SiO <sub>2</sub>	1,60	1,68	1,53	1,65	1,60	0,68
f(FeO:MgO)	0,46	0,45	0,47	0,69	0,56	1,41

*Примечание.* 1 – 6 – Кабанские месторождения: 1 – 5 анализы З. А. Пуркиной, отобранные в карьере месторождения Кабан-У; 6 – скв. 1826, гл. 117.

Околорудные метасоматиты колчеданных месторождений относят к самостоятельной кварц-хлорит-серицитово́й формации [Грязнов, 1992]. Близкая к ней формация серицит-кварцевых метасоматитов, выделенная В. А. Жариковым и Б. И. Омеляненко [1965], образуется в стадию кислотного выщелачивания в связи с гранитоидным магматизмом. Отсутствие в кварц-хлорит-серицитовых метасоматитах кальциевых алюмосиликатов (плагноклаза, эпидота, пренита) является признаком,

Таблица 3.6

**Химический состав (мас. %) хлоритов из рудных тел**

Компоненты	1	2
SiO <sub>2</sub>	22,84	26,75
TiO <sub>2</sub>	0	0,76
Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	21,38	18,04
Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	4,31	8,02
FeO	28,78	27,61
MnO	0,20	0,10
MgO	9,00	7,12
CaO	0,34	1,05
Na <sub>2</sub> O	0	0
K <sub>2</sub> O	0	0
P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	0,06	–
CO <sub>2</sub>	–	0,22
S	0,08	0,33
H <sub>2</sub> O	0	0,08
п.п.п.	12,27	9,94
Σ	99,31	100,01
R <sub>2</sub> O <sub>3</sub> :SiO <sub>2</sub>	0,65	0,51
RO:SiO <sub>2</sub>	1,74	1,53
f(FeO:MgO)	1,79	2,18

*Примечание.* 1 – 2 – Зюзельское месторождение, шахта, гор. 364 м.

по которому рассматриваемые метасоматиты можно отнести к низко-температурным образованиям [Коржинский, 1955].

По ассоциациям главных минералов среди кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов выделяют три минеральные фации (зоны): серицит-кварцевую, серицит-хлорит-кварцевую и хлорит-кварцевую (табл. 3.7). Серицит-кварцевую зону можно условно, по количественному

соотношению минералов, подразделить на собственно серицит-кварцевую и пирит-кварцевую, или кварцевую. В последней, хотя и присутствует серицит, но в подчиненном количестве (до 10 %), – это собственно кварцевые (кварца свыше 80–85 %) метасоматические породы.

По степени интенсивности замещения метасоматическими минералами исходных пород выделяют собственно метасоматические и частично измененные метасоматические породы. В собственно метасоматических породах происходит полное (до 80 % и более) замещение гидротермальными минералами (кварцем, серицитом, хлоритом и др.) первичных минералов (альбита, эпидота и др.). В них могут сохраняться лишь реликты фенокристаллов кварца. При этом полностью исчезает структура исходной породы. Однако текстурный рисунок (брекчированность, слоистость и т. п.), вследствие избирательного замещения и развития второстепенных минералов по границам неоднородностей, нередко сохраняется, что позволяет диагностировать первичную природу исходной породы. Особенно отчетливо это проявлено на южноуральских месторождениях, не подвергнутых интенсивному динамометаморфизму.

Частичные изменения выражаются в различной по интенсивности (от 85 до 1-5 %) хлоритизации, окварцевании и серицитизации, т. е. соответствуют незавершенным процессам преобразований серицит-хлорит-кварцевой и хлорит-кварцевой фаций. В них частично или полностью сохраняются структурные особенности исходных пород.

Многие исследователи на уральских колчеданных месторождениях, кроме собственно метасоматических пород, выделяют еще так называемые внешние зоны (эпидотизации, окварцевания, серицитизации и пр.). В некоторых идеализированных схемах количество их достигает пяти – семи.

**Типы и зоны околорудных гидротермальных изменений**

Типы изменений	Зоны	Минеральный состав	Миграция вещества			Текстурно-структурные особенности исходных пород	Состав исходных пород
			«+»	«-»	инерт.		
Кварц-хлорит-серицитовый метасоматизм	Серицит-кварцевая	Пирит, серицит, кварц	K, S, Fe	Mn, Mg, P, C, Ca, Na, Ti, H	Si, Al, O	В виде реликтов или не сохраняются	Преимущественно кислые
	Серицит-хлорит-кварцевая	Пирит, серицит, Mg-хлорит, кварц	K, S, Mg, H	Mn, Ca, P, Na, C	Si, Al, O, Ti		
	Хлорит-кварцевая	Пирит, Fe-Mg-хлорит, кварц	S, H, Mg, Fe	Ca, Na	Si, Al, O, P, Ti,		
Пропилитизация	Альбит-хлоритовая	Пирит, кварц, карбонат, хлорит, альбит	S, C, H		Si, Al, O, Ti, Mg, Na	Сохраняются	Преимущественно основные

Вопрос о правомочности выделения этих зон имеет принципиальное значение в связи с дискуссией о генезисе колчеданных месторождений. Исследователи, выделяющие внешние зоны в перекрывающих колчеданные залежи породах, считают их признаком гидротермально-метасоматического происхождения колчеданного оруденения. Наши данные показывают, что так называемые внешние зоны нельзя включать в метасоматическую колонку, так как они не связаны с рудоносным метасоматизмом, а являются продуктами других различных процессов.

Гематитизация пород обусловлена: а) автометаморфическими преобразованиями лавовых потоков и кровли экструзивных куполов при их становлении; б) хемогенной седиментацией остаточных (гематитизация в перекрывающих известняках и терригенно-осадочных отложениях); в) гидротермально-осадочными процессами (однородные железисто-кремнистые джаспериты).

Эпидотизация, так же как альбитизация и актинолитизация, связана с зеленокаменным перерождением. На это указывают их региональное распространение, зависимость от состава и агрегатного состояния первичных пород, отсутствие сульфидной минерализации, незакономерное и непостоянное положение по отношению к метасоматическим ореолам.

Частичные окварцевание, серицитизация и хлоритизация также образуются, помимо околорудного метасоматизма, в результате других процессов: а) перекрывающие колчеданные залежи горизонты терригенно-осадочных пород содержат обломки серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов; тонкообломочный цемент нередко также состоит из их же продуктов; б) в водноотложенных вулканокластических отложениях происходит гидрохимическая цементация обломков, с образованием при диагенезе и метаморфизме кварца, карбоната и слюдистых минералов;

в) установлены признаки подводного выветривания (гальмиролиза), в результате которого также образуются слюдистые минералы, кварц, гематит [Масленников, 1999]; г) существенно хлоритовые породы, хлоритолиты, вероятно, имеют гидротермально-осадочное происхождение. Безусловно, что на флангах месторождений, в том числе и в перекрывающих породах, а также в отдельных участках рудных полей отмечаются частичные окварцевание, серицитизация и хлоритизация в связи с незавершенными процессами преобразований. Такие частичные преобразования достаточно отчетливо различаются наложенным характером преобразований и наличием сульфидной минерализации.

Химический состав кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов в целом отличается от зеленокаменных вулканогенных пород прежде всего низкими содержаниями натрия (отсутствие альбита) и высокими содержаниями калия (наличие серицита, за исключением хлорит-кварцевой зоны) (рис. 3.1). Характерно, как правило, пониженное содержание кальция, углерода и марганца за счет отсутствия в метасоматитах эпидота, актинолита и незначительного присутствия карбонатов. По содержаниям кремния, титана, алюминия, кислорода состав измененных и исходных пород существенно не отличается.

В соответствии с минеральным составом химический состав различных зон кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов имеет ряд характерных особенностей (рис. 3.2, табл. 3.8).

Породы серицит-кварцевой зоны отличаются высокими содержаниями калия (наличие серицита), железа, серы (наличие пирита), низкими содержаниями магния (отсутствие хлорита). В породах серицит-хлорит-кварцевой зоны, по сравнению с серицит-кварцевой, содержание магния несколько повышено за счет присутствия хлорита и ниже содержание серы и калия в связи с меньшим количеством пирита и серицита.



Рис. 3.1. Сопоставление содержаний  $\text{Na}_2\text{O}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в кварц-хлорит-серицитовых метасоматитах (I) и зеленокаменных вулканогенных породах (II)

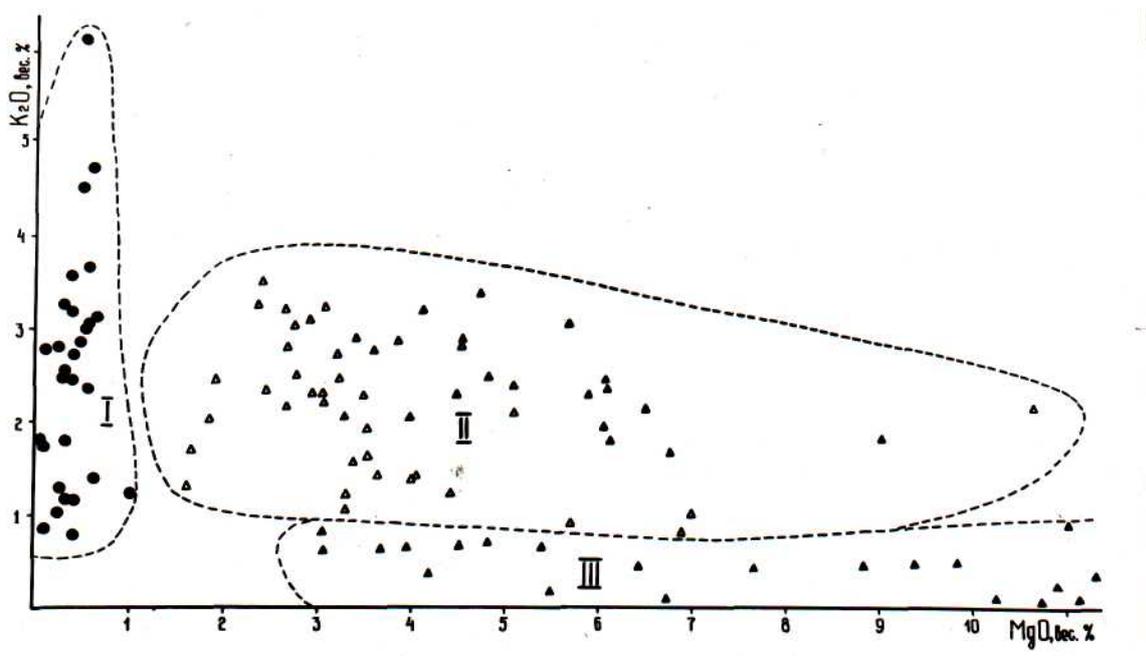


Рис. 3.2. Сопоставление содержаний  $\text{MgO}$  и  $\text{K}_2\text{O}$  в породах серицит-кварцевой (I), серицит-хлорит-кварцевой (II) и хлорит-кварцевой (III) метасоматических зон

Таблица 3.8

## Химический состав метасоматических пород уральских колчеданных месторождений, мас. %

З о н а	SiO <sub>2</sub>	TiO <sub>2</sub>	Al <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	Fe <sub>2</sub> O <sub>3</sub>	FeO	MnO	MgO	CaO	Na <sub>2</sub> O	K <sub>2</sub> O	P <sub>2</sub> O <sub>5</sub>	CO <sub>2</sub>	H <sub>2</sub> O	S	Cu	Zn	σ	N
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
<i>Чусовское месторождение. Исходная порода риолитового состава</i>																		
1	72,55	0,35	12,58	3,51	3,31	0,05	0,45	0,56	0,40	2,79	0,02	-	1,08	2,35	-	-	2,69	2
2	65,51	0,50	12,71	3,20	6,96	0,09	3,12	1,16	0,47	1,97	0,12	-	2,37	1,82	-	-	2,76	28
3	54,16	0,58	12,96	5,86	12,36	0,19	4,92	1,41	0,41	0,68	0,09	-	4,28	2,10	-	-	2,77	8
5	71,51	0,60	11,72	1,20	5,33	0,22	0,96	1,67	4,09	0,31	0,12	0,15	1,55	0,57	-	-	2,76	33
<i>Талганское месторождение. Исходная порода риодацитового состава</i>																		
1	66,22	0,23	7,00	11,50	2,32	0,02	0,38	0,29	0,28	1,90	0,05	0,21	2,00	7,60	2,17±0,41	3,33±0,52	2,85	3/30
2	64,37	0,41	13,74	2,25	3,35	0,11	5,37	0,73	0,27	2,04	0,05	0,54	5,36	1,41	5,28±0,57	8,27±0,88	2,63	18/48
3	58,45	0,23	11,45	1,96	4,36	0,07	8,32	4,49	0,43	0,42	0,09	3,32	5,54	0,87	5,32±0,63	9,13±1,10	2,66	3/25
4	50,40	0,68	17,00	2,37	7,50	0,14	7,34	2,27	2,52	0,38	0,06	1,58	6,91	0,79	2,23±0,17	4,67±0,34	2,75	14/38
5	69,49	0,34	12,55	1,27	3,42	0,06	1,46	3,24	4,37	0,64	0,08	0,90	2,13	0,05	4,54±0,24	5,74±0,38	2,67	14/270
6	47,59	0,75	17,03	4,66	6,77	0,12	6,31	5,80	3,00	0,71	0,09	1,07	6,01	0,05	8,22±0,29	5,67±0,19	2,85	9/570
<i>Кабанские месторождения. Исходная порода андезидацитового состава</i>																		
1	68,42	0,53	13,18	6,94	0,61	0,02	0,59	0,53	0,43	3,23	0,01	0,15	0,46	4,90	4,0±0,5	1,0±0,2	2,81	4/34
2	63,74	0,55	13,76	5,83	1,99	0,07	4,23	0,46	0,50	2,56	0,05	0,50	2,65	3,11	10,0±1,1	6,0±0,9	2,74	14/50
3	52,59	0,71	15,63	3,92	7,19	0,19	11,06	0,46	0,95	0,36	0,04	0,42	4,07	3,40	10,0±1,2	6,0±0,9	1,77	7/33
4	66,65	0,60	14,50	1,15	4,31	0,14	3,17	1,28	4,84	0,34	0,09	0,05	2,33	0,22	4,2±0,3	1,0±0,1	2,64	10/94

Окончание таблицы 3.8

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19
5	64,88	0,69	14,69	2,07	3,84	0,14	3,16	2,73	4,71	0,49	0,12	0,60	1,73	0,15	7,0±0,6	5,0±0,4	2,69	9/103
<i>Красноуральские месторождения. Исходная порода андезидацитового состава</i>																		
1	72,27	0,48	15,13	2,24	0,55	0,02	0,38	0,41	0,31	3,54	0,06	0,14	2,30	2,17	-	-	2,69	6
2	66,73	0,46	13,13	2,81	2,24	0,09	4,81	0,74	0,22	1,96	0,08	0,46	3,99	2,88	-	-	2,70	4
3	56,19	0,86	14,64	3,28	2,53	0,06	9,38	5,47	0,33	0,47	0,09	2,50	4,10	0,10	-	-	2,72	1
5	59,99	0,53	15,46	2,21	3,99	0,13	4,21	2,90	4,45	0,68	0,11	1,42	3,76	0,16	-	-	2,69	35
<i>Зюзельское месторождение. Исходная порода базальтового состава</i>																		
1	45,42	0,85	16,17	14,00	0,47	0,02	0,54	0,72	0,67	4,55	0,10	0,10	4,91	11,48	9,1±1,1	11,0±1,1	2,90	2/53
2	52,20	1,08	17,82	4,86	3,94	0,05	3,60	2,79	0,51	3,03	0,14	0,57	5,49	3,92	18,2±1,0	8,5±0,8	2,84	4/58
3	49,23	0,74	14,90	2,07	8,88	0,16	11,23	3,16	1,28	0,13	0,09	0,62	7,38	0,13	16,4±1,5	6,0±0,5	2,80	7/130
4	50,92	0,97	16,53	2,16	6,66	0,15	7,10	2,93	3,77	0,14	0,13	1,84	5,93	0,78	14,2±0,7	7,5±0,4	2,73	5/280
5	48,51	0,92	15,94	5,64	6,07	0,21	6,49	7,73	3,65	0,16	0,12	0,74	3,77	0,05	20,1±1,2	9,6±0,5	2,90	7/195

*Примечание.* 1 – 3 – серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; зоны: 1 – серицит-кварцевая, 2 – серицит-хлорит-кварцевая, 3 – хлорит-кварцевая; 4 – пропилитизированные породы; 5 – исходная порода; 6 – исходная порода основного состава пропилитов Талганского месторождения. Содержания Cu, Zn даны в  $n \cdot 10^{-3}$  со значениями ошибки среднеарифметического;  $\sigma$  – объемная масса,  $N$  – количество анализов: в числителе – силикатных, в знаменателе – спектральных (определения Cu и Zn). Анализы выполнены в Полевской химлаборатории ПГО «Уралгеология».

Хлорит-кварцевые породы характеризуются высокими содержаниями магния (присутствие значительного количества хлорита) и низкими содержаниями серы и калия (крайне незначительное содержание пирита и серицита). Метасоматические зоны, таким образом, наиболее отчетливо различаются между собой содержаниями калия, магния, отчасти серы (см. рис. 3.2). Различия в содержаниях остальных элементов не столь контрастные, хотя заметно, что в направлении от хлорит-кварцевой к серицит-кварцевой зоне закономерно увеличивается содержание кремния, уменьшается содержание титана, алюминия, марганца, магния, натрия, водорода. Детально миграция элементов при гидротермально-метасоматических изменениях пород колчеданных месторождений рассмотрена в работах В. А. Прокина, М. И. Исмагилова, А. А. Захарова [1968], В. Ф. Рудницкого [1987].

Изучение каменного материала, полученного в связи с глубинным бурением скважин на многих колчеданных месторождениях, имеющих первично пологое залегание (Талганское, Чебачье, Октябрьское и др.), показывает, что серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты, непосредственно вмещающие колчеданные залежи, с глубиной сменяются пропилитизированными породами, которые по степени и характеру изменений резко отличаются от колчеданоносных метасоматитов и в меньшей мере, но значимо, – от зеленокаменных вулканитов [Рудницкий, 1981]. Изменения глубоких горизонтов наиболее сопоставимы с пропилитизацией в понимании Д. С. Коржинского [1955], В. П. Логинова, В. Л. Русинова [1974].

Термин «пропилиты» введен Рихтгофеном в 1868 году для обозначения зеленокаменных вулканогенных пород, вмещающих золото-серебряные месторождения Трансваалии. Несмотря на широкое применение, в том числе в колчеданоносных районах, он не имеет однозначного тол-

кования. Общим для большинства понятий этого термина является признание: а) проявлений пропилитизации в вулканических областях; б) минерального состава, близкого к зеленокаменным преобразованиям, в связи с чем иногда проводится их аналогия; в) аллохимизма изменений; г) площадного характера распространения и сопряженности пропилитизации и локальных гидротермально-метасоматических процессов.

Характерными признаками пропилитизированных пород уральских колчеданных месторождений, на наш взгляд, являются следующие [Рудницкий, 1981].

Относительно простой состав минеральных ассоциаций. Главными и постоянными минералами являются альбит и хлорит, в подчиненном количестве (обычно менее 1 %) встречается пирит. В разных количествах и не повсеместно присутствуют кварц и карбонаты. По ассоциациям перечисленных минералов преобразования отвечают условиям наиболее низкотемпературной карбонат (альбит)-хлоритовой фации пропилитизации [Жариков, Омеляненко, 1965]. Такие типичные минералы зеленокаменных пород, как эпидот, гематит, актинолит, в пропилитах исчезают или встречаются в виде реликтов. В частности, нередко обнаруживаются «землистые» разности реликтового эпидота, зерна которого насыщены новообразованными тонкими включениями рудного минерала.

В отличие от зеленокаменных пород в пропилитах, что ранее подчеркивалось А. И. Кривцовым [1979], развиты рассеянная вкрапленность и тонкие невыдержанные прожилки пирита. Для зеленокаменных пород пирит не характерен. Если же он встречается, то в виде довольно крупных (размером до 1-3 мм) идиоморфных зерен, развитых преимущественно в дайках основного состава.

В пропилитизированных породах, так же как и в зеленокаменных, отчетливо сохраняется не только текстура, но и структура исходных пород, чем они, помимо минерального состава, отличаются от серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов.

В соответствии с минеральным составом пропилитизированные породы по содержаниям петрогенных элементов близки к их зеленокаменным аналогам, но отличаются от них более низкими содержаниями железа, натрия, калия, фосфора и более высокими – серы, водорода и углерода [Рудницкий, 1981, 1987]. Пропилитовые преобразования характеризуются перегруппировкой вещества, хотя меньшей интенсивности, чем серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты. Исчезновение некоторых минералов зеленокаменных пород (гематита, эпидота, актинолита) и миграция вещества указывают на участие гидротермально-метасоматических процессов в образовании пропилитов.

Пропилитизированные породы по отношению к зеленокаменным имеют более низкие (обычно в 3 раза) значения магнитной восприимчивости и объемного веса (отличия в 0,05 – 0,20 г/см).

Пропилитизация и кварц-хлорит-серицитовый метасоматизм – звенья единого гидротермального процесса и отражают его эволюцию в связи с прохождением волны кислотных компонентов. Пропилитизированные породы соответствуют зоне усиливающейся волны кислотности, сменяющие ее сверху кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты представляют собой зону, в которой достигается максимальная кислотность, а верхняя часть метасоматитов, где расположены колчеданные залежи, – зону затухающей волны кислотности. Состав минеральных парагенезов метасоматитов и пропилитов, затухание преобразований с глубиной, отсутствие пространственной связи с магматическими телами и другие данные указывают на то, что волна кислотных компонентов при гидро-

термальных преобразованиях пород уральских колчеданных месторождений образуется на малых глубинах в удалении от глубинного магматического очага. Приведенные данные в целом находятся в соответствии с положениями Д. С. Коржинского [1955] о зависимости метаморфизма от глубинности в вулканогенных формациях.

### **3.3. Геологическая позиция и характер нижней границы гидротермально-метасоматических преобразований**

Данные по этим вопросам до сих пор в большинстве случаев сводятся к представлениям о крутопадающем секущем залегании ореолов околорудных изменений, при контроле их размещения зонами тектонических нарушений и рассланцевания. Приемлемость такого постулата для различных концепций не стимулировала исследований в этом направлении, так как казалось очевидным, что ореолы имеют линейно вытянутую форму, тянутся на глубины, недоступные наблюдению, и могут размещаться в любых вулканических структурах, где есть проницаемые зоны.

Первые же целенаправленные исследования показали, что это далеко не так. Ореолы изменений имеют стратиформное залегание, и размещение их контролируется вулканическими структурами. Именно они, в первую очередь, определяют геологическую позицию гидротермально-метасоматических процессов [Рудницкий, 1981, 1983, 1985, 2001].

При палеовулканических реконструкциях и составлении соответствующих графических материалов нами также отображались участки развития гидротермально-метасоматических преобразований, что позволило установить положение ореолов изменений в вулканических структурах и разрезе.

В геологическом разрезе кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты, так же как и колчеданные залежи, располагаются в пределах кислых

вулканогенных толщ и не проникают в перекрывающие их вулканогенно-осадочные и осадочные породы. В случае (Юбилейное, Ташкулинское месторождения), если тела колчеданных руд приурочены к подошве кислой толщи, то метасоматиты развиваются по вулканитам подстилающих их толщ основного состава. Ореолы кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов имеют чашепластообразную форму с пилообразным выклиниванием на флангах и залегают в целом конформно с вмещающими их вулканитами. Мощность стратифицированного ореола составляет обычно сотни метров. Кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты с глубиной сменяются пропилитизированными породами (рис. 3.3, 3.4).

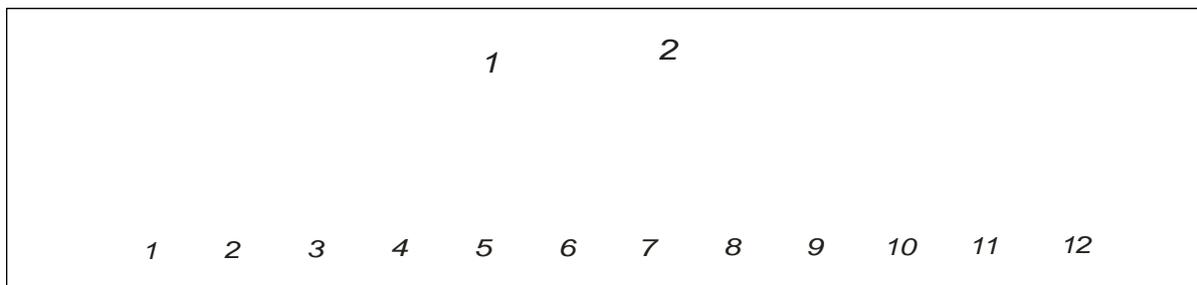


Рис. 3.3. Положение ореолов гидротермальных изменений в разрезе Узельгинского рудного поля:

1 – перекрывающие рудовмещающий разрез осадочные образования; 2-3 – отложения терригенно-осадочной толщи; 2 – кремнистые породы, песчаники, конгломераты, 3 – известняки; 4-5 – породы толщи кислого состава: 4 – стратифицированные образования (лавы, вулканокластические, вулканосадочные отложения), 5 – экструзивы; 6 – породы толщи основного состава; 7 – кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты; 8 – пропилиты; 9 – колчеданные залежи; 10 – границы пород; 11 – границы окolorудных изменений; 12 – тектонические нарушения.

Цифры в кружках обозначают месторождения: 1 – Узельгинское, 2 – Талганское



Рис. 3.4. Положение ореолов гидротермальных изменений в разрезе Маканского рудного поля:

1 – мелкие экструзивные купола кислого состава (белониты); 2 – лавы и вулканокластиты основного

состава; 3 – пропилитовые преобразования; 4 – границы пород; 5 – лавы и вулканокластиты кислого состава; 6 – кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты; 7 – колчеданные залежи;  
8 – тектонические синвулканические разломы

Граница между ними нередко расплывчатая, с переходной зоной мощностью от первых метров до первых десятков метров. Породы здесь частично замещены кварцем, хлоритом и серицитом. В этой переходной зоне в направлении снизу вверх: а) вначале серицит-хлорит-кварцевые ассоциации развиваются преимущественно в цементе вулканокластических пород, затем охватывают и обломки; б) единичные и маломощные прожилковидные зонки постепенно образуют штокверковые участки кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов, представляющих собой корневые части вышележащего ореола полностью переработанных пород.

Пропилитизация проявлена, как правило, в верхних частях подрудных базальтовых толщ. Пропилитовые преобразования с глубиной затухают: исчезают вкрапленность и прожилки пирита, появляются эпидот, актинолит и другие минералы зеленокаменных пород. Пропилитизированные породы подстилаются метасоматически неизменными зеленокаменными вулканитами. Минеральный состав и текстурно-структурные особенности подрудных зеленокаменных пород не отличаются от однотипных образований на флангах и надрудных частях месторождений. В частности, состав эпидотов из монофракций проб зеленокаменных пород, отобранных из разных участков, не обнаруживает существенных расхождений (см. табл. 2.2). Пропилитизированные породы образуют стратифицированные пластообразные зоны, мощность которых составляет сотни метров, не превышая 1 км.

Площади развития преобразования как пропилитовых, так и кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов совпадают с контурами вулканических палеодепрессий и отсутствуют в участках с положительными формами палеорельефа. Зоны пропилитизации, имеющие большие по

латерали размеры (до нескольких километров), приурочиваются к вулканическим палеодепрессиям, заложенным при базальтовом вулканизме и контролирующим границы рудных полей [Рудницкий, 2001]. Ореолы кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов характеризуются более локальным распространением (обычно сотни метров в плане, реже первые километры). Они расположены между (Узельгинским и Талганским месторождениями) или на склонах (Молодежное, Чебачье месторождения) экструзивных куполов кислого состава. Реже связаны с локальными впадинами базальтового основания (Юбилейное, отдельные залежи Ташкулинского месторождения). В случае сближенных рудоконтролирующих депрессий поля кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов могут соприкасаться и сливаться в одно целое. Ореолы изменений полностью совпадают с контурами вулканических палеодепрессий или же занимают их часть. В последнем случае они приурочены к наиболее прогнутым на период рудообразования участкам. Это подтверждается отчетливой корреляцией мощностей метасоматитов и горизонтов осадочных пород в пределах изученных месторождений. Конфигурация полей метасоматитов, в соответствии с формой вмещающих их палеодепрессий, может быть различной: округлой, овальной или линейно вытянутой.

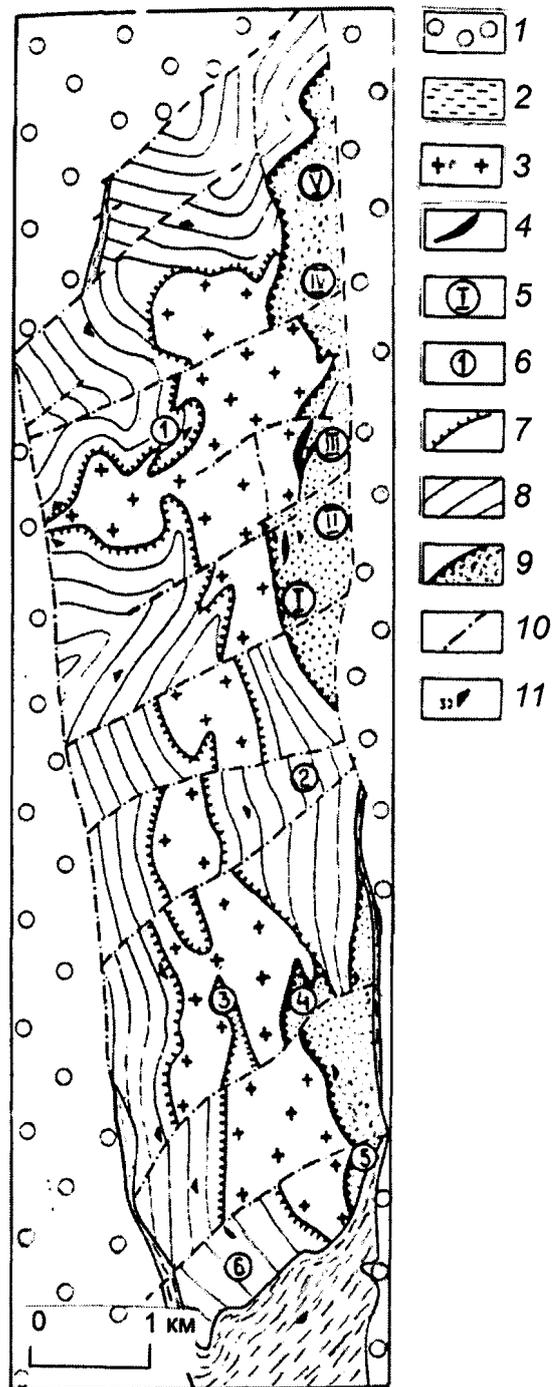
Ореол окolorудных изменений на Сибайских месторождениях приурочен к вулканической палеодепрессии, выполненной вулканокластическими отложениями. Палеодепрессия расположена на восточном склоне крупного экструзивного купола риодацитового состава (рис. 3.5).

В пределах купола гидротермально-метасоматические изменения, прожилки и вкрапленность сульфидов отсутствуют. Апикальная часть купола, как это и характерно для экструзивов, интенсивно гематитизирована, центральная часть – эпидотизирована. В пределах палеодепрессии ореол изменений вытянут в субмеридиональном направлении на

расстоянии 4,5 км при ширине до 0,5 км. Вероятно, первичная ширина его была несколько большей, так как в современном виде восточная

Рис. 3.5. Положение ореолов кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов в вулканических структурах Сибайского рудного поля:

- 1 – вулcanoосадочные породы улутауской свиты;
- 2 – яшмоиды бугулыгырского горизонта;
- 3 – экструзивные породы кислого состава карамалыташской свиты; 4 – колчеданные залежи;
- 5 – участки Сибайского месторождения:
  - I – Слепая залежь; II – Ново-Сибайская залежь;
  - III – Старо-Сибайский участок;
  - IV – Северо-Сибайская залежь;
  - V – Камаганский участок.
- 6 – рудопроявления и точки минерализации:
  - 1 – Западное оруденение; 2 – Ракай; 3 – Ряш;
  - 4 – Восточный Ряш; 5 – Северо-Колтубанское;
  - 6 – Колтубанское; 7 – границы экструзивных куполов;
  - 8 – вулканические покровы;
  - 9 – вулканические палеодепрессии;
  - 10 – тектонические нарушения;
  - 11 – элементы залегания горных пород



часть ореола на отдельных участках срезается разломом с большой вертикальной амплитудой смещения. Более локальное поле метасоматитов размером 2,0×0,5 км картируется в южной части Сибайского рудного поля. Оно также расположено в палеодепрессийной структуре на склоне

экструзивного купола. Восточная часть его срезается крупноамплитудным нарушением. В пределах этого поля метасоматитов выявлены ряд рудопроявлений (Восточный Ряш, Северо-Колтубанское).

Маканское рудное поле включает три месторождения (Маканское, Октябрьское, Ташкулинское) и ряд рудных участков. Рудное поле расположено в контурах вулкано-тектонической палеодепрессии базальтового основания. Колчеданные залежи приурочены к локальным палеодепрессионным структурам на склонах или между мелкими экструзивными куполами (белонитами) толщи кислого состава, реже контролируются локальными просадками базальтового основания. Здесь же развиваются кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты.

Они объединяются в единое гидротермальное поле неправильной формы размерами 2×3 км. Максимальные мощности метасоматитов связаны с локальными впадинами, которые контролируют размещение рудных участков или отдельных залежей (рис. 3.6). Кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты подстилаются стратифицированной зоной пропилитизации мощностью до 500 м, развитой в верхах толщи вулканитов базальтового состава.

В Узельгинском рудном поле месторождения расположены в палеодепрессионных структурах на склонах или между экструзивными куполами кислого состава. Поля кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов разобщены между собой. В плане они имеют округлую (Озерное, Новое месторождения), вытянутую (Узельгинское, Талганское месторождения) или же неправильную (им. XIX партсъезда, Молодежное месторождения) форму размеров в сотни метров – первые километры (рис. 3.7). Они полностью или частично занимают площади рудоконтролирующих палеодепрессий.

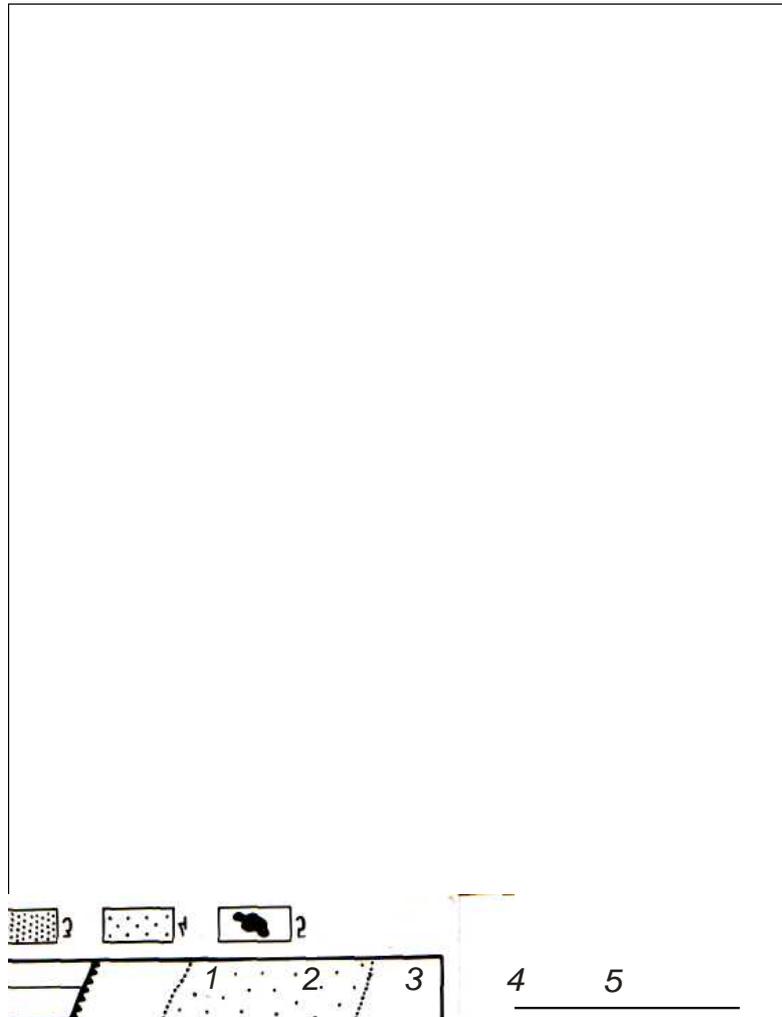


Рис. 3.6. Распределение полей гидротермальных изменений в Маканском рудном поле:

1 – предполагаемый центр вулканоплутонического сооружения; 2 – границы кальдерной депрессии; 3-4 – поля кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов: 3 – мощностью до 100 м, 4 – мощностью свыше 100 м; 5 – проекции колчеданных залежей

Аналогичная картина наблюдается и на других слабдеформированных колчеданоносных полях Южного Урала: стратифицированные поля гидротермально-метасоматических преобразований приурочиваются к палеодепрессионным структурам разного порядка и генезиса.

В связи с вышеотмеченным правомочность выделения так называемых рудоподводящих каналов, на наш взгляд, становится весьма проблематичной. Пути миграции гидротермальных растворов фиксируются объемной системой (штокверком) прожилков состава: кварц+суль-

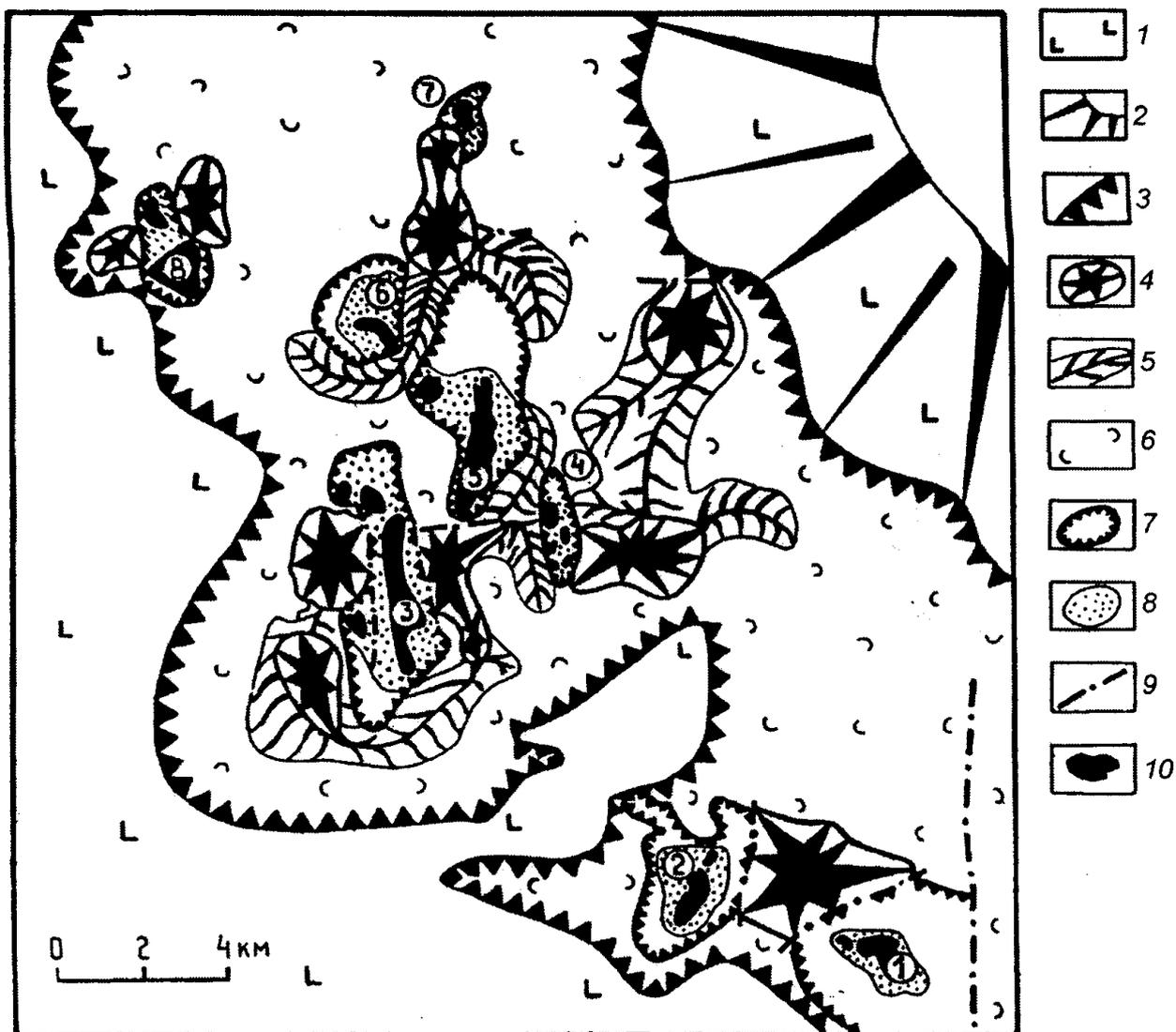


Рис. 3.7. Положение ореолов метасоматитов в вулканических структурах рудовмещающей кислой толщи Узельгинского рудного поля:  
 1 – вулканиты основного состава; 2 – вулканический центр базальтового основания;  
 3 – границы вулканической депрессии (кальдерной?) базальтового основания;  
 4 – экструзивные купола кислого состава; 5 – отроги от них; 6 – вулканические покровы кислого состава; 7 – палеодепрессии толщи кислого состава; 8 – ореолы кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов; 9 – тектонические нарушения; 10 – проекции рудных тел.  
 Цифрами обозначены месторождения:  
 1 – Чебачье; 2 – Молодежное; 3 – Узельгинское; 4 – Талганское;  
 5 – им. XIX партсъезда; 6 – Новое; 7 – Озерное; 8 – Западно-Озерное

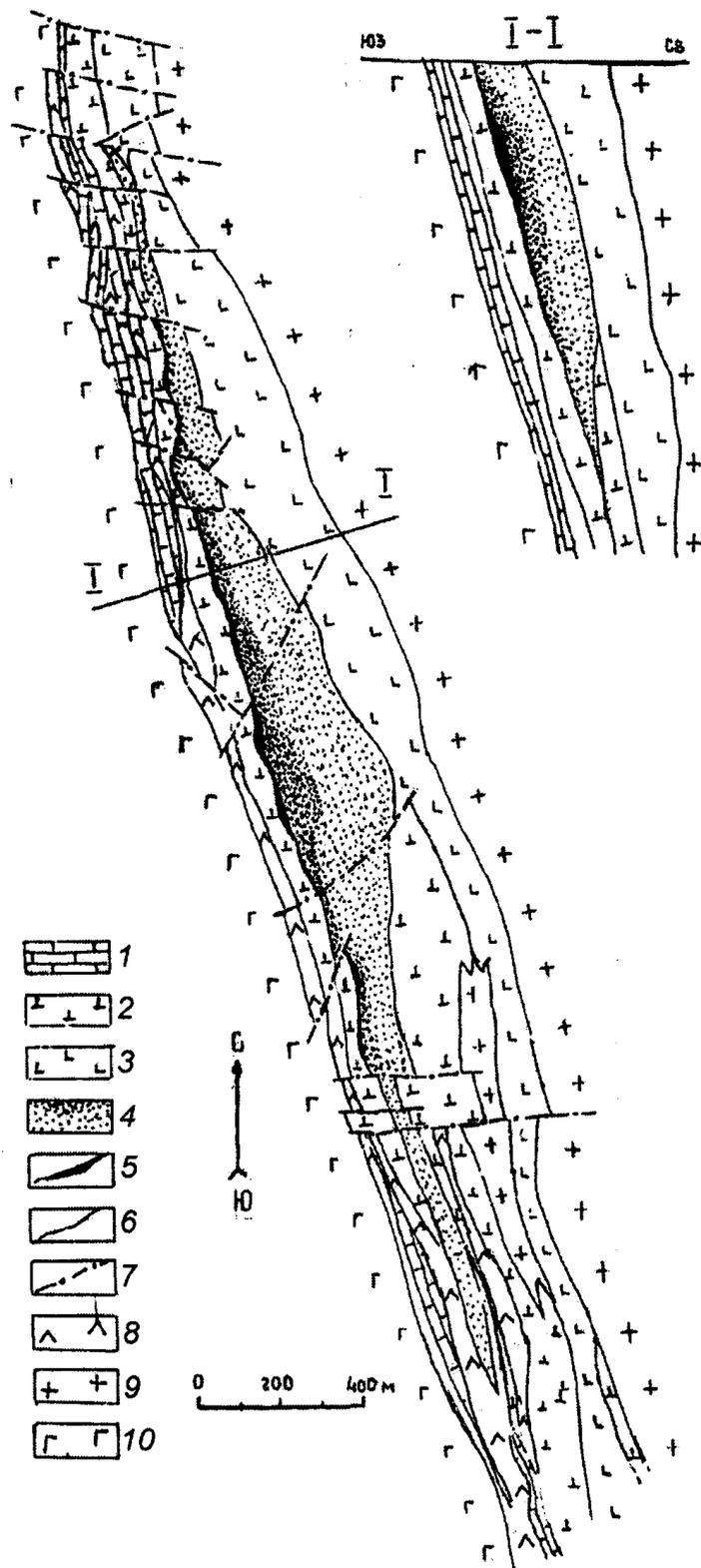


Рис. 3.8. Схематическая геологическая карта Дегтярского медноколчеданного месторождения (по материалам Т. Г. Тресвятской, П. И. Прокуроновой):

- 1 - известняки; 2 - риодациты и их вулканокластиты; 3 - базальты и их вулканокластиты;  
 4 - кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты (густота точек отвечает степени интенсивности преобразований); 5 - колчеданные руды; 6 - границы пород; 7 - тектонические нарушения;  
 8 - серпентиниты; 9 - граниты; 10 - габбро

фиды+карбонаты+ангидрит+серицит+хлорит. Прожилки многочисленны, не выдержаны по длине и, как правило, маломощны (обычно менее 1-2 см). Штокверк прожилков развит лишь в кварц-хлорит-серицитовых метасоматитах, наиболее интенсивно со стороны лежащего бока колчеданных залежей. Тонкие нитевидные прожилки сульфидов в резко подчиненном количестве известны в пропилитах и вовсе отсутствуют в зеленокаменных породах.

Можно допустить, что линейно вытянутые секущие рудоподводящие каналы в зонах тектонических нарушений могут оказаться в межскважинном пространстве. Они там обычно и отображаются, хотя трудно представить, что сотни пробуренных скважин могли бы не обнаружить эти каналы.

Весьма очевидным, на наш взгляд, свидетельством стратиформного залегания метасоматитов и отсутствия секущих рудоподводящих каналов являются данные по геологическому строению среднеуральских колчеданных месторождений. Рудовмещающие толщи, рассланцованные кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты и колчеданные залежи имеют крутопадающее, вплоть до запрокинутого (Дегтярское месторождение), залегание (рис. 3.8). Метасоматиты и подрудная прожилково-вкрапленная минерализация расположены со стороны лежащего бока, нередко выходя на поверхность. В такой обстановке, при детальной опосредованности флангов скважинами и горными выработками, казалось бы, не обнаружить рудоподводящие каналы просто невозможно. Однако ни на одном из многочисленных месторождений они так и не были зафиксированы.

### **3.4. Зональность кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов и положение колчеданных залежей**

Зональность рассматривалась в многочисленных работах [Логинов, 1974; Прокин, 1977; Кривцов, 1979 и др.], но сводилась в основном к выделению обобщенных (идеализированных) схем. Установлено, что в типовом случае для околорудных кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов характерно следующее асимметричное строение. Основной объем метасоматического ореола занимают относительно однородные по составу серицит-хлорит-кварцевые породы. Серицит-кварцевая и хлорит-кварцевая зоны имеют подчиненное распространение и расположены, как и рудные тела, в верхней части ореола метасоматитов. Серицит-кварцевые породы залегают непосредственно под рудными телами, а хлорит-кварцевые метасоматиты тяготеют к краям верхней части ореола. Хлоритолиты как продукты гидротермально-осадочного генезиса также приурочены к лежащему боку колчеданных залежей.

Однако в конкретных случаях зональность более сложная. Усложнение обусловлено влиянием геологической среды, а именно:

- 1) метасоматические зоны и ореол в целом имеют конформное с вмещающими породами стратиформное залегание, а не крутопадающее секущее;
- 2) метасоматические ореолы имеют многоярусное строение, выражающееся в том, что в разрезе несколько раз повторяются наиболее интенсивно проработанные стратифицированные зоны серицит-кварцевых и хлорит-кварцевых пород, фиксирующих близрудный уровень;
- 3) колчеданные залежи нередко смещены относительно наиболее проработанных зон ореола или же располагаются на его периферии, а в некоторых случаях залегают за его пределами.

Для выяснения причин многоярусного строения ореола кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов нами проведено сопоставление

разрезов метасоматической зональности с теми же разрезами, где отражена цикличность накопления вулканогенных отложений.

Особенности строения ореолов изменений рассматриваются на примере Чебачьего, Узельгинского, Талганского и Сибайских месторождений.

Чебачье месторождение расположено в относительно пологой межкупольной палеодепрессии. В рудовмещающей кислой толще проявлены два мегаэруптивных цикла: нижний – полный, состоящий из трех элементарных, и верхний неполный, где проявлен лишь один эруптивный цикл (рис. 3.9). Линзовидная колчеданная залежь, разбитая рядом более поздних нарушений, приурочена к верхней части нижнего мегаэруптивного цикла и залегает среди вулканоосадочных пород. Околорудные гидротермально-метасоматические преобразования проявлены в нижней подрудной части и не проникают выше подошвы пород верхнего (второго) мегаэруптивного цикла. Кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты с глубиной сменяются пропицитизированными породами. Граница проходит по контакту кислой и основной толщ. Пропилиты на глубине около 800 м подстилаются метасоматически не измененными породами. Метасоматические зоны имеют пластообразную форму и конформное с вулканическими отложениями залегание. Причем, если по отношению к отдельным слоям имеет место секущее залегание, то по отношению к границам циклов наблюдается полная согласованность. Каждый эруптивный цикл характеризуется своим автономным ореолом, в котором серицит-кварцевая зона (хлорит-кварцевые метасоматиты на месторождении практически отсутствуют) приурочена к самой верхней части цикла, т. е. единый в целом на месторождении ореол кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов состоит как бы из трех мелких. Отчетливо

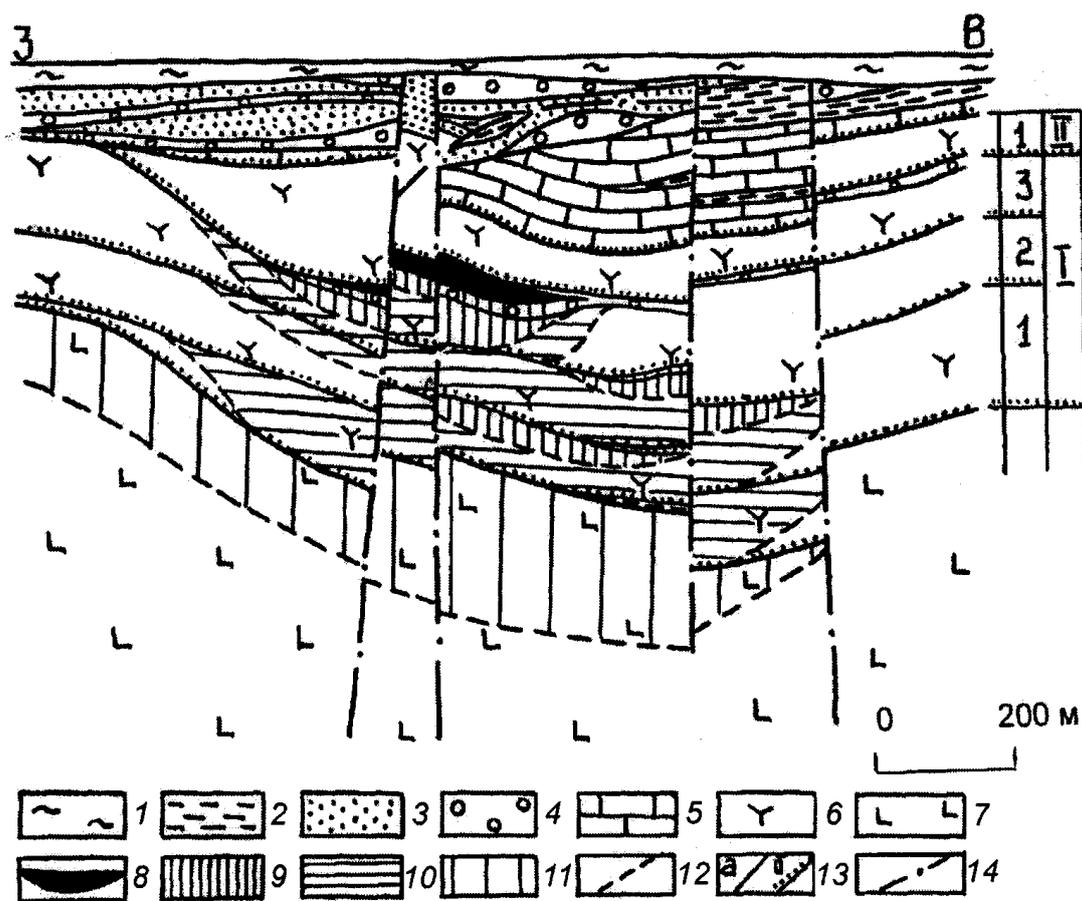


Рис. 3.9. Положение зон окolorудных изменений  
в разрезе Чебачьего месторождения:

- 1 - песчано-глинистые наносы; 2-5 - осадочные отложения: 2 - кремнистые породы, 3 - песчаники, 4 - конгломераты, 5 - известняки; 6 - вулканиты кислого состава; 7 - вулканиты основного состава; 8 - колчеданные руды; 9-10 - зоны кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов: 9 - серицит-кварцевая, 10 - серицит-хлорит-кварцевая; 11 - пропилитизированные породы; 12-13 - границы: 12 - зон окolorудных изменений, 13а - вулканогенных пород, 13б - эруптивных циклов; 14 - тектонические нарушения.

Арабская цифра обозначает номер элементарного эруптивного цикла, римская - мезоэруптивного

наблюдается тяготение этих мелких ореолов изменений к наиболее прогнутым участкам палеодепрессии на периоды накопления вулканогенных пород каждого из трех проявленных эруптивных циклов. Центры наиболее прогнутых участков фиксируются более мощными прослоями осадочных отложений. В пределах рудоконтролирующей палеодепрессии при накоплении вулканитов разных циклов наиболее прогнутая часть мигрировала. Вместе с этим отчетливо видна миграция и ореолов

изменений в каждом цикле. Ореол изменений второго цикла по сравнению с первым (нижним) несколько смещен к востоку, а ореол верхнего рудоносного цикла сильно смещен к западу.

Узельгинское месторождение формировалось в относительно глубокой межкупольной депрессии, заполненной потоками лав, вулканокластическим и вулcanoосадочным материалом (Рудницкий, 1983, 2001). Оно интересно в первую очередь тем, что здесь известно два мощных горизонта руд (рудные тела № 4 и 5), расположенных друг над другом на расстоянии около 200 м (рис. 3.10).

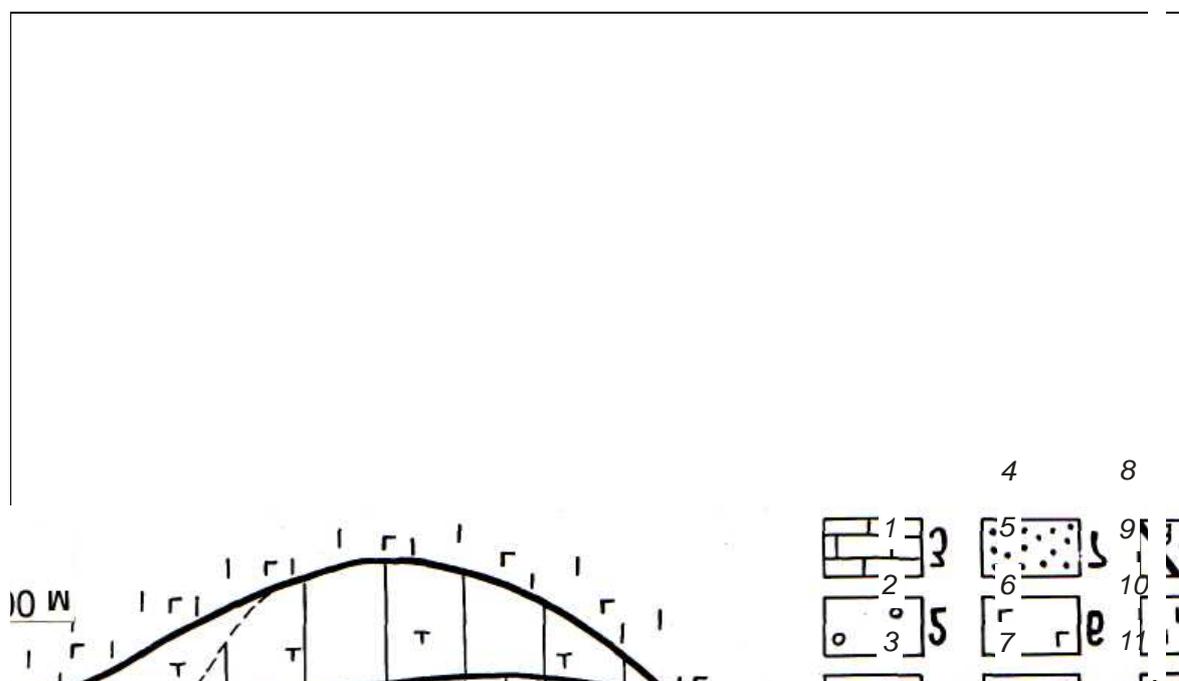


Рис. 3.10. Соотношение эруптивных циклов и зон гидротермальных изменений в продольном разрезе Узельгинского месторождения:

- 1 – песчано-глинистые отложения; 2 – терригенно-осадочные породы; 3 – известняки;
- 4 – вулканокластические и вулcanoосадочные отложения кислого состава; 5 – лавы кислого состава; 6 – лавовые и вулканокластические образования основного состава; 7-9 – зоны кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов: 7 – наиболее проработанные серицит-кварцевая и хлорит-кварцевая, 8 – серицит-хлорит-кварцевая, 9 – с частично проявленными серицит-хлорит-кварцевыми изменениями; 10 – пропилитовые преобразования;
- 11 – границы: а) циклов, б) зон изменений

В рудовмещающей кислой толще проявлены два полных мезоэруптивных цикла, каждый из которых состоит из трех элементарных циклов. Метасоматический ореол здесь также совпадает с контурами рудовмещающей депрессии, и каждый эруптивный цикл характеризуется автономной зональностью изменений. Серицит-кварцевые породы и хлорит-кварцевые (гидротермально-осадочные хлоритолиты) приурочены к верхним частям циклов, причем граница резкая, и преобразования серицит-кварцевой и хлорит-кварцевой зон не проникают в подошву последующего цикла вулканогенных пород. Они развиты наиболее полно в верхних элементарных циклах, содержащих рудные тела. В нижних элементарных эруптивных циклах зональность часто неполная – отсутствуют серицит-кварцевая и хлорит-кварцевая зоны или они весьма слабо развиты, что обусловлено незавершенностью процессов преобразований.

На Талганском месторождении также проявлены два мезоэруптивных цикла, но мощность их резко сокращена. Каждый из них состоит только из двух элементарных эруптивных циклов (рис. 3.11). Колчеданные залежи приурочены к верхним частям второго мезоцикла. В первом (нижнем) мезоцикле рудные тела неизвестны. На этом месторождении многоярусное строение ореола кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов проявлено не столь отчетливо, как на других. Вероятно, с вулканическими циклами, имеющими сокращенную мощность и большую интенсивность формирования (на что указывает незначительное распространение прослоев осадочных пород), не связаны автономные зональные ореолы. Кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты распространены в рудовмещающей толще пород кислого состава и на глубине сменяются пропилитизированными породами толщи основного состава. Судя по отдельным скважинам, пропилитовые изменения на глубине 1 000 м

исчезают и сменяются метасоматически не измененными зеленокаменными породами.

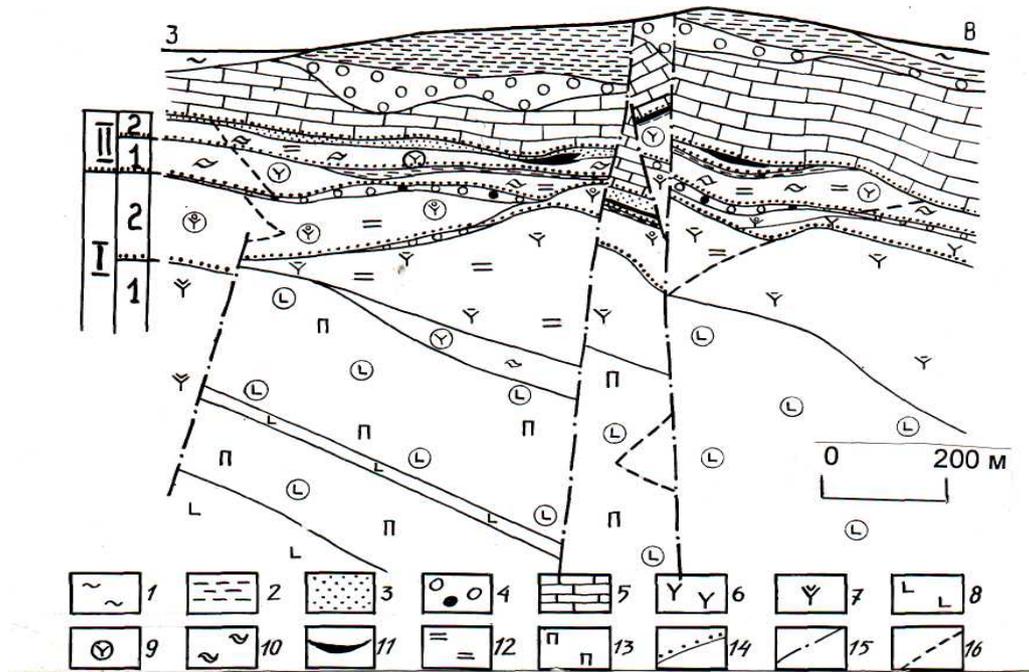


Рис. 3.11. Геологический разрез Талганского месторождения:

- 1 – песчано-глинистые отложения; 2 – железисто-кремнистые породы; 3 – песчаники;  
 4 – конгломераты; 5 – известняки; 6 – кислые эффузивы (черточкой обозначены базокварцевые  
 разности, кружком – крупнокварцевые); 7 – экструзивные породы кислого состава; 8 – лавы базальтов;  
 9 – вулканокластические породы базальтового состава; 10 – вулканокластические породы кислого  
 состава; 11 – колчеданные залежи; 12 – серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; 13 – пропилиты;  
 14 – границы циклов; 15 – тектонические нарушения; 16 – границы гидротермальных изменений

Для выяснения метасоматической зональности на Сибайском месторождении нами были отстроены продольный и ряд поперечных разрезов (рис. 3.12, 3.13). Геологическая документация показывает, что ореол изменений на Сибайском месторождении имеет отчетливо выраженное стратиформное залегание и образует две разобщенные по вертикали полосы.

Одна полоса метасоматитов связана с породами нижней кислой (второй) толщи. Она расположена в южной части месторождения (под Слепой залежью, Ново-Сибайским и Старо-Сибайским участками). Состав

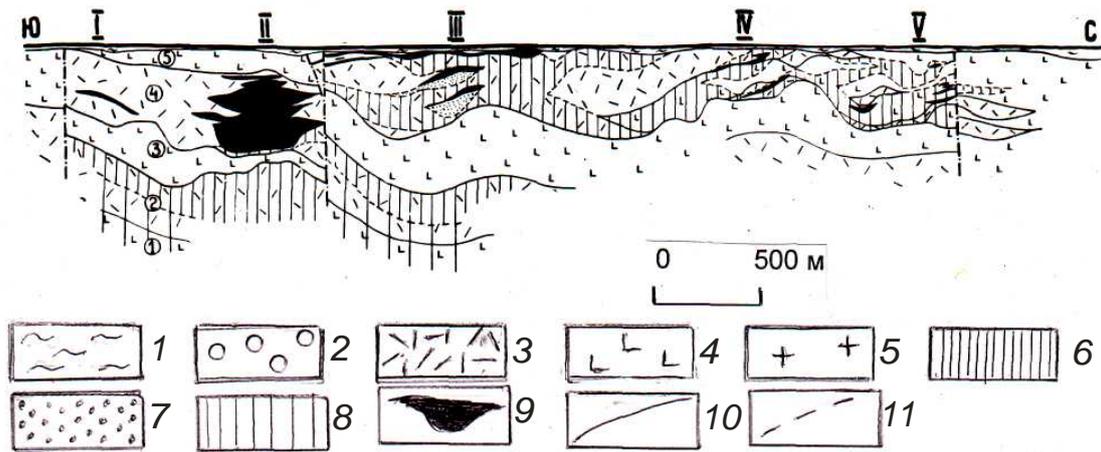


Рис. 3.12. Продольный геолого-метасоматический разрез Сибайских месторождений:

1 – песчано-глинистые отложения; 2 – вулканосадочные породы улугауской свиты; 3 – лавы и вулканокластиты риодацитового состава; 4 – лавы и вулканокластиты базальтового состава; 5 – экструзивные породы риодацитового состава; 6 – кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты; 7 – наиболее метасоматически проработанные серицит-кварцевые породы; 8 – пропилиты; 9 – колчеданные залежи; 10 – границы пород; 11 – границы метасоматических зон.

Римские цифры обозначают участки: I – Слепая залежь, II – Ново-Сибайская залежь, III – Старо-Сибайский участок, IV – Северо-Сибайская залежь, V – Камаганский участок.

Арабскими цифрами в кружочках обозначены толщи (см. текст)

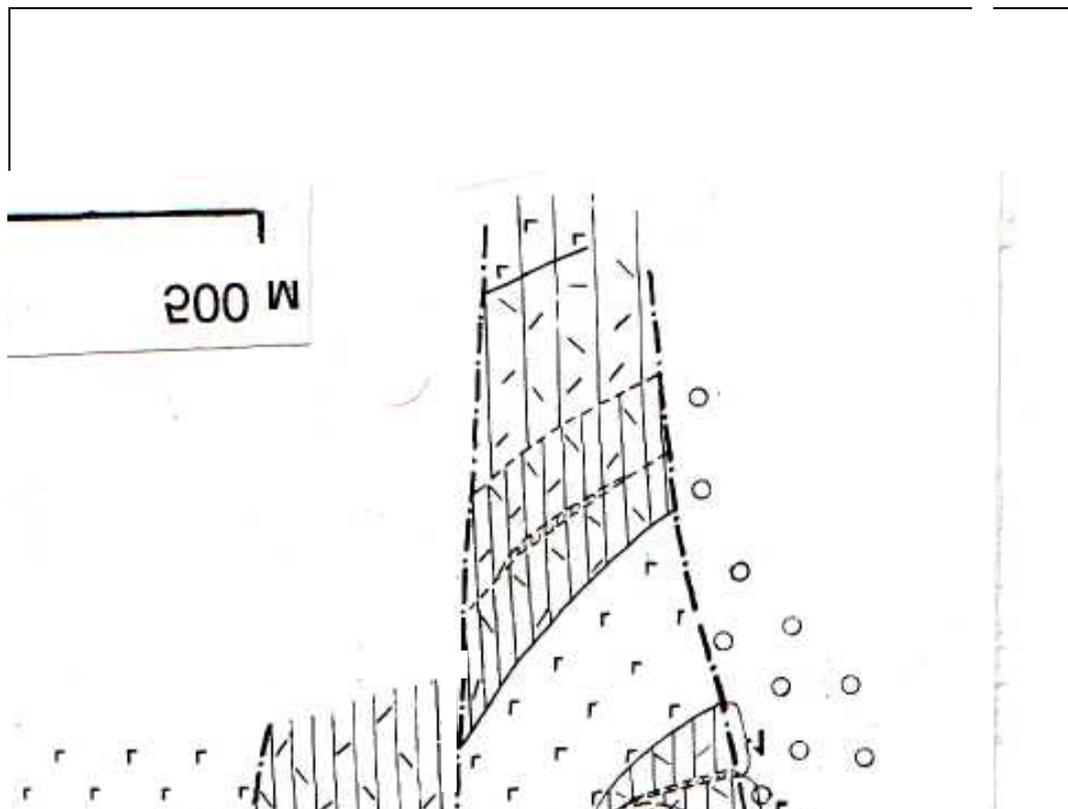


Рис. 3.13. Поперечный геолого-метасоматический разрез № 12 Старосибайского участка.

Обозначения см. рис. 3.12. 1-5 – номера эруптивных циклов четвертой толщи

метасоматитов серицит-хлорит-кварцевый, нередко участки с частичными изменениями пород. В верхней части полосы метасоматитов встречаются хлорит-кварцевые породы. Промышленные рудные тела в этой полосе отсутствуют, однако отмечается прожилково-вкрапленная минерализация, более интенсивная в верхней части. Нижняя граница и строение этой полосы, из-за должного количества горных выработок, пока недостаточно изучены. Судя по отдельным разрезам, полоса имеет стратифицированную пластообразную форму, мощность ее несколько сотен метров. На глубину кварц-хлорит-серицитовые метасоматиты сменяются пропицитизированными породами, для которых характерны минеральные ассоциации альбит+хлорит+кварц+карбонат+пирит (без эпидота, гематита, актинолита).

Вторая полоса метасоматитов развита в породах верхней (четвертой) рудовмещающей кислой толщи. С ней связаны известные рудные тела месторождения. Наибольшая мощность метасоматитов и степень проработки пород наблюдаются в центральной и северной частях Старого Сибая. К северу на Северо-Сибайском и Камаганском участках объем метасоматитов уменьшается, но все же он довольно значителен. К югу от Старого Сибая метасоматические преобразования резко затухают. На Новом Сибаяе развита в основном частичная серицитизация обломочных пород, подстилающих рудные тела, а Слепая залежь находится практически в неизмененных породах. Обращает внимание то, что объем метасоматитов в целом по сравнению с объемом руд относительно невелик.

Весьма замечательно, что разделяющие вышеотмеченные две полосы метасоматитов – базальты и их вулканокластические разности средней основной (третьей) толщи – изменены лишь в краевых частях и то на отдельных участках. В целом породы сохраняют текстурно-структурные особенности первичных вулканитов, в них развиты мине-

ральные ассоциации альбита, хлорита, эпидота, актинолита, гематита, характерные для эпидот-хлоритовой и эпидот-актинолитовой субфаций зеленокаменного автометаморфизма. Прожилки сульфидов отсутствуют, однако в цементе обломочных пород нередко встречается тонкая вкрапленность пирита и частичная серицитизация. Поиски каких-либо проводников, соединяющих эти полосы метасоматитов, как по скважинам, так и по наблюдениям в карьере не дали положительных результатов.

Верхняя полоса метасоматитов детально разбурена скважинами, что позволяет рассмотреть особенности ее строения. В целом она представляет стратифицированную пластообразную зону мощностью до 300 м в центральной части с пилообразным выклиниванием на флангах. Состав метасоматитов в основном серицит-хлорит-кварцевый. Однако здесь, особенно в пределах Старо-Сибайского участка, имеются зоны серицит-кварцевых и хлорит-кварцевых пород чашеобразной формы мощностью до 100 м, развитые со стороны лежащего бока колчеданных залежей. Хлорит-кварцевые метасоматиты образуют пластообразные зоны мощностью обычно в первые метры и менее, реже до 10-15 м. Они располагаются также непосредственно под рудными телами или же на их флангах.

На Старо-Сибайском участке выявлено пять рудоносных уровней, которые приурочены к верхним частям эруптивных циклов. Циклы сложены лавовыми и вулканокластическими образованиями и завершаются горизонтами вулканосадочных пород, к которым приурочены рудные тела. Обращает внимание то, что полоса метасоматитов состоит как бы из серии более мелких чашелинзовидных зон, сливающихся в центральных частях и перемежающихся с неизменными породами на флангах. Каждая из таких зон залегает конформно с определенным эруптивным циклом и имеет автономную зональность. В верхних частях серицит-

хлорит-кварцевые метасоматиты сменяются серицит-кварцевыми и хлорит-кварцевыми, затем рудами. При этом серицит-кварцевая и хлорит-кварцевая зоны совпадают с верхними частями эруптивных циклов, сложенных вулканокластическими и вулканоосадочными породами. Метасоматиты, особенно серицит-кварцевого состава, сопровождаются со стороны лежачего бока рудных тел интенсивным штокверком сульфидных прожилков.

Таким образом, для ореола метасоматитов Сибайского месторождения характерны следующие особенности:

1. Ореол состоит из двух полос, залегающих согласно с толщами вулканитов кислого состава и разделенных неизмененными породами основного состава.

2. Рудовмещающая полоса метасоматитов состоит из более мелких линзовидных зон с автономной зональностью, где серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты вверх по разрезу сменяются последовательно серицит-кварцевыми и хлорит-кварцевыми метасоматитами, затем рудами. Эти более мелкие зоны пространственно совпадают с образованиями отдельных эруптивных циклов. Зоны серицит-кварцевых и хлорит-кварцевых пород, совпадающие с верхними частями эруптивных циклов, фиксируют уровни рудоотложения.

Смещение колчеданных залежей относительно наиболее проработанной серицит-кварцевой зоны или ореола в целом наиболее отчетливо проявлено на Сибайском месторождении [Рудницкий,1985]. На месторождении известно 5 участков (с юга на север): 1) Слепая залежь, состоящая из одного маломощного рудного тела пластообразной формы (см. рис. 3.12, 3.13); 2) Ново-Сибайский участок, состоящий из пяти линзовидных рудных тел, залегающих друг над другом и соприкасающихся между собой в центральных частях; 3) Старо-Сибайский участок с плас-

тообразными рудными телами на четырех рудоносных литолого-стратиграфических уровнях [Рудницкий, 1985]; 4) Северо-Сибайский участок и 5) Камаганское рудопроявление с маломощными быстро выклинивающимися линзами преимущественно вкрапленных руд.

Как уже отмечалось, колчеданные залежи всех участков приурочены к верхней полосе метасоматитов. Наибольшая ее мощность и степень проработки наблюдаются в центральной и северной частях Старого Сибая. К северу на Северо-Сибайском и Камаганском участках объем метасоматитов уменьшается, но все же он здесь довольно значителен. На Новом Сибаяе, где сосредоточен основной объем руд, развита лишь частичная серицитизация подстилающих пород. Мощность зоны ее развития не более первых десятков метров, а Слепая залежь залегает в неизменных породах. В. А. Прокин [1977] объясняет такое положение фланговым (с севера на юг) поступлением рудоносных растворов.

Смещение колчеданных залежей относительно наиболее проработанных участков (с максимальной глубиной изменений и развитием серицит-кварцевых пород) наблюдается и на Октябрьском месторождении (см. рис. 3.6). Здесь на трех участках (Первом, Третьем и Ташкулинском) многочисленные мелкие тела располагаются кольцом по периферии площадей с максимальной метасоматической проработкой.

В то же время для большей части колчеданных залежей, в частности на Узельгинском, Озерном, Талганском, Юбилейном и других месторождениях, сохраняется закономерность приуроченности к участкам максимальной гидротермальной проработки.

Причина этого несоответствия кроется, на наш взгляд, в миграции донного металлоносного рассола (раствора). Колчеданные залежи, приуроченные к зонам максимальной гидротермальной проработки подстилающих пород, где также развиты многочисленные прожилки суль-

фидов, формировались из растворов на местах их выходов на дне субмаринных бассейнов в застойной обстановке, не приводящей к перемещению металлоносного раствора. Руды, расположенные на периферии ореолов или вне их, не имеющие со стороны лежачего бока штокверка сульфидных прожилков, образованы в результате миграции донного металлоносного рассола. Причиной смещения в большинстве случаев было изменение форм палеорельефа, а именно воздымание участков, где происходило высачивание гидротерм и перемещение наиболее прогнутых частей рудоконтролирующих депрессий при сеймотектонических и эруптивных процессах.

Интенсивность гидротермальных преобразований сопровождается увеличением доли в измененных породах прожилково-вкрапленной сульфидной (преимущественно пиритовой) минерализации. Наибольшее количество прожилков, гнезд и вкрапленности сульфидов (от 5 % и более) содержится в серицит-кварцевых породах и их кварцитовидных (с небольшим количеством серицита) разновидностях. Так же как и наиболее гидротермально проработанные зоны, максимум прожилково-вкрапленной минерализации тяготеет к верхним частям элементарных эруптивных циклов (рис. 3.14).

Причем объем сульфидной минерализации в элементарных эруптивных циклах последовательно увеличивается от нижних к верхним, завершающим мезоцикл.

Выяснение причин многоярусного строения ореолов кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов осуществлялось путем сопоставления разрезов метасоматической зональности с теми же разрезами, где изучена цикличность накопления вулканогенных образований.

Результаты исследований показывают следующее: а) метасоматические зоны имеют конформное с границами вулканических циклов за-

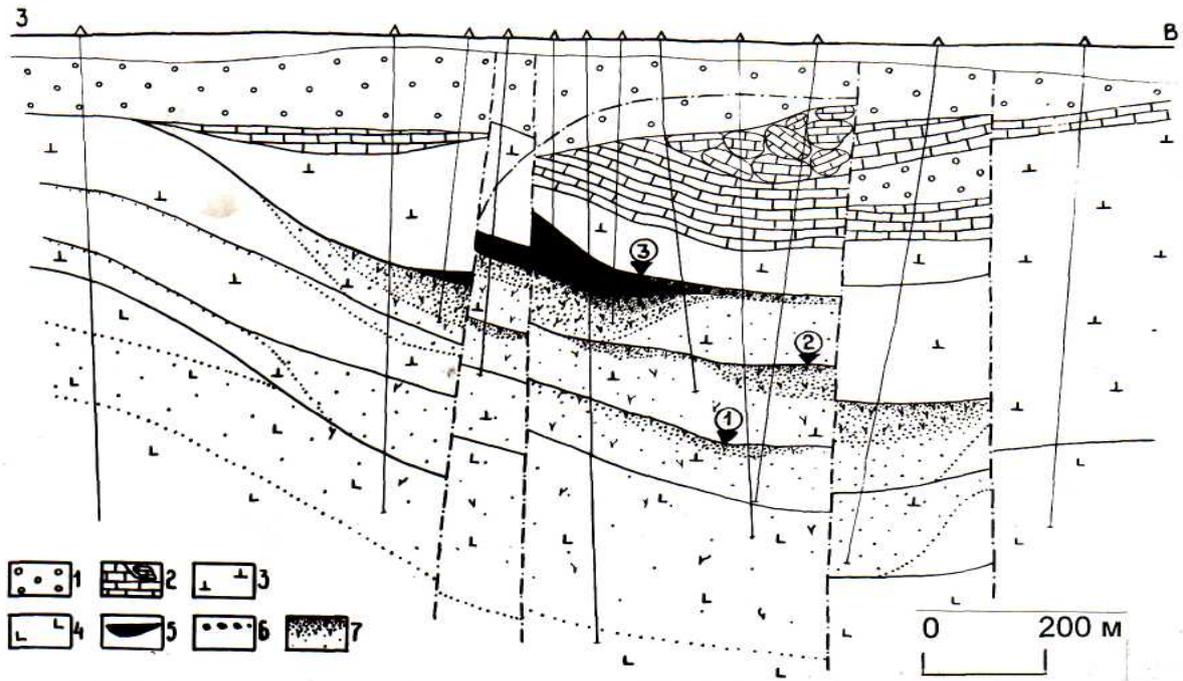


Рис. 3.14. Распределение сульфидной прожилково-вкрапленной минерализации в разрезе Чебачьего месторождения:

- 1 – терригенно-осадочные породы; 2 – известняки и их брекчии; 3 – вулканиты кислого состава;  
 4 – вулканиты основного состава; 5 – массивные колчеданные руды; 6 – рудокласты;  
 7 – прожилково-вкрапленная минерализация; густота соответствует интенсивности минерализации.  
 Цифрами обозначены верхние границы элементарных эруптивных циклов

легание, хотя по отношению к отдельным слоям внутри них имеет место и секущее положение, б) каждый эруптивный цикл имеет свой автономный зональный ореол изменений, в котором серицит-кварцевая и хлорит-кварцевая зоны, отражающие близрудный уровень, совпадают с его верхней частью, причем наиболее полно эти зоны проявлены в верхних частях мезо- и мегаэруптивных циклов. Более того, отдельные автономные ореолы в разрезе могут быть разделены слоями неизменных пород, что наблюдается на Сибайском месторождении. Полученные данные показывают, что многоярусное строение околорудных метасоматитов обусловлено цикличностью накопления вулканогенных отложений – для каждого эруптивного цикла характерен свой автономный ореол изменений. Приуроченность наиболее проработанных зон к верхним эруп-

тивным циклам свидетельствует о том, что максимум гидротермальной деятельности приходился на длительные межпароксизмальные периоды, присущие смене мезомегаэруптивных циклов. Отсутствие полного набора зон наблюдается обычно в нижних элементарных циклах и связано с незавершенностью процессов преобразований, что во многом обусловлено фактором времени. Ранние эруптивные циклы протекали сравнительно быстро и сопровождались относительно кратковременными периодами затухания вулканической деятельности, что было неблагоприятно для гидротермально-метасоматического изменения пород и образования полного набора метасоматических зон.

Положение автономных ореолов в целом, а также серицит-кварцевых зон контролируется наиболее прогнутыми участками палеодепрессий, которые фиксируются в первую очередь более мощными прослоями осадочных отложений. При миграции центра депрессий в процессе эруптивной деятельности перемещаются участки наибольшей гидротермальной проработки, что особенно заметно на Чебачьем месторождении (см. рис. 3.14). При этом на флангах характерно пилообразное выклинивание автономных ореолов и их смещение по латерали относительно друг друга.

Приуроченность околорудных изменений к депрессиям, элементы стратиформного залегания метасоматических зон, многоярусное строение и связь ореолов изменений с циклами накопления вулканогенных пород являются существенными признаками, указывающими на участие в рудообразующей гидротермальной системе седиментационных вод.

### **3.5. Завершенность метасоматического процесса как фактор колчеданного рудообразования**

Не всякий метасоматический ореол сопровождается промышленным колчеданным оруденением. Одни поля метасоматитов содержат рудные тела, а в других, не менее распространенных, они отсутствуют. Проблема отличия «рудных» и «безрудных» метасоматитов – одна из актуальных при поиске колчеданного оруденения и имеет научное значение для выяснения роли метасоматизма при рудообразовании.

Наблюдения и анализ полученных данных привели автора к выводу о значительной роли завершенности метасоматического процесса как фактора рудообразования при формировании колчеданных залежей [Рудницкий, 1980]. Степень завершенности метасоматического процесса определяется полнотой его развития, мерой достижения конечных результатов.

Проведенное картирование измененных пород показало, что метасоматические поля отличаются особенностями строения в связи с набором метасоматических зон. Любой метасоматический процесс, в конечном счете, ведет к образованию во внутренней наиболее проработанной зоне мономинеральных пород [Коржинский, 1955]. Продуктом конечной проработки кварц-хлорит-серицитового метасоматизма являются существенно кварцевые (с примесью пирита и серицита) и серицит-кварцевые породы. Отсутствие в метасоматическом ореоле этих пород указывает на то, процесс изменений проходил не до конечных результатов, т. е. не был завершенным.

Вторым признаком завершенности метасоматического процесса является степень интенсивности замещения метасоматическими минералами исходных пород с изменением структурно-текстурных особенностей и химического состава. По этому признаку, как уже отмечалось, вы-

деляют собственно и частично измененные метасоматические породы [Прокин, 1977]. Собственно метасоматические породы полностью утратили минеральный и химический составы исходных вулканогенных пород. Некоторые структурно-текстурные особенности сохраняются как реликтовые (вкрапленники кварца, обломочность и слоистость) или же полностью исчезают, в частности структура основной массы эффузивных пород. Частичные изменения выражаются в основном в различной по интенсивности хлоритизации и окварцевании, реже серицитизации, то есть соответствуют незавершенным процессам изменений хлорит-кварцевой и серицит-хлорит-кварцевой фаций (зон). В них полностью или частично сохраняются текстурно-структурные особенности исходных вулканогенных пород.

Таким образом, завершенность метасоматизма проявляется: а) в развитии полного набора метасоматических зон; б) в полном замещении минералов исходных пород метасоматическими минералами с изменением первичного состава и текстурно-структурных особенностей. То есть устанавливается полное минеральное равновесие, отвечающее физико-химическим условиям кварц-хлорит-серицитового метасоматизма. Незавершенность метасоматического процесса проявляется по-разному. В одних случаях развивается неполный набор метасоматических зон. В частности, отсутствует наиболее проработанная серицит-кварцевая зона. В других случаях метасоматическое минералообразование протекает частично. Тогда наряду с новообразованными ассоциациями сохраняются минералы исходных вулканогенных пород, частично или полностью сохраняются структурно-текстурные особенности первичных пород. Интенсивность такого незавершенного метасоматического процесса может быть различной. При незавершенном метасоматизме не устанавливается полного минерального равновесия.

Колчеданное оруденение связано с завершенным метасоматизмом. На практике, выясняя перспективность участка с завершенным метасоматизмом, необходимо учитывать следующие обстоятельства. Рудные тела могут быть смещены относительно наиболее проработанных метасоматических зон и ореола в целом, в силу миграции донного металлоносного рассола. Кроме того, необходимо учитывать уровень эрозионного среза как современного, так и синвулканического. Участки с большим эрозионным срезом, в которых породы внутренних зон выходят на поверхность, являются безрудными.

Метасоматиты с незавершенным характером изменений не содержат колчеданные руды в промышленных масштабах, хотя в них и проявлена различная по интенсивности вкрапленность сульфидов.

Степень завершенности и рудоносность метасоматизма, кроме физико-химических условий, во многом зависят от геологической обстановки. Необходимыми условиями для рудоносности метасоматизма являются прежде всего следующие [Рудницкий, 2001, 2003]:

1. Наличие локальных вулканических палеодепрессий, оптимальные размеры которых в плане составляют сотни метров – первые, но не более, километры. Отношение их глубины к размерам в плане должно быть не менее  $1/4 - 1/3$ .

2. Наполнение этих депрессий дезинтегрированными лавовыми образованиями. Этот материал должен быть собственно вулканическим, то есть представлен автохтонными лаво-вулканокластическими образованиями, раскаленными на период рудообразования. Поступление литокластического материала приводит к незавершенному метасоматизму или вообще его отсутствию.

3. Оптимальной является обстановка, когда происходит чередование активной вулканической деятельности и заполнения депрессий вул-

каническим материалом и периодов затухания вулканических процессов. Межпароксизмальные периоды должны быть длительными, достаточными для интенсивной проработки пород. При интенсивном поступлении вулканического материала без периодов затухания происходит как бы разубоживание гидротермальных преобразований, что приводит к частичному метасоматическому преобразованию пород. Именно поэтому нижние элементарные эруптивные циклы, как правило, характеризуются незавершенностью метасоматических преобразований, так как при этом происходит интенсивное поступление вулканического материала без длительных периодов затухания вулканического процесса.

«Безрудные» метасоматические ореолы довольно часто встречаются в колчеданоносных рудных полях. В частности, в северо-восточной части Маканского рудного поля картируется локальная депрессионная структура. Она выполнена преимущественно тефрогенными подводно-коллювиальными брекчиями. Отсутствие горизонтов слоистых осадочных пород свидетельствует о лавинном характере поступления вулканогенного материала. Метасоматические процессы, хотя проявлены повсеместно в депрессионной структуре, являются незавершенными. Они проявлены в виде частичной (до 40-60 % новообразованных минералов) серицитизации, хлоритизации, а также окварцеванием. Частично измененные метасоматические породы содержат рассеянную вкрапленность сульфидов, однако промышленное оруденение, в том числе и массивных руд, отсутствует.

#### **4. ПОСТВУЛКАНИЧЕСКИЕ (ПОСТРУДНЫЕ) МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ ПРЕОБРАЗОВАНИЯ**

Колчеданоносные вулканогенные комплексы, формирующиеся в ранние стадии становления подвижных поясов, в последующую историю геологического развития претерпевают преобразования различных типов.

**Региональный метаморфизм погружения.** Кроме автометаморфических зеленокаменных преобразований, многие исследователи ранее в колчеданоносных вулканогенных комплексах выделяли зеленосланцевый метаморфизм погружения. Выделение его во многом проблематично, особенно с позиций плитотектоники.

Для отличий автометаморфических преобразований от метаморфизма погружения весьма важное значение имеет изучение минеральных преобразований цемента обломочных пород.

Исследованиями А. А. Захаровой [1969], В. А. Прокина [1977], И. Б. Серавкина [1986] показано, что в цементе перекрывающих колчеданоносные толщи вулканосадочных пород присутствуют ассоциации с неметаморфизованным глинистым и кремнистым (халцедоном) веществом, хлоритом, карбонатом, гидрослюдами, цеолитами. Эти данные свидетельствуют о начальных стадиях метаморфизма в условиях метагенеза и катагенеза. В обломках же распространены ассоциации с пренитом, пумпеллитом, эпидотом, гематитом. Они являются реликтовыми и не могут служить индикаторами регионального метаморфизма. Наложенный на зеленокаменные породы метаморфизм в условиях цеолитовой фации, по данным А. И. Кривцова [1974], характерен для Блявинского рудного района.

С другой стороны, широко распространены ассоциации пренита и пумпеллита в виде сферических обособлений с расплывчатыми контурами, которые концентрируются вдоль тонких трещин, секущих как це-

мент, так и обломки. Они известны как в породах перекрывающих толщ, так и в верхах колчеданосных разрезов. Отсутствие видимой связи с фаціальным составом вулканогенных пород и явно наложенный характер свидетельствуют о более позднем проявлении преобразований пумпеллит-пренитовой фации, возможно, в связи с региональным метаморфизмом погружения [Иванов, Нечеухин, 1969; Кривцов, 1974; Логинов, 1969].

**Динамический**, или катакластический, метаморфизм обусловлен влиянием главным образом одностороннего давления. В колчеданосных толщах он проявлен неравномерно. Наиболее интенсивно и повсеместно динамометаморфизм развит в районах Среднего Урала, на Северном и Южном Урале имеет локальное распространение. На Среднем Урале его интенсивное проявление обусловлено сжатием этой части при горизонтальных чешуйчато-надвиговых перемещениях, в других районах он проявился лишь в зонах разломов. В том и другом случаях динамометаморфические преобразования обусловлены главным образом коллизионными процессами, проявленными в уральском складчатом поясе преимущественно в карбоне – перми.

Проявления динамометаморфизма во многом зависят от его интенсивности и субстрата

На начальных стадиях в «жестких» породах (однородных лавах, экструзивных) происходит простое дробление, в результате которого возникают трещиноватость и тектонические брекчии. В «мягких» породах, в частности в метасоматитах, возникает слабая сланцеватость и листоватость. В рудах происходит дробление зерен и колломорфных обособлений, смещение их по микротрещинам.

При более интенсивном динамометаморфизме в «жестких» породах появляется, кроме более обширной брекчированности и трещиноватости,

листоватость и полосчатость. В прошлом такие породы на Среднем Урале получили название порфиroidов и порфиритоидов. Метасоматиты превращаются в серицит-хлорит-кварцевые сланцы, в которых минералы испытывают перекристаллизацию, выражающуюся прежде всего в укрупнении зерен, и приобретают ориентированное в одном направлении расположение. В первичнонеоднородных (вулканокластических) породах происходит переориентировка длинных осей обломков с образованием линзовидных форм. В тонкообломочном «мягком» цементе образуется сланцеватость, облекающая более «жесткие» обломки. Последующий динамометаморфизм нередко существенно, до неузнаваемости, особенно на среднеуральских месторождениях, изменяет текстуру вулканокластических пород. В таких случаях они выделяются как тектонометасоматические брекчи [Ярош, 1973]. При крайней степени ориентированного давления на породы, обычно вдоль крупных разрывных нарушений, образуются милониты нередко рыхлого агрегатного состояния. Динамометаморфические преобразования отчетливо фиксируются и в рудах, где они достаточно полно изучены [Иванов, 1947; Шадлун, 1950; Ярош, 1973].

Субвертикальная, как правило, с восточным падением ориентировка сланцеватости указывает на субгоризонтальное сжатие, вероятно, в связи с надвиговыми коллизионными процессами. Однако в породах, особенно южноуральских месторождений, различают проявления динамометаморфизма в связи с литостатическим давлением. В частности, тонкообломочные «игнимбритоподобные» породы, сложенные преимущественно «мягкими» хлоритизированными «фьямме», кроме первичной полосчатости, приобретают субгоризонтальную сланцеватость, легко расщепляясь на тонкие пластинки.

Следует отметить, что проблема соотношения динамометаморфизма и колчеданного рудообразования, остро стоявшая в 50-60-е годы прошлого столетия, в настоящее время потеряла свою остроту.

**Регионально-контактовый метаморфизм.** В колчеданоносных толщах южной части Среднего Урала М. Б. Бородаевской, А. Д. Ракчевым [1968], В. А. Марксом [1968] были описаны проявления прогрессивного метаморфизма, отвечающего условиям альбит-эпидот-амфиболитовой фации и известного в дальнейшем под термином «регионально-контактовый» [Нечеухин, Маркс, Прокин, 1968]. В отличие от локального контактового метаморфизма, он не связан с отдельной конкретной интрузией. Регионально-контактовый метаморфизм обусловлен общим тепловым потоком при внедрении интрузий позднепалеозойских гранитоидов. При метаморфизме образуются слюдяные и амфиболовые сланцы, амфиболиты, гнейсы. Типоморфными минералами являются синезеленая роговая обманка, гранат и биотит.

Аналогичные преобразования закартированы нами в южной части Кабанской колчеданоносной полосы на площади 1,5×2,0 км. В основных вулканитах преобладают минеральные ассоциации: роговая обманка + биотит + хлорит + кварц, роговая обманка + кварц, актинолит + эпидот + альбит + роговая обманка (роговообманковая зона). В породах кислого состава типичными являются парагенезисы: кварц + биотит + гранат (рис. 4.1), альбит + кварц + биотит + гранат, кварц + хлорит + биотит + мусковит (гранат-биотитовая зона).

Зоны регионально-контактового метаморфизма занимают отчетливо секущее положение по отношению к зеленокаменным автотоморфическим.



Рис. 4.1. Гранат-биотит-кварцевая порода с пиритом (по кислым вулканитам).  
Без анализатора. Ув. 120 раз. Кабанское рудное поле, скв. 4908, гл. 31,5 м

Судя по взаимоотношению минералов и геологической позиции, регионально-контактовый метаморфизм наложен на зеленокаменные преобразования и колчеданное оруденение.

**Контактовый метаморфизм** обусловлен термальным воздействием интрузивных тел на окружающие породы. Обширные контактовые изменения устанавливаются возле крупных гранитоидных массивов верхнепалеозойского возраста: Помурского на Тарньерском месторождении (Северный Урал), Кошенсайского в Мугоджарах (месторождения Весеннее, им. 50 лет Октября) и в других районах.

Термальные изменения выразились в образовании по вулканогенным породам кварц-роговообманковых роговиков, мощность которых достигает в экзоконтакте несколько сот метров. Во внешней части ореола они сменяются частичным ороговикованием (окварцеванием, без амфибола). Серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты превращаются в кварц+био-тит+амфибол+кордиеритовые породы. Продуктом инфиль-

традиционно-метасоматических реакций заключительного этапа контактового метаморфизма является образование скарноидов с пироксен-гранатовыми, гранат-эпидотовыми и скаполитовой ассоциациями. Ширина экзоконтактной зоны, в которой спорадически встречаются скарновые минералы в виде гнезд и прожилков, составляет на мугоджарских месторождениях 500-700 м [Околорудные ..., 1975].

Преобразование этого типа отчетливо проявилось в рудах, попадающих в зону их воздействия [Вахрушев, Дейнекина, 1978]. Они отражаются, прежде всего, в общей перекристаллизации руд. Происходит укрупнение зерен пирита и других минералов. Возможно переотложение сульфидов и появление новых рудных минералов – пирротина и магнетита. За счет хлорита и серицита, присутствовавших в рудах, появляются новые нерудные минералы: кордиерит, биотит и др.

Проявления контактового метаморфизма при внедрении даек долеритов в известняки отмечены нами на месторождениях им. XIX партсъезда и Узельгинском. Контактново-метаморфизованные породы представлены эпидот-гранат-карбонатными скарнами. Макроскопически это желтовато-зеленые с розоватым оттенком массивные породы. Под микроскопом различается гранат розового цвета с размерами зерен 0,1- 0,5 мм, реже до 2,0 мм. Количество его составляет от 10 до 50 % от общего объема породы. Эпидот обычно распространен в несколько меньших количествах (5-30 %). Он также образует мелкие (0,1-0,3 мм) зерна, обычно в виде небольших скоплений. Изометричные зерна карбоната обычно преобладают и имеют более крупные размеры – 0,2-1,0 мм. Скарны, развитые по брекчиям известняков с примесью вулканомиктового материала в цементе, имеют пятнистую текстуру и содержат хлорит, развитый по вулканомиктовому материалу. Аналогичные скарновые преобразования отмечены нами в подошве маломощных потоков

лаво-гиалокластитов, встречающихся в нижних частях надрудных карбонатных толщ. При этом известняки в кровле таких потоков остаются неизменными. Скарнирование известняков в связи с внедрением субвулканических тел кварцевых порфиров описано К. А. Уразаевым [Структурные ..., 1975].

К числу контактово-метасоматических образований относятся скопления вторичных кварцитов среди серицит-кварцевых пород месторождений Кабан-1, Красногвардейского, Старо-Левинского и др. [Курицина, 1958; Логинов, 1950]. Размеры проявлений вторичных кварцитов обычно составляют по длине не более первых десятков метров, по мощности не более первых метров. Во вторичных кварцитах, кроме обычных метасоматических минералов (кварца, серицита, пирита), обнаружены корунд, андалузит, диаспор, пирофиллит, топаз, флюорит, хлоритоид и зуниит (рис. 4.2).

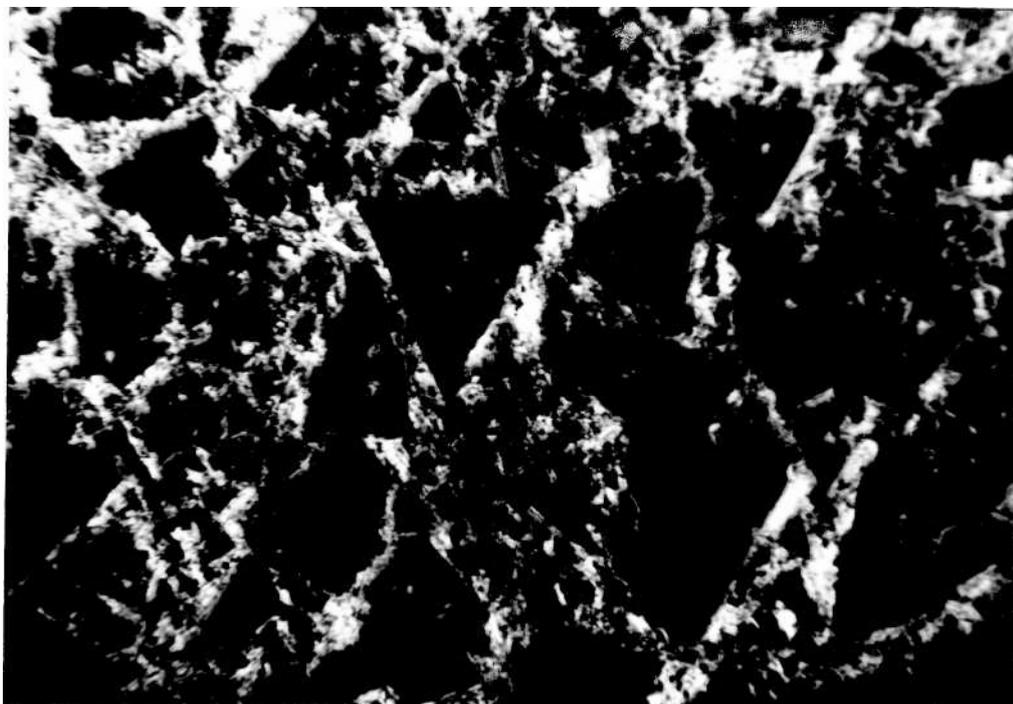


Рис. 4.2. Серицит-зуниитовая порода. Николи +. Ув. 125.

Месторождение Кабан-1. Скв. 536, гл. 192 м

Размеры зерен минералов колеблются от сотых до десятых долей миллиметра, редко достигая более одного миллиметра. В. П. Логиновым [1950] не отмечается закономерного положения колчеданных залежей в зонах вторичных кварцитов в случаях их совместного нахождения, что позволяет предполагать автономность их формирования. Образование вторичных кварцитов, по мнению В. П. Логинова [1950], обусловлено гипогенным выщелачиванием вулканогенных пород по контакту с дайками летучими эманациями газовой фазы, отщепленной от кислого магматического очага.

## **5. МИГРАЦИЯ ВЕЩЕСТВА ПРИ ГИДРОТЕРМАЛЬНО – МЕТАСОМАТИЧЕСКИХ ПРЕОБРАЗОВАНИЯХ**

Важная роль в познании условий формирования колчеданных месторождений принадлежит изучению миграции вещества при рудообразующих процессах. Исследования по этой проблеме ранее проводились на уральских колчеданных месторождениях [Прокин, Исмагилов, Захаров, 1968], но требуют продолжения в силу недостаточно полного освещения ряда вопросов. Прежде всего, это касается данных о балансе породообразующих компонентов, а также особенностей миграции и источников рудных элементов [Прокин, Исмагилов, Захаров, 1968; Овчинников, Баранов, 1978]. Новый материал, полученный в связи с увеличением глубинности геологоразведочных работ на месторождениях, благодаря чему появилась возможность более полно оконтуривать бассейны миграции вещества, позволяет внести дополнения и коррективы в известные положения и осветить неясные стороны рассматриваемой проблемы.

### **5.1. Методика исследования**

Методика исследований миграции вещества основана на сравнительном изучении химического состава околорудных метасоматитов с первичными неизмененными породами.

К месторождениям, выбранным в качестве объектов изучения, предъявляются следующие требования [Прокин, 1977]: 1) относительно однородный химический состав первичных пород на месторождении и флангах; 2) отсутствие наложенных метасоматических процессов, искажающих первичную картину рудообразования; 3) детальная разведанность месторождений буровыми и горными выработками, позволяющими полностью оконтурить рудно-метасоматическую систему; 4) сохран-

ность месторождений от эрозионных процессов; 5) изученность минерального состава и зональности руд и околорудных метасоматитов.

По каждой зоне гидротермально-метасоматических изменений, а также в неизмененных вулканитах, на основе детального макро- и микроскопического изучения отобранны серии проб типичных пород. Вычислен их средний химический состав (см. табл. 3.8). Проведена выборка спектральных анализов рудных элементов: Cu, Zn. Также рассчитаны средние содержания и ошибка среднеарифметического значения. По атомно-объемному методу В. А. Рудника [1968] выполнен перерасчет на весовые содержания в г/100 см<sup>3</sup>. Интенсивность и характер (вынос или привнос) миграции оценивали следующими параметрами. Разность значений соответствующих элементов исходной и измененной породы ( $\Delta x$ ) составляла абсолютное значение привноса (+) или выноса (—). Отношение наибольшего абсолютного значения к наименьшему мы условно обозначаем как коэффициент подвижности  $K_p$ . Его значения показывают, во сколько раз изменилось содержание элемента в измененной породе по сравнению с исходной. Вслед за И. В. Давыденко [1975] мы полагаем, что значения  $K_p$  количественно характеризуют относительную подвижность элементов при метасоматизме. При  $K_p = 1,0$  элементы инертны, при значениях  $>1,0$  подвижны, при  $K_p \rightarrow \infty$  элементы или полностью выносятся, или привносятся новые элементы в значительных количествах.

При расчете баланса вещества учитывали объем каждой метасоматической зоны всего ореола, что позволило оценить масштабы перемещения и возможные источники породообразующих и рудных элементов. Исходными для расчетов явились данные по разведочным разрезам. Объем зон вычисляли суммированием произведений двух величин: площадей вертикальных сечений зон в разрезе, измеренных планимет-

ром, и расстояний между разрезами. При вычислениях баланса вещества определяли абсолютное количество ( $X$ , в сотнях тысяч тонн) перемещенных компонентов по каждой зоне и в целом для всего объема ореола гидротермально-метасоматических изменений. Для облегчения сопоставления привноса–выноса компонентов мы используем коэффициент компенсации  $K_k$ , предложенный В. А. Прокиным [1968], а также соотношение суммы привнесенного и вынесенного количества элемента  $\sum \Delta X$  к его содержанию в рассчитываемом объеме исходной породы  $X$ . Первая величина, представляющая собой отношение наименьшего абсолютного выноса  $\sum \Delta X$  (—) или привноса  $\sum \Delta X$  (+) элемента к наибольшему (в %), удобна для определения того, в какой мере элемент, выносимый из одной зоны, привносится в другую. Вторая величина показывает, какое количество элемента (в %) привнесено или вынесено из рассматриваемого объема. Ее условно назовем балансовым коэффициентом  $K_b$ .

## **5.2. Особенности привноса – выноса и относительная подвижность элементов**

Различный химический состав метасоматических зон обусловлен особенностями привноса – выноса элементов в связи с их дифференцированной подвижностью. Серицит-кварцевая зона независимо от состава исходных пород характеризуется значительным привносом калия и серы (табл. 5.1), отчасти железа, при выносе в различной мере большинства из рассматриваемых элементов марганца, магния, кальция, натрия, углерода, фосфора, титана, водорода, в том числе и рудных. Часть элементов (кремний, алюминий, кислород) практически не перемещается. В серицит-хлорит-кварцевую зону привнесены калий и сера, но в меньших количествах, чем в серицит-кварцевую, а также магний и водород.

Таблица 5.1

**Миграция вещества при гидротермально-метасоматических изменениях пород  
уральских колчеданных месторождений**

Номер зоны	Пара- метры	Si	Ti	Al	Fe	Mn	Mg	Ca	Na	K	P	C	H	S	O	Cu	Zn
Объем, 10 <sup>6</sup> , м <sup>3</sup>		3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
<i>Чусовское месторождение. Исходная порода риолитового состава</i>																	
1	$\Delta x$	-1,0	-0,6	+0,8	-0,1	-	-0,8	-2,1	-7,7	+5,5	-0,2	-	-0,2	+4,2	-4,8	-	-
	$K_{п}$	1,0	-2,2	+1,1	1,0	-∞	-0,5	-2,1	-2,9	-12,0	+8,9	-∞	-	-1,7	+3,3	1,0	-
2	$\Delta x$	-7,7	-0,3	+1,5	+7,4	-	+3,7	-1,0	-7,5	+3,7	0	-	+0,2	+3,5	-3,1	-	-
	$K_{п}$	-1,1	-1,4	+1,1	+1,5	-	+3,5	-1,5	-9,3	+6,3	1,0	-	+1,4	+2,9	1,0	-	-
3	$\Delta x$	-22,2	-0,2	+1,8	+24,3	0	+6,7	-0,4	-7,6	+0,7	0	-	+0,3	+4,4	-11,7	-	-
	$K_{п}$	-1,3	-1,2	+1,1	+2,8	1,0	+5,5	-1,1	-10,5	+2,0	1,0	-	+1,6	+3,4	-1,1	-	-
<i>Талганское месторождение. Исходная порода риодацитового и базальтового (для пропилитов) составов</i>																	
1	$\Delta x$	+1,4	-0,2	-7,2	+17,4	-	-1,7	-5,6	-8,0	+3,1	-0,1	-0,4	0	+21,6	-3,3	-5,9	-5,8
3,1	$K_{п}$	1,0	-1,5	-1,7	+2,9	-∞	-3,8	-10,9	-14,6	+3,3	-2,0	-0,3	1,0	+217,0	1,0	-2,0	-1,6
	$\Delta x$	+0,5	0	-2,2	+5,4	-	-0,5	-1,8	-2,5	+1,0	0	-0,2	0	+6,7	-1,0	0	0

Продолжение таблицы 5.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
2	$\Delta x$	-7,6	0	+1,3	+1,7	0	+6,2	-4,8	-8,2	+3,0	-0,1	-0,2	+1,0	+3,6	0	+1,8	+6,4
165,0	$K_n$	-1,1	1,0	+1,1	+1,2	1,0	+3,6	-4,5	-21,5	+3,2	-2,0	-1,5	+2,6	+37,0	1,0	+1,2	+1,4
	$\Delta x$	-124,9	+0,7	+21,5	+26,9	0	+101,6	-79,9	-	+50,5	-1,3	-4,3	+15,5	+59,2	-0,8	0	+0,1
3	$\Delta x$	-14,1	-0,2	-1,6	+3,4	0	+11,0	+2,3	-7,8	-0,6	-0	+1,8	+1,0	+2,2	+1,6	+2,0	+9,0
5,75	$K_n$	-1,2	-1,5	-1,1	+1,4	1,0	+5,7	+1,4	-10,9	-1,6	1,0	+4,0	+2,6	+23,0	1,0	+1,2	+1,6
	$\Delta x$	-8,1	-0,1	-1,0	+0,2	0	+6,3	+1,3	-4,5	-0,3	0	+2,1	+0,6	+1,3	+0,9	0	0
4	$\Delta x$	+1,5	0	-0,3	-3,7	0	+1,3	-7,3	-1,2	-0,6	-0,1	+0,4	+0,2	+2,1	-0,2	-17,2	-3,3
1200,0	$K_n$	1,0	1,0	1,0	-1,2	1,0	+1,1	-2,7	-1,2	-1,8	-2,0	+1,4	+1,1	+15,5	1,0	-3,8	-1,3
	$\Delta x$	+186,0	-4,8	-37,2	-442,8	0	+159,6	-877,0	-	-82,8	-	+43,2	+26,4	+243,6	-15,6	-2,1	-0,4
	$K_6$	+0,6	-2,7	-0,6	-13,3	-	+20,0	-63,2	-29,8	-15,1	-	+36,8	+17,7	+1626,7	-0,1	-70,0	-13,7
	$K_k$	+71,3	-	-53,2	-7,7	0	+0,2	-0,1	0	-62,0	0	+9,9	0	0	-5,4	0	-25,0
			16,7														
<i>Кабанские месторождения. Исходная порода андезидацитового состава</i>																	
1	$\Delta x$	+8,1	-0,3	-1,4	+3,2	-	-4,1	-4,2	-8,6	+6,5	-0,2	-0,3	-0,4	+13,4	-2,4	-7,3	-10,3
169,9	$K_n$	+1,1	-1,5	-1,1	+1,3	-∞	-5,1	-4,8	-11,2	+6,9	-∞	-4,0	-5,0	+34,5	1,0	-1,7	-4,7
	$\Delta x$	+137,6	-5,1	-23,8	+54,4	-	-69,7	-71,4	-	+110,4	-3,4	-5,1	-6,8	+227,7	-40,8	-0,1	-0,2
						5,1			146,1	4							
2	$\Delta x$	-0,1	-0,2	-1,0	+3,6	-	+1,9	-4,4	-8,4	+4,8	-0,1	0	+0,3	+8,1	-14,6	+8,9	+3,2
344,7	$K_n$	1,0	-1,3	1,0	+1,3	-	+1,4	-5,9	-9,0	+4,4	-2,0	1,0	+1,6	+20,2	-1,1	+1,5	+1,2
	$\Delta x$	-3,4	-6,9	-34,5	+124,1	-	+69,5	-151,7	-	+165,4	-3,5	0	+10,3	+279,2	-	+0,3	+0,1
						3,5			289,6	4					503,3		

Продолжение таблицы 5.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
3	$\Delta x$	-14,4	+0,1	+1,9	+11,1	+0,1	+13,3	-4,4	-7,4	-0,4	-0,1	-0,1	+0,7	+6,2	+2,2	+8,9	+3,4
461,2	$K_{\Pi}$	-1,2	+1,1	+1,1	+2,0	+1,3	+3,6	-5,9	-4,5	-1,6	-2,0	-1,3	+2,4	+16,5	1,0	+1,5	+1,3
	$\Delta x$	-	+4,6	+87,6	+512,0	+4,6	+613,4	-202,9	-	-18,5	-4,6	-4,6	+32,3	+295,2	+101,5	+0,4	+0,4
4	$\Delta x$	+0,5	-0,1	-0,7	-1,9	-0,1	-0,2	-2,9	0	-0,4	0	+0,2	+0,2	+0,2	-1,8	-7,3	-10,4
5318,4	$K_{\Pi}$	1,0	-1,1	1,0	-1,1	-1,5	1,0	-2,2	1,0	-1,6	1,0	+1,5	+1,2	+1,5	1,0	-1,7	-4,7
	$\Delta x$	-	-53,2	+372,2	-1010,5	-53,2	-	-1542,3	0	-	0	+106,4	+106,4	+106,4	-	-3,9	-5,5
	$K_6$	-0,5	-8,7	+3,1	-4,3	-30,2	+15,7	-59,0	-13,1	+6,4	-9,1	+38,4	+45,2	+360,8	-1,7	-28,5	-62,7
	$K_K$	-60,4	-7,1	+12,7	-68,3	-33,1	+26,0	0	0	+83,8	0	+9,1	+4,6	0	-6,8	-17,5	-8,8
<i>Красноуральские месторождения. Исходная порода андезидацитового состава</i>																	
1	$\Delta x$	+14,7	0	-0,5	-7,3	-0,3	-6,2	-4,9	-8,3	+6,4	-0,1	-0,9	-0,4	+5,5	+1,4	-	-
	$K_{\Pi}$	+1,2	1,0	1,0	-2,4	-∞	-11,3	-8,0	-14,8	+5,6	-2,0	-10,0	-1,6	+14,8	1,0	-	-
2	$\Delta x$	+8,9	0	-3,3	-2,7	-0,2	+1,8	-4,2	-8,5	+2,9	0	-0,7	+0,1	+5,7	+1,7	-	-
	$K_{\Pi}$	+1,1	1,0	-1,2	-1,3	-3,0	+1,2	-4,0	-22,3	+3,2	1,0	-3,3	+1,1	+15,3	1,0	-	-
3	$\Delta x$	-4,0	+0,5	-1,0	-0,8	-1,1	+8,6	+5,0	-8,3	-0,6	0	+0,9	+0,2	-0,1	+2,8	-	-
	$K_{\Pi}$	-1,1	+1,6	-1,1	-1,1	-1,5	+2,3	+1,9	-14,8	-1,8	1,0	+1,9	+1,2	-1,3	1,0	-	-
<i>Юзельское месторождение. Исходная порода базальтового состава</i>																	
1	$\Delta x$	-4,2	0	+0,5	+4,7	-0,5	-10,5	-14,5	-6,5	+10,5	0	-0,6	+0,4	+33,2	-14,3	-31,9	+4,1
	56	$K_{\Pi}$	-1,1	1,0	1,0	+1,2	-∞	-12,7	-10,7	-5,6	+22,0	1,0	-7,0	+1,3	+167,0	-1,1	-2,2
$\Delta X$		-23,5	0	+2,8	+26,4	-2,8	-58,8	-81,2	-36,4	+58,8	0	-3,4	+2,2	+186,5	-68,9	-0,2	0
2	$\Delta x$	+3,5	+0,4	+2,4	-6,8	-0,3	-5,3	-10,3	-6,9	+6,6	0	-0,4	+0,6	+10,7	-1,2	-6,6	-3,7
	141,0	$K_{\Pi}$	1,0	+1,3	+1,1	-1,4	-2,5	-1,9	-2,8	-7,9	+14,2	1,0	-2,3	+1,5	+54,5	1,0	-1,1
$\Delta x$		+49,4	+5,6	+33,8	-95,9	-4,2	-74,7	-145,0	-97,4	+93,0	0	-5,6	+8,5	+151,0	-16,9	-0,1	0

## Окончание таблицы 5.1

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18
3	$\Delta x$	-1,4	-0,3	-2,3	-1,8	-0,2	+7,5	-9,7	-5,2	-0,3	0	-0,4	+1,1	+0,2	+1,5	-12,4	-11,0
348,0	$K_n$	1,0	-1,3	-1,1	-1,1	-1,7	+1,5	-2,5	-2,9	-2,5	1,0	-2,3	+1,9	+2,0	1,0	-1,3	-1,7
	$\Delta X$	-48,7	-10,5	-80,0	-63,0	-7,0	+261,0	-338,0	-181,0	-10,4	0	-13,9	+38,3	+7,0	+52,2	-0,4	-0,4
4	$\Delta x$	-0,8	0	-0,4	-6,6	-0,2	+0,3	-10,3	-0,3	-0,3	0	+0,6	+0,7	+1,6	-2,3	-19,5	-7,4
2582,5	$K_n$	1,0	1,0	1,0	-1,4	-1,7	1,0	-2,8	1,0	-2,5	1,0	+1,9	+1,6	+9,0	1,0	-1,5	-1,4
	$\Delta X$	-206,6	0	-103,3	-1705,0	-51,6	+77,5	-2580,0	-77,5	-77,5	0	+155,0	+181,0	+414,0	-594,0	-5,0	-1,9
	$K_b$	-1,1	-105	-1,9	-23,7	-41,9	+5,8	-62,9	-16,0	+40,8	0	+60,6	+61,5	+1215,0	0	-31,5	-26,7
	$K_k$	-17,7	-53,5	-20,0	-1,4	0	+39,4	0	0	+57,9	0	+14,8	0	0	-8,3	0	0

Примечание. Обозначения см. в табл. 3.8 и тексте.

Вынесены марганец, кальций, натрий, углерод, фосфор. Остальные элементы (кремний, титан, алюминий, железо, кислород) мигрируют в незначительных количествах или инертны. Для хлорит-кварцевой зоны характерен привнос магния, серы, водорода, вынос натрия, кальция и в относительно небольших количествах кремния. В незначительных количествах мигрируют или инертны кислород, углерод, фосфор, марганец, железо, алюминий, титан. Приведенные данные по привносу – выносу вещества на единицу объема горных пород при серицит-хлорит-кварцевом метасоматизме пород уральских колчеданных месторождений в общих чертах согласуются с результатами работ других исследователей [Прокин, Исмагилов, Захаров, 1968].

Пропилитизированные породы характеризуются привносом серы, углерода, водорода и выносом кальция, натрия, калия, марганца, фосфора, а также рудных элементов (железо, медь, цинк).

По усредненным величинам коэффициентов подвижности по каждой метасоматической зоне выделены обобщенные ряды относительной подвижности элементов (возрастание подвижности слева направо; числа указывают усредненные значения  $K_{п}$ ):

1. Серицит-кварцевая зона:

O (1,0); Si ( $\pm 1,1$ ); Al ( $\pm 1,1$ ); Ti (- 1,4); H (- 1,5); Fe (+ 1,8);  
Cu (- 2,0); Zn (- 2,9); C (- 6,0); Mg (- 7,4); Ca (- 7,5); K (+ 9,3);  
Na(- 11,6); S (+ 87,3); P (-  $\infty$ ); Mn (-  $\infty$ ).

2. Серицит-хлорит-кварцевая зона:

O (1,0); Si ( $\pm 1,1$ ); Al ( $\pm 1,1$ ); Ti ( $\pm 1,2$ ); Fe ( $\pm 1,3$ ); Cu (+ 1,3);  
Zn (+ 1,3); P (- 1,4); H (+ 1,6); C (- 2,0); Mg (+ 2,3); Mn (- 2,6);  
Ca (- 3,7); K (+ 6,2); Na (- 14,2); S (+ 26,0).

### 3. Хлорит-кварцевая зона:

O (1,0); Al ( $\pm 1,1$ ); P (- 1,1); Si (- 1,2); Ti ( $\pm 1,3$ ); Cu (+ 1,3);  
Zn (+ 1,5); Fe ( $\pm 1,7$ ); H (+ 1,9); K (- 1,9); C ( $\pm 2,4$ ); Ca (- 2,6);  
Mg (+ 3,7); Na (- 8,7); S (+ 9,2).

### 4. Зона пропилитизированных пород:

O (1,0); Al (1,0); Si (1,0); Ti (1,0); Mg (1,0); Na (- 1,1);  
Fe (- 1,2); P (- 1,3); H (+ 1,3); Mn (- 1,4); C (+ 1,6); K (- 2,0);  
Cu (- 2,3); Zn (- 2,5); Ca (- 2,6); S (+ 8,7).

Выделенные ряды подвижности отличаются в различных зонах. Намечается общее уменьшение подвижности элементов в направлении от внутренней серицит-кварцевой зоны к внешней пропилитовой. Однако тенденция в расположении элементов в рядах всех зон совпадает с направленностью подвижности элементов в универсальном ряду подвижности Д. С. Коржинского [1942]. Судя по величинам коэффициента подвижности, такие элементы, как кремний, титан, алюминий, кислород, во всех зонах независимо от исходного состава пород инертны или же обладают слабой подвижностью (обычно  $K_n < 1,2 - 1,3$ ). Указанные элементы могут отождествляться с инертными компонентами, по Д. С. Коржинскому [1942]. Остальные элементы подвижны, причем обычно водород и железо обладают относительно слабой подвижностью, а марганец, сера, калий, натрий, углерод, магний, фосфор имеют высокие значения коэффициента подвижности, поэтому могут, вероятно, отождествляться соответственно с подвижными и вполне подвижными компонентами.

Обобщенная схема привноса – выноса вещества на единицу объема (в г/100 см<sup>3</sup>) в различные метасоматические зоны, составленная по усредненным для месторождений значениям  $K_n$  и  $\Delta x$ , приведена в табл. 5.2.

Развитие гидротермально-метасоматических изменений по породам различного состава позволяет оценить влияние состава исходной породы на миграцию элементов. Анализ значений коэффициентов подвижности элементов показывает, что подвижность мигрирующих элементов в однотипных по минеральному составу зонах, образованных по

Таблица 5.2

**Обобщенная схема привноса-выноса вещества при околорудных изменениях пород уральских колчеданных месторождений**

Зона изменений	Привнос		Вынос		Инертные и слабоподвижные $K_n=1,0-1,2$
	весьма подвижные $K_n>1,5$	подвижные $K_n=1,0-1,5$	весьма подвижные $K_n>1,5$	подвижные $K_n=1,0-1,5$	
Серицит-кварцевая	K, S	Fe	Mn, Mg, P, C, Ca, Na, Cu, Zn	Ti, H	Si, Al, O
Серицит-хлорит-кварцевая	K, S, Mg, H	Cu, Zn	Mn, Ca, Na, C	P	Si, Al, O, Fe, Ti
Хлорит-кварцевая	S, H, Mg	Cu, Zn, Fe	Ca, Na		Si, Al, O, P, Ti, Mn
Пропилитовая	S, C		Ca, K, Cu, Zn	Fe, Mn, P	Si, Al, O, Ti, Mg, Na

различным породам, отличается, что свидетельствует о влиянии исходного состава по род. Некоторые подвижные элементы (натрий, кальций, марганец, железо), возможно, в связи с небольшими различиями содержаний в исходных породах не обнаруживают какой-либо ярко выраженной зависимости подвижности от содержания их в исходной породе. Относительная подвижность других элементов (магний, калий, сера, углерод) зависит от содержания их в исходной породе. Подвижность этих элементов при возрастании их содержаний в исходной породе

уменьшается в случае, если элемент привносится, и увеличивается при его выносе.

Подвижность рудных элементов (медь, цинк) также зависит от состава исходных пород. В пропилитизированных основных породах (Талганское, Зюзельское месторождения)  $K_{\text{ц}}$  и вынесенное количество меди имеют более высокие значения, чем в кислых (Кабанские месторождения). Они также выше значений аналогичных параметров цинка в основных породах. И, наоборот, значения  $K_{\text{ц}}$  и  $\Delta x$  цинка в пропилитизированных кислых породах больше, чем в основных, и больше значений этих параметров меди в кислых породах, т. е. выщелачивание меди в зоне пропилитизации происходит более интенсивно и в больших масштабах из основных пород, а цинк более интенсивно, по сравнению с медью, выщелачивается из кислых пород. Так как величина отношения меди к цинку в неизмененных основных породах выше ( $>1,5$ ), чем в кислых ( $<1,5$ ), то мы предполагаем, что относительная подвижность меди и цинка, так же как и породообразующих элементов, в первую очередь, зависит от их содержания в исходной породе и увеличивается при возрастании их содержаний в случае выноса элементов.

Нередко распространено представление о том, что характер миграции (отложение или выщелачивание) компонентов в значительной мере определяется их содержанием в исходной породе [Жуков, 1975]. В частности, образование серицит-кварцевых пород связывается с исходными кислыми породами в связи с переотложением калия (повышенное содержание в исходной породе) и выносом железа, магния (пониженные содержания), и, наоборот, интенсивная хлоритизация обусловлена переотложением железа и магния в основных породах, богатых этими элементами, и выносом при этом калия, содержание которого пониженное. Анализ наших расчетов показывает, что характер миграции (привнос

или вынос) элементов в принципе не зависит от состава исходных пород. Независимо от состава исходных пород, от риолитового до базальтового, в метасоматитах образуется однотипная зональность и характер миграции (привнос или вынос) элементов в целом одинаков во всех зонах, независимо от того, по каким породам они образуются.

### 5.3. Расчеты баланса вещества

Ранее расчеты баланса вещества выполнены В. А. Прокиным с соавторами [1968] для Бурибайского, Молодежного, Майского колчеданных месторождений. Нами аналогичные исследования проведены для Кабанского, Зюзельского, Талганского месторождений, но при этом учтен объем пропилитизированных пород и более детально рассмотрен баланс рудных элементов. Расчеты подтверждают, что при гидротермально-метасоматических изменениях в связи с формированием колчеданных месторождений происходит перемещение породообразующих и рудных элементов в количествах, измеряемых десятками тысяч – миллионами тонн (табл. 5.3).

В целом для ореола измененных пород по величинам  $K_b$  и  $K_k$  выделяют две группы элементов. Первая группа, в которую входит большинство элементов (кремний, алюминий, калий, титан, магний, кислород), имеют низкие значения  $K_b$  ( $<20$ ) и высокие значения  $K_k$  ( $>10$ ). Эти элементы мигрируют из одной зоны в другую. С учетом ошибки вычисления можно предполагать, что они из рассматриваемого объема не выносились и в него не привносились. Другая группа элементов (кальций, натрий, фосфор, марганец, сера, углерод, водород) имеет очень низкие значения  $K_k$  ( $<10$ ) и высокие ( $>20$  %) –  $K_b$ . Одни из них выносятся (кальций, натрий, фосфор, марганец), привносятся сера, углерод и водород. Таким образом, расчеты баланса вещества показывают, что рудообразу-

ющие гидротермально-метасоматические процессы протекают без  
привноса

Таблица 5.3

**Баланс вещества (сотни тысяч тонн) при гидротермальных изменениях пород  
уральских колчеданных месторождений**

Элемент	$\Delta X_1$	$\Delta X_2$	$\Delta X_3$	$\Sigma \Delta X_{1-3}$	$\Delta X_4$	$\Sigma \Delta X(-)$	$\Sigma \Delta X(+)$	$\Sigma \Delta X$	$X$	$K_6$	$K_K$
1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Кабанские месторождения</i>											
Si	+ 137,6	- 3,4	- 664,1	- 529,9	- 265,9	- 667,5	+ 403,5	- 264,0	51486,6	0,5	60,4
Ti	- 5,1	- 6,9	+ 4,6	- 7,4	- 53,2	- 65,2	+ 4,6	60,6	692,4	8,7	7,1
Al	- 23,8	- 34,5	+ 87,6	+ 29,3	+ 372,2	- 58,3	+ 459,8	+ 401,5	13154,9	3,1	12,7
Fe	+ 54,4	+ 124,1	+ 512,0	+ 690,5	- 1010,5	-	+ 690,5	- 320,0	7427,2	4,3	68,3
Mn	- 5,1	- 3,5	+ 4,6	- 4,0	- 53,2	- 61,7	+ 4,6	- 57,1	188,8	30,2	33,1
Mg	- 69,7	+ 65,5	+ 613,4	+ 609,2	- 106,4	- 176,1	+ 679,9	+ 502,8	3210,0	15,7	26,0
Ca	- 71,4	- 151,7	- 202,9	- 426,0	- 1542,3	-	0	- 1968,3	3335,9	59,0	0
Na	- 146,1	- 289,6	- 341,3	- 777,0	0	- 777,0	0	- 777,0	5916,5	13,1	0
K	+ 110,4	+ 165,4	- 18,5	+ 257,3	- 212,7	- 231,2	+ 275,8	+ 44,6	692,4	6,4	83,8
P	- 3,4	- 3,5	- 4,6	- 11,5	0	- 11,5	0	- 11,5	125,9	9,1	0
C	- 5,1	0	- 4,6	- 9,7	+ 106,4	- 9,7	+ 106,4	+ 96,7	251,8	38,4	9,1
H	- 6,8	+ 10,3	+ 32,2	+ 35,8	+ 106,4	- 6,8	+ 149,0	+ 142,2	314,7	45,5	4,6
O	- 40,8	+ 503,3	+ 105,5	- 442,6	- 957,3	-	+ 101,5	+ 1399,9	83964,6	1,7	6,8
S	+ 227,7	+ 279,2	+ 295,2	+ 802,1	+ 106,4	0	908,5	908,5	251,8	360,8	0
Cu	- 0,1	+ 0,3	+ 0,4	+ 0,6	- 3,9	- 4,0	+ 0,7	- 3,3	11,6	28,5	17,5

Продолжение таблицы 5.3

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
Zn	- 0,2	+ 0,1	+ 0,4	+ 0,3	- 5,5	- 5,7	+ 0,5	- 5,2	8,3	62,7	8,8
Объем, 10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	169,9	344,7	461,2	975,8	5318,4	-	-	-	6294,2	-	-
<i>Талганское месторождение</i>											
Si	+ 0,5	- 124,9	- 8,1	- 132,5	+ 186,0	+ 133,0	+ 186,5	+ 53,5	9099,9	0,6	71,3
Ti	0,1	+ 0,7	- 0,1	+ 0,6	- 4,8	- 4,9	+ 0,7	- 4,2	156,7	2,7	16,7
Al	- 2,2	+ 21,5	- 1,0	- 18,3	- 37,2	- 40,4	+ 21,5	- 18,9	3444,1	0,6	53,2
Fe	+ 5,4	+ 26,9	+ 2,0	+ 34,3	- 442,8	- 442,8	+ 34,3	- 408,5	3079,0	13,3	7,7
Mn	- 0,1	0	0	- 0,1	0	- 0,1	0	- 0,1	21,3	0,5	0
Mg	- 0,5	+ 101,5	+ 6,3	+ 107,4	+ 159,6	- 0,5	+ 267,5	+ 267,5	1333,1	20,0	0,2
Ca	- 1,8	- 79,9	+ 1,3	- 80,4	- 877,0	- 958,7	+ 1,3	957,4	1514,4	63,2	0,1
Na	- 2,5	- 134,5	- 4,5	- 141,5	- 145,0	- 286,5	0	- 286,5	901,8	29,8	0
K	+ 1,0	+ 50,5	- 0,3	+ 51,2	- 82,8	- 83,1	+ 51,5	- 31,6	209,7	15,1	62,0
P	0	- 1,3	0	- 1,3	- 11,0	- 12,3	0	- 12,3	24,4	50,4	0
C	- 0,2	- 4,3	+ 2,1	- 2,4	+ 43,2	- 4,5	+ 45,3	+ 40,8	110,7	36,8	9,9
H	0	+ 15,5	+ 0,6	+ 16,1	+ 26,4	0	+ 42,5	42,5	240,3	17,7	0
O	- 1,0	- 0,8	+ 0,9	- 0,9	- 15,6	- 17,4	+ 0,9	- 16,5	18603,3	0,1	5,4
S	+ 6,7	+ 59,2	+ 1,3	+ 67,1	+ 243,6	0	+ 310,7	310,7	19,1	1626,7	0
Cu	0	0	0	0	- 2,1	- 2,1	0	- 2,1	3,0	70,0	0
Zn	0	+ 0,1	0	+ 0,1	- 0,4	- 0,4	+ 0,1	- 0,3	2,2	13,7	25,0
Объем, 10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	3,1	165,0	5,75	173,9	1200,0	-	-	-	1373,9	-	-

1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12
<i>Зюзельское месторождение</i>											
Si	- 25,5	+ 49,4	- 48,7	- 22,8	- 206,6	-278,8	+ 49,4	- 229,4	20550,0	1,1	17,7
Ti	0	+ 5,6	- 10,5	- 4,9	0	- 10,5	+ 5,6	- 4,9	468,0	10,5	53,3
Al	+ 2,8	+ 33,8	- 80,0	- 43,4	- 103,3	- 183,3	+ 36,6	- 146,7	7610,0	1,9	20,0
Fe	+ 26,4	- 95,9	- 63,0	- 131,9	- 1705,0	- 1863,9	+ 26,4	- 1837,5	7760,0	23,7	1,4
Mn	- 2,8	- 4,2	- 7,0	- 14,0	- 51,6	- 65,6	0	- 65,6	154,4	41,9	0
Mg	- 58,8	- 74,7	+ 261,0	+ 127,5	+ 77,5	- 133,5	+ 358,5	+ 205,0	3560,0	5,8	39,4
Ca	- 81,2	- 145,0	- 338,0	- 564,2	- 2580,0	- 3144,2	0	- 3144,2	5000,0	62,9	0
Na	- 36,4	- 97,4	- 181,0	- 314,8	- 77,5	- 392,3	0	- 392,3	2460,0	16,0	0
K	+ 58,8	+ 93,0	- 10,4	+ 141,4	- 77,5	- 87,9	+ 151,8	+ 63,9	156,3	40,8	57,9
P	0	0	0	0	0	0	0	0	62,4	0	0
C	- 3,4	- 5,6	- 13,9	- 22,9	+ 155,0	- 22,9	+ 155,0	+ 132,1	218,0	60,6	14,8
H	+ 2,2	+ 8,5	+ 38,3	+ 49,0	+ 181,0	0	+ 230,0	+ 230,0	374,0	61,5	0
O	- 68,9	- 16,9	+ 52,2	- 33,6	- 594,0	- 679,8	+ 52,2	- 627,6	42221,0	0	8,3
S	+ 186,5	+ 151,0	+ 7,0	+ 344,5	+ 414,0	0	+ 758,5	+ 758,5	624,0	1215,0	0
Cu	- 0,2	- 0,1	- 0,4	- 0,7	- 5,0	- 5,7	0	- 5,7	18,2	31,5	0
Zn	0	0	- 0,4	- 0,4	- 1,9	- 2,3	0	- 2,3	8,6	26,7	0
Объем 10 <sup>6</sup> м <sup>3</sup>	56,0	141,0	348,0	545,0	2582,5	-	-	-	1327,5	-	-

*Примечание.*  $\Delta X$  – количество вынесенных (–) или привнесенных (+) элементов (в сотнях тысяч тонн) в зонах: 1 – серицит-кварцевой, 2 – серицит-хлорит-кварцевой, 3 – хлорит-кварцевой, 4 – пропилитовой.

$X$  – количество элементов в исходной породе;  $K_6 = \sum \Delta X / X$  (в %);  $K_k$  – коэффициент компенсации, отношение наименьшего абсолютного значения суммарного выноса  $\sum \Delta X$  (–) или привноса  $\sum \Delta X$  (+) элемента к наибольшему (в %).

вещества из глубин, за исключением серы, углерода и водорода, хотя источник их спорный.

Рудные элементы (железо, медь, цинк) в значительных (сотни, десятки тысяч тонн) количествах выщелачиваются из зоны пропилитизации.

Часть их переотлагается в зонах серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов в виде прожилков и вкрапленности сульфидов, образуя положительные геохимические ореолы. Остаток же сопоставим с запасами этих элементов в рудах месторождения. Из приведенных данных по балансу рудного вещества можно предположить вывод о том, что источниками металлов колчеданных месторождений являются подстилающие их на глубине пропилитизированные вулканогенные породы. При серицит-хлорит-кварцевом метасоматизме выносятся лишь незначительная часть рудного вещества, как это предполагалось раньше [Прокин, Исмагилов, Захаров, 1968; Овчинников, Баранов, 1978].

#### **5.4. Общая схема миграции вещества**

В свете приведенных данных типичные особенности миграции отдельных элементов представляются в следующем виде. Кремний, титан, алюминий, фосфор, кислород при рудообразующих гидротермально-метасоматических процессах перемещаются в относительно небольших количествах или же во многих зонах инертны. Железо во всех случаях выщелачивается из зоны пропилитизации, частично (обычно < 10 %) переотлагается в серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах, а остаток, сопоставимый с запасами железа в рудах, выносятся гидротермами из ореола изменений. Марганец, кальций, натрий выносятся из всех метасоматических зон, а наиболее интенсивно – из серицит-кварцевой зоны. Привнос магния в хлорит-кварцевую зону полностью компенсируется его выносом из серицит-кварцевой зоны. Вынос калия из зоны пропили-

тизации компенсируется переотложением в серицит-кварцевой и серицит-хлорит-кварцевой зонах. Углерод выносится из серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов, но значительное количество его привносится в зону пропилитизации. Сера и водород привносятся во все зоны изменений, причем сера по сравнению с другими элементами в наибольших количествах (десятки – сотни миллионов тонн) привносится в рудообразующую систему. Медь и цинк выщелачиваются из зоны пропилитизации в количествах, измеряемых сотнями и десятками тысяч тонн, частично (20 – 25 %) переотлагаются в серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах, а остаток, сопоставимый с запасами руд на месторождениях, выносится из ореола изменений.

Анализ полученного материала позволяет выделить в бассейне миграции вещества четыре области (рис. 5.1).

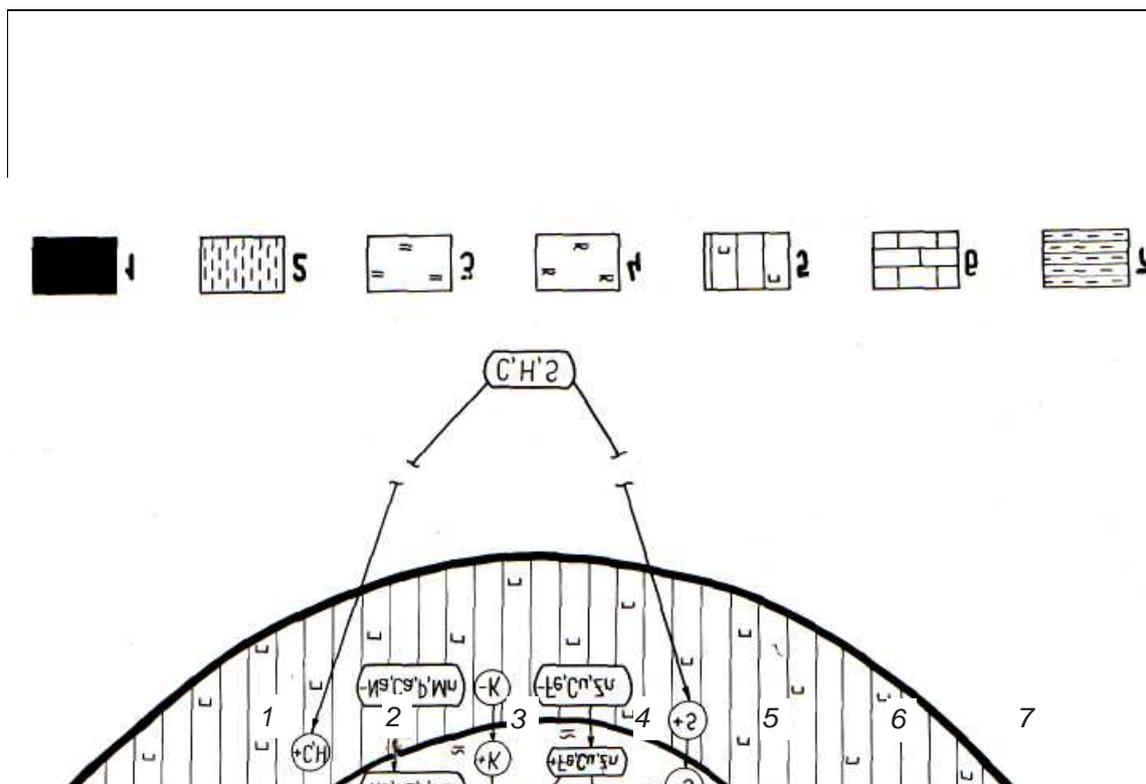


Рис. 5.1. Обобщенная схема миграции вещества при формировании уральских колчеданных месторождений:

1 – медно-цинковый колчедан; 2 – хлоритолиты и кварц-хлоритовые породы; 3 – серицит-кварцевые метасоматиты; 4 – серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; 5 – пропилитизированные вулканиты; 6 – известняки; 7 – терригенно-осадочные отложения.

Римскими цифрами обозначены области миграции (см. текст)

I. Область выщелачивания породообразующих и рудных элементов, которой соответствует зона пропилитизации. Для этой области характерен, хотя и в незначительных количествах на единицу объема, вынос большинства породообразующих, а также рудных элементов, причем последних в количествах, сопоставимых с их запасами в рудах месторождений. Сравнение минерального состава пропилитизированных и неизмененных метасоматическими процессами зеленокаменных вулканогенных пород показывает, что частичный вынос кальция, железа, алюминия, марганца, калия, титана, вероятнее всего, происходит в связи с разрушением эпидота, актинолита, гематита – минералов, имеющих, с одной стороны, повышенное содержание этих элементов и, с другой – широко распространенных в зеленокаменных породах, но отсутствующих или находящихся в виде реликтов в пропилитизированных породах. Кроме того, при анализе монофракций эпидота, актинолита, гематита (табл. 5.4) установлено, что содержание рудных элементов (железо, медь,

Таблица 5.4

**Содержание рудных элементов в породообразующих минералах зеленокаменных вулканогенных пород Узельгинского рудного поля, мас. %**

Минерал	Число анализов	FeO <sub>2</sub> +FeO	Cu, n·10 <sup>-3</sup>	Zn, n·10 <sup>-3</sup>
Гематит	8	до 100	$\frac{36,7^*}{20 - 70}$	$\frac{11,7}{10 - 15}$
Эпидот	14	$\frac{13,8}{11,5 - 15,0}$	$\frac{32,5}{3 - 100}$	$\frac{12,5}{3 - 50}$
Актинолит	2	$\frac{8,5}{3,2 - 13,8}$	$\frac{60}{20 - 100}$	$\frac{12,5}{10 - 15}$
Хлорит	14	$\frac{19,0}{14,2 - 25,4}$	$\frac{1,2}{1 - 3}$	$\frac{7,0}{0 - 20}$
Зеленокаменная порода	570	11,4	8,2	5,6

\* Числитель – содержание элементов, знаменатель – пределы колебаний.

цинк) именно в этих минералах в 2 – 7 раз выше, чем фоновое содержание этих элементов в породе. Разрушение этих минералов приводит к высвобождению и вовлечению затем в рудообразующий процесс значительного количества металлов.

Однако некоторые элементы (кремний, магний, сера, углерод и водород) имеют в зоне пропилитизации повышенное по сравнению с неизменными породами содержание. Водород и магний, вероятнее всего, заимствуются из морской воды, захороненной при накоплении вулканического материала и участвующей в последующем в гидротермально-метасоматических преобразованиях. Источники серы и углерода неясны, ими могут быть: а) глубинные флюиды, б) вулканогенные породы в связи с их дегазацией, в) сульфаты и органика, содержащаяся в морской воде.

II. *Область выщелачивания и частичного отложения породообразующих и рудных элементов, которой соответствуют серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты.* В этой области продолжается вынос из вулканогенных пород кальция, фосфора, марганца и почти нацело натрия. Однако при этом ряд элементов, выщелоченных из нижележащей зоны пропилитизации (калий, алюминий), осаждаются, образуя серицит, а заимствование водорода из морской воды приводит к образованию, кроме того, гидрослюд. Выносимые из пропилитовой зоны железо, а также медь, цинк, частично связываясь с привнесенной серой, образуют сульфидную вкрапленность и прожилки, создавая положительные геохимические ореолы в серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах.

Две отмеченные области соответствуют в целом ореолу гидротермально-метасоматических изменений подстилающих колчеданные залежи вулканогенных пород. Из ореола выносятся: натрий, кальций, фосфор, марганец, в относительно небольших количествах – алюминий,

магний, кремний, а также рудные элементы: железо, медь, цинк. Особенности их миграции различны.

III. *Область осаднения рудных элементов и магния (частично алюминия, кремния) – колчеданные залежи и зона подрудных хлорит-кварцевых пород.* Часть элементов, выносимых из ореола метасоматических изменений минерализованными гидротермами, осаждается на дне палеобассейнов на местах их выхода. Выносимые в основном из серицит-кварцевой зоны магний, а также частично алюминий, кремний ведут к образованию небольших по размеру (обычно десятки-сотни метров по латерали и мощностью в метры – первые десятки метров) чашеобразной формы залежей хлоритолитов – пород, состоящих практически из одного хлорита. На гидротермально-осадочный генезис этих образований указывают: а) однородный чисто «хлоритовый» состав; б) пространственная связь с ореолами изменений; в) конформное с напластованием залегание и чаше-, пластообразная форма; г) наличие в подошве подводящих хлоритовых прожилков.

Количество рудных элементов, выносимых из ореолов измененных пород в масштабах, сопоставимых с запасами руд на месторождениях, позволяет предполагать, что рудное вещество осаждается в местах выхода гидротерм на дне палеобассейна, в результате чего формируются скопления колчеданных руд. Образование наблюдаемых на флангах рудных залежей однородных ярко-красных железисто-кремнистых пород, вероятно, также обусловлено эксгальационными процессами в связи с осаждением выносимых из пород кремния и железа.

Выяснение места хлоритолитов и железисто-кремнистых пород в эволюции рудообразующего процесса требует дальнейших уточнений.

IV. *Область рассеивания в водном палеобассейне.* Некоторые элементы (натрий, фосфор, марганец, кальций) выносятся из всех зон орео-

ла изменений, однако не образуют в местах выхода гидротерм минеральных концентраций. Можно предполагать, что при выходе минерализованных гидротерм на дно водоемов они рассеиваются в водной среде. Кальций, вероятно, в дальнейшем идет на образование известняков, которые нередко завершают колчеданоносные разрезы. Фосфор и марганец дают повышенные содержания в осадках, последний особенно в гематит-кремнистых породах перекрывающих осадочных толщ. Натрий, по-видимому, растворяется в воде и рассеивается, повышая ее соленость.

## 6. СПОСОБЫ КОЛЧЕДАННОГО РУДООТЛОЖЕНИЯ

### 6.1. Проблемы и методика изучения

Возможны три основных способа отложения рудного вещества из газогидротерм в подводных условиях.

1. Из металлоносных рассолов, образованных на дне водных бассейнов восходящими гидротермами.

Необходимым условием для образования рудных осадков является скопление рассолов во впадинах морского дна и возникновение относительно замкнутых систем. Возможна миграция линз донных рассолов, перемещение их в ближайшие понижения дна с образованием прокси-мальных залежей.

Рудоотложение происходит в периоды затухания активной вулканической деятельности, в спокойных гидродинамических и сейсмотектонических режимах.

Причины выпадения рудного вещества большинство исследователей (Дж. Бишофф, Т. Сато, С. Н. Иванов, Н. С. Скрипченко, А. Г. Твалчредидзе) видят в наличии перепада давлений на границе дно бассейна – морские воды, а также в наличии окислительно-восстановительного градиента между рассолом (зоной рудоотложения) и морской водой.

Современные рудообразующие системы с таким способом рудоотложения были обнаружены еще в конце XIX столетия в Красном море, известны во впадине Санторин (Эгейское море), отдельных участках Га-лапагосского рифта.

2. Кристаллизация с образованием трубообразных тел твердых руд в местах выхода на дно гидротермальных струй. Такие трубы высотой до 5 м, полые внутри, получили названия «белых» (вынос взвесей-дымов кремнезема, барита, ангидрита) или «черных курильщиков» (взвеси сульфидов). «Курильщики» неустойчивы, их частичное или полное раз-

рушение приводит к образованию холмообразных скоплений («сульфидных холмов») диаметром обычно до 35 м в основании и высотой до 15 м. Холмы могут быть одиночными или сросшимися.

Современные рудообразующие системы такого типа были открыты в 1978 г. в результате глубоководных исследований (США, Франция) в районе Галапагосского рифта. В настоящее время они известны более чем в 100 участках океанического дна, в том числе не только в рифтовых зонах, но и в окраинных морях, задуговых и междуговых бассейнах.

Характерным является обилие фауны в участках разгрузки на дне горячих (максимальная температура достигает 350 °С) гидротерм. Впервые здесь обнаружены червеобразные организмы длиной до 1,5 м и диаметром до 5 см, получившие название «вестиментиферы». Обильные заросли этих организмов розового цвета образно названы «розовым садом».

3. Придонное рудоотложение в нелитифицированных породах. Способ отложения переходный к гидротермально-метасоматическому, руды такого генезиса получили название «придонные импрегнационно-метасоматические». Наряду с осадочным процессом в пустотах между глыбами происходит метасоматическое замещение тонких фракций цемента, сорбция рудного вещества отдельными разностями пород, органическими остатками и пр.

Основу генетического подхода к расчленению руд составляет положение о том, что природный процесс вызывает формирование рудных образований определенного генезиса. Особенности этого процесса обуславливают появление в рудах характерных черт, которые являются генетическими диагностическими признаками. Выявление комплекса генетических признаков позволяет определить генетический тип руд. Термин «генетический тип», под которым понимается совокупность от-

ложений, образовавшихся в результате определенных геологических агентов [Геологический словарь, 1978], введен в 1988 году А. П. Павловым. Генетические типы руд установлены по комплексу диагностических признаков, которые, согласно Л. Н. Ботвинкиной [1974], подразделяют на «внутренние» и «внешние».

Наиболее информативными «внешними» признаками диагностики генетических типов являются морфология, характер контактов и условия залегания отдельных слоев и рудных тел в целом. «Внутренние» признаки характеризуют внутреннее строение той или иной генетической разновидности руд. Это прежде всего минералого-геохимические и текстурно-структурные особенности руд, причем текстура – важнейший диагностический признак генезиса, а их распределение отражает особенности рудоотложения. Типизация текстур дана в табл. 6.1.

Изучение текстур проводилось в два этапа – полевой и камеральный.

Полевые исследования заключались в послойной документации керна рудных интервалов разведочных скважин и стенок горных выработок. Тектурные особенности руд в керне и их выходах в стенках горных выработках проявлены неотчетливо. Поэтому документация сопровождалась массовым отбором штуфов и сколов для изготовления шлифов.

В камеральный период проводилась распиловка штуфов и их полировка. Штуфы с ориентированным расположением минеральных агрегатов распиливались, как правило, по двум плоскостям: вкрест и вдоль ориентировки. Тектурный рисунок в полированных образцах проявляется отчетливо. Текстуры детально описывались, фотографировались, классифицировались. Составлялся атлас, что являлось, наряду с другими признаками, основой для выделения генетических типов.

**Морфологическая типизация текстур руд уральских колчеданных месторождений  
(с учетом данных С. А. Вахромеева, Г. Н. Пшеничного, Т. Н. Шадлун и др.)**

Морфологические группы		Морфологические виды	
		сплошные	вкрапленные
Однородные (равномерные)		Массивная Порошковатая (землистая) Пористая	Равномерно (рассредоточенно) вкрапленная
Неоднородные (неравномерные)	Округлые	Комковая Колломорфные Глобулярная* Сферолитовая*	Гнездово-вкрапленная
	Удлиненные	Полосчатые (прямолинейно, колломорфно-, линзовидно-, тонко-, грубо-, неясно), слоистые, сланцеватые	Ориентированно-вкрапленные (послойно-, сланцевато-, полосчато-), прожилковая, жильная, прожилковидная
		Перебойные (линзовидно-полосчатые, ритмично-полосчатые и др.)	
	Неправильные	Брекчиевая, брекчиевидная, обломочно-цементная, органическая	Прожилково-вкрапленные, неравномерно-вкрапленные (пятнисто-, цементационно-)
Брекчиевидно-вкрапленная			

*Примечания.* 1) звездочкой обозначены микротекстуры; 2) во многих случаях руды имеют сложную текстуру, обусловленную сочетанием отмеченных типов.

В связи с установленной В. И. Смирновым [1968] полигенностью способов колчеданного рудоотложения, выделение различных генетических типов руд и тех конкретных признаков, по которым их можно различать и документировать, представляется хотя и сложной, но весьма актуальной задачей. В. И. Смирновым выделены три генетических класса колчеданного оруденения: 1) гидротермально-осадочный; 2) гидротермально-метасоматический и 3) комбинированный. Совокупности диагностических признаков, учитывающие, с одной стороны, особенности внутреннего строения руд, прежде всего их текстурные особенности, и с другой – их геологическую позицию, позволили детализировать способы

## Генетические типы руд уральских колчеданных месторождений

Генетические			Типичная текстура	Характерная обстановка формирования	Распространение промышл. значение
группа	класс	тип			
1	2	3	4	5	6
Первичные	Гидротермально-осадочный	Массивные	Однородная	На дне водоемов при спокойной стабильной гидродинамической и вулканической обстановке	<u>Преобладают</u> Главное
		Комковатые	Комковатая, комковато-полосчатая		
		Обломочно-цементные	Брекчиевая, брекчиевидная, обломочно-цементная	То же, но при незначительном поступлении обломочного материала	<u>Преобладают</u> Главное
		Сорбционные	Пятнистая, органогенная	То же, но при избирательном замещении обломков или же органических остатков	<u>Незначительное</u> Незначительное
		Диagenетические	Послойно-вкрапленная	Диagenез осадков, образованных в застойной обстановке	<u>Незначительное</u> Не имеют
		Штокверковые: а) подрудные б) безрудные	Прожилково-вкрапленная, жильная	Трассируют пути движения рудоносных растворов в подрудных породах; При обильном поступлении вулканического материала, подавляющего выход рудоносных растворов на дно водоемов	<u>Незначительное</u> Незначительное

1	2	3	4	5	6
	Гидротермально-метасоматический	Импрегнационно-метасоматические (придонного замещения)	Пятнистая, полосчатая	Замещение донным металлоносным рассолом привнесенного в него вулканогенно-осадочного материала	<u>Незначительное</u> Незначительное
		Автометаморфические	Вкрапленная, гнездово-вкрапленная	При автометаморфизме диабазов, реже даек и куполов кислого состава	<u>Незначительное</u> Не имеют
Преобразованные и комбинированные	Терригенно-осадочный	Турбидиты	Слоистая, слоеватая	Отложения турбидных потоков	<u>Незначительное</u> Незначительное
		Флюксотурбидиты	Слоистая	Отложения подводных потоков малой плотности	
		Подводный коллювий	Брекчиевидная, брекчиевая	Подводные оползни и обвалы литифицированных и нелитифицированных руд	
	Комбинированный	Выщелоченные	Пористая	При наложении бессернистых растворов и инфильтрационных вод на сформированные залежи	<u>Незначительное</u> Незначительное
		Сочетания разных типов	Сочетание различных текстур	Наложение металлоносных растворов на ранее сформированные руды	<u>Незначительное</u> Незначительное

колчеданного рудоотложения. Предлагаемая автором классификация способов рудоотложения на уральских колчеданных месторождениях приведена в табл. 6.2.

К настоящему времени стало очевидным, что основная масса руд уральских колчеданных месторождений относится к гидротермально-осадочному классу. Однако способы рудоотложения рассматриваются по-разному. В. В. Масленников и В. В. Зайков с учениками активно развивают концепцию рудоотложения по типу «черных курильщиков». Полученные нами данные наиболее удовлетворительно могут быть объяснены, на наш взгляд, хемогенно-осадочным способом рудоотложения из донных металлоносных рассолов.

## **6.2. Генетические типы колчеданных руд**

### *Гидротермально-осадочный класс*

Гидротермально-осадочные руды образуются при осаждении рудного вещества из газогидротермальных растворов, выходящих на дно водных бассейнов. В неметаморфизированных залежах это обычно однородные скрытокристаллические массивные руды преимущественно пиритового состава с мелкими ксеноморфными выделениями и тонкими невыдержанными диагенетическими прожилками халькопирита. Характерно присутствие криптозернистого кремнистого материала обычно в незначительных количествах в однородных и повышенных – в комковатых разностях. Обломки пород, если они имеются, сохраняют в рудах свою форму и контролируются сульфидами лишь по периферии и трещинам.

Гидротермально-осадочное рудоотложение эволюционирует во времени и очень чувствительно к изменению вулканической, сейсмоструктурной и гидродинамической обстановок, в связи с чем выделены следующие разновидности руд этого генезиса: массивные однородные, комковатые, обломочно-цементные и сорбционные.

Массивные однородные руды формируются в спокойной вулканической, сейсмоструктурной и гидродинамической обстановке. Они преобладают среди других разновидностей, тяготея в целом к нижним частям колчеданных залежей. Здесь они преимущественно пиритового состава, вверх по разрезу в них увеличивается доля халькопирита и сфалерита в виде ксеноморфных полосовидных выделений. Массивная однородная текстура характеризуется однородным строением руды, состоящей из агрегатов тесно соприкасающихся зерен пирита, между которыми располагаются точечные выделения халькопирита и сфалерита. Нередко халькопирит и сфалерит выполняют нитевидные невыдержанные диагенетические прожилки. В массивных рудах присутствует примесь тонкораспыленного кремнистого вещества обычно в незначительных количествах. Однородное строение, отсутствие признаков замещения позволяют предполагать гидротермально (хемогенно)-осадочное их происхождение. «...В результате такого сложного процесса отложения минерального вещества, каким является метасоматоз, трудно ожидать образования однородных текстур...» [Шахов, 1961, с. 16]. К аналогичному заключению относительно мощных залежей массивных сульфидных руд приходят и ряд других исследователей, в том числе и зарубежных.

Однако во многих случаях массивные однородные руды вверх по восстановлению сменяются комковатыми разновидностями. Комковатая текстура характеризуется присутствием округлых обособлений сульфидов (комков, стя-

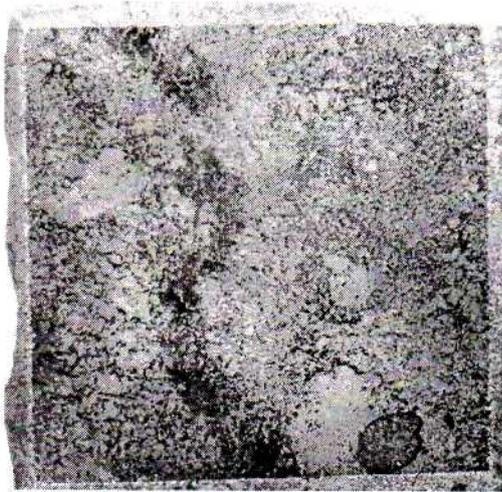


Рис. 6.1. Халькопирит-пиритовая сплошная руда комковатой текстуры:

Округлые обособления тонкозернистого пирита имеют различные размеры (от мм до 1,5 см) и цементируют криптозернистым кварцем.

Генетический тип: гидротермально-осадочные комковатые руды.

Октябрьское месторождение, скв. 2485, гл. 91,7 м. Нат. вел.



Рис. 6.2. Пиритовая сплошная руда комковато-полосчатой текстуры.

Округлые с расплывчатыми границами различных размеров (до 2,5 см) обособления (комки) тонкозернистого пирита имеют однородное и нечетко выраженное слоево-концентрическое строение (обособление в нижнем правом углу). В них присутствуют точечные выделения и тонкие диагностические прожилки халькопирита, не выходящие за пределы обособлений.

Полосчатость обусловлена неравномерным распределением пылевидного нерудного материала и ориентированным расположением фьямме. В полосах, содержащих крупные обособления пирита (в нижней и средней частях образца), нерудный материал присутствует в меньших количествах. Под крупным обособлением в центре заметен прогиб слоя.

Вероятно, в образце представлены два ритма, основание каждого из которых представлено полосой существенно пиритового состава с крупными обособлениями, а верхняя часть содержит мелкие комки и повышенное содержание нерудного материала.

Генетический тип: гидротермально-осадочные комковатые руды. Учалинское месторождение.

Скв. 2026, гл. 46,0. Нат. вел.

стяжений) различных размеров (от долей миллиметра до 20 – 25 см), имеющих заметные, но расплывчатые границы (рис. 6.1, 6.2).

Они имеют однородное, колломорфное или же слоево-концентрическое строение. Последнее нередко проявляется отчетливо лишь в

краевой части комков. Характерно повышенное содержание в рудах криптозернистого кремнистого материала, присутствующего в виде порового или базального цемента сульфидных обособлений. Комковатые сплошные руды с базальным кремнистым цементом особенно широко распространены на Октябрьском месторождении. На Учалинском месторождении комковатые руды чередуются нередко с полосчатыми массивных руд и имеют с ними постепенные переходы. Образуются комковатые руды, вероятно, при расслоении рудного геля на стадии его синерезиса. Верхние части гелевидных масс, в связи с несколько ранее осадившимся пиритом и в силу гравитационного фракционирования, обогащаются кремнеземом. Его избыток, с одной стороны, и относительный недостаток сульфида железа – с другой, ведут к образованию не сплошных пиритовых масс, а комков и полосовидных обособлений. В цементе, кроме кремнезема, существует повышенное содержание сфалерита, что, вероятно, также связано с его накоплением в остаточном геле.

В вышеуказанных типах руд часты глобулярные и сферолитовые микротекстуры.

Глобулярные и сферолитовые микрообособления повсеместно встречаются в рудах, образуя шаровидные и эллипсовидные формы, размером обычно в сотые и тысячные доли миллиметра. Они достаточно полно описаны в работах Н. С. Скрипченко [1972], П. Я. Яроша, Ф. П. Буслаева [1985]. Микрообособления представлены: а) фрамбоидами пирита («оруденелыми бактериями»); б) глобулями, имеющими концентрически-зональное строение (каемки пирита вокруг округлых выделений нерудного минерала или наоборот), а также чередование зон пиритового состава и нерудных минералов, причем внешние зоны нередко имеют радиально-лучистое строение; в) сферолитами с радиально-лучистыми выделениями пирита вокруг нерудного ядрышка (рис. 6.3); г) оолитовыми выделениями (по Н. С. Скрипченко), имеющими, как правило, более крупные раз-

меры (до 2 мм) и эллипсоидную форму; они состоят из халькопиритового или халькопирит-пиритового ядра и радиально-лучистых выделений пирита, пространство между которыми выполнено халькопиритом (рис. 6.4). Отмеченные микрообособления представляют собой, вероятно, результат раскристаллизации сульфидного геля, частично, возможно, имеют биогенное происхождение. Вероятно, С. П. Масленникова и В. В. Масленников [2007] рассматривают аналогичные выделения как поперечные срезы трубок «черных курильщиков».



Рис. 6.3. Глобулярные и сферолитовые выделения пирита.  
Талганское месторождение, скв. 2596, гл. 276 м. Полир. шлиф, увел. 20<sup>х</sup>



Рис. 6.4. Халькопирит-пиритовые оолитовые обособления.  
Талганское месторождение, скв. 2771, гл. 171 м. Полир. шлиф, увел. 50<sup>х</sup>

Спорадическое поступление обломочного материала, в том числе ранее сформированных руд, в участки гидротермально-осадочного рудоотложения существенно искажало облик руд и обусловило появление в них брекчиевых и брекчиевидных текстур.

На уральских колчеданных месторождениях, прежде всего Сибайском, Учалинском, им. XIX партсъезда, наиболее широко распространена разновидность, в которой обломки пиритового состава цементируются пирит-сфалеритовым агрегатом (рис. 6.5). Такие руды известны и на колчеданных месторождениях других регионов.

Рис. 6.5. Халькопирит-сфалерит-пиритовая руда брекчиевидно-цементной текстуры.

Обломки различных размеров (до 2,5 см) округлой, неправильной формы с отчетливыми границами. Обломки сложены тонкозернистым пиритом с точечными выделениями и тонкими прожилками халькопирита, не выходящими за пределы обломков. Вокруг отдельных обломков развиты тонкие пирит-сфалеритовые каемки (в нижнем левом углу). Цемент базальный, существенно сфалеритовый с примесью нерудного материала.

Генезис комбинированный: разрушение пиритовых с халькопиритом руд, незначительное их перемещение (осыпание) и цементация остаточным сфалеритовым гелевидным материалом.

Скв. 2185, гл. 39,0 м.

Учалинское месторождение. Нат. вел.



Состав рудных минералов в обломках и цементе других разновидностей может быть различным, но характерным является все же преобладание сфалерита в цементе. В цементе нередко отмечается повышенное также содержание криптозернистого нерудного материала. Цемент преимущественно базальный, размер обломков варьирует в широких пределах, вплоть до глыбовых. Обломки иногда имеют тонкую каемку обрастания сфалеритом или покрыты кораллитами или сферолитовыми корками того же состава. Они обычно двух типов, встречающихся отдельно, реже совместно: с резкими границами, срезающими внутреннюю текстурный рису-

нок (литокластические), и комковатые, нередко с внешней слоеватоконцентрической зоной («пластичные», образованные за счет нелигифицированных руд). Обломки первого типа остроугольные, неправильной формы, второго – округлые. Диагенетические трещины в обломках, выполненные обычно халькопиритом, не выходят за их пределы. Краевые части обломков иногда разъедаются сфалеритовым цементом. Данный тип брекчиевых и брекчиевидных руд образовался при местном разрушении в разной степени лигифицированных преимущественно халькопиритпиритовых руд с последующей цементацией обломков остаточным гелем, в составе которого преобладал сфалерит. Вероятно, точнее называть такие руды брекчиевидно-цементными, или обломочно-цементными.

Брекчиевые руды, образованные вследствие усыхания кристаллизующихся гелевых масс (без перемещения), отличаются однородностью состава обломков, полигональной формой за счет разноориентированной сети контракционных трещин, выполненных минералами, входящими в состав первоначально отложенных тонкодисперсных руд.

Тектонические брекчиевидные текстуры отчетливо различаются линейно ориентированным расположением трещин, остроугольной формой обломков, разной степенью их раскалывания и перемещения, присутствием в трещинах жильных (кварца, карбоната, гипса, ангидрита, барита) и рудных минералов, отличающихся по составу от базисных (преимущественно халькопирит, сфалерит, блеклые руды (рис. 6.6)). В однородных и комковатых рудах Учалинского, Сибайского месторождений часто примесь вулканического стекла в виде линзочек (фьямме) или же «рогулек». Обломки стекла сохраняют свою специфическую форму, а их послойное распределение придает рудам полосчатую, линзовидно-полосчатую текстуру.

Кроме того, массовое поступление грубообломочных брекчий (типа подводного коллювия) в участок гидротермально-осадочного рудоотложения приводит к тому, что рудный материал выполняет промежутки

между обломками, как бы цементируя их. В таких случаях, вероятно, в зависимости от консистенции геля, происходит лишь частичное замещение обломочков в цементе, корродирование по периферии крупных обломков или же отсутствие агрессивных взаимоотношений. В том и другом случае прожилки отсутствуют (рис. 6.7, 6.8).

Рис. 6.6. Катаклазированная пиритовая руда  
брекчиевидной текстуры.

Обломки одного состава, остроугольной формы, в наиболее раздробленных участках мелкие, растащенные относительно друг друга. В трещинах присутствуют жильные минералы (кварц, карбонаты). Тектоническое дробление однородных руд. Учалинское месторождение. Скв. 2003, гл. 37,5 м. Нат. вел.



К сорбционным рудам, с учетом данных В. В. Масленникова [1999], отнесены разности с обилием органических остатков. Нахождение их в рудах в состоянии *in situ* позволяет предполагать, что рудное вещество они сорбировали еще в захороненном состоянии. Особенно обильны сорбционные руды на Сибайском месторождении. Органогенная текстура представлена псевдоморфозами сульфидов по фауне строматопорат, кораллов, пелеципод, колониями водорослей, ругоз, криноидей. В рудных телах они образуют, по данным В. В. Масленникова [1999], линзовидные и пластообразные биостромы мощностью 1 – 5 м, протяженностью по простиранию 5 – 10 м, и биогермы – компактные шарообразные и линзовидные тела. Среди осадочных пород нередко встречаются строматолитовые и коралловые калиптры высотой 3 – 5 см, реже до 60 см (рис. 6.9).

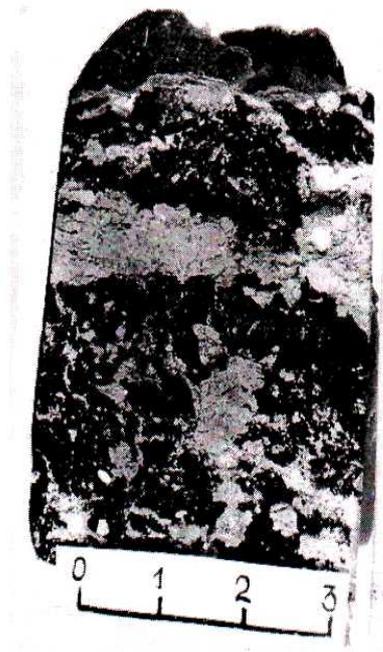


Рис. 6.7. Цементация обломков  
колювиальной брекчии  
сульфидами.  
Учалинское месторождение,  
скв. 2616, гл. 339,3 м. Нат. вел.



Рис. 6.8. Комки сульфидов  
и вкрапленность в цементе  
вулканокластических пород.  
Чебачье месторождение, скв. 3065,  
гл. 700 м. Нат. вел.

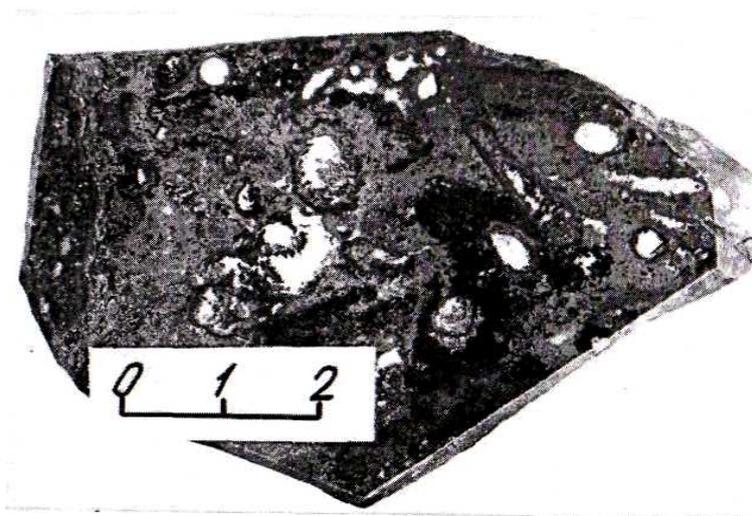


Рис. 6.9. Калиптра, образованная «вестиментиферами» (фото В. В. Масленникова).  
Замещена сфалеритом (черное), пиритом (серое) и кварц-карбонатным (белое) агрегатом

В перекрывающих колчеданоносные разрезы неизменных осадочных породах нередко встречается послойная вкрапленность разной плотности пирита, которая тождественна осадочно-диагенетической сульфидной минерализации, часто встречающейся в осадках с застойной обстановкой формирования. Такие же породы встречаются и в разрезах рудовмещающих толщ (рис. 6.10).

Рис. 6.10. Послойная диагенетическая вкрапленность пирита в кремнистом алевролите.

Месторождение им. XIX партсъезда, карьер



#### *Гидротермально-метасоматический класс*

Гидротермально-метасоматические руды, обычно прожилково-вкрапленные, гнездово-вкрапленные с различным содержанием сульфидов (от долей процента до десятков), редко массивные, характеризуются, прежде всего: а) яснокристаллической структурой и полиминеральным составом; б) вертикальной «струйчатостью» в распределении рудных минералов; в) присутствием жильных минералов (кварца, карбоната, серицита и др.); г) наличием незамещенных пород, претерпевших гидротермальные преобразования одинаковой интенсивности; д) разнообразной формой и постепенными границами незамещенных пород.

В зависимости от особенностей геологической обстановки формирования, среди них выделяют: а) штокверковые подрудные и безрудные; б) импрегнационно-метасоматические; в) автометаморфические.

Штокверковая подрудная сульфидная минерализация трассирует пути движения рудоносных растворов в подрудных частях месторождений. Интенсивность ее по мере приближения к подошве колчеданных залежей увеличивается и тесно связана с гидротермальной проработкой пород. Наиболее широко развита минерализация этого типа в серицит-кварцевых породах, образуя нередко, в частности на Учалинском месторождении, кварцитовидные породы с содержанием сульфидов до 70 – 90 %.

Штокверковая сульфидная минерализация, не сопровождающаяся вверх по восстанию массивными залежами (безрудная), распространена в участках с незавершенным характером гидротермальных изменений. Рудопроявления этого типа повсеместны в пределах рудных полей и на их флангах. Образуется этот тип при обильном поступлении вулканокластического материала, подавляющего процесс поступления на дно палеодепрессий минерализованных растворов. Другими словами, обусловлен отсутствием периода затухания вулканической деятельности при активно действующей рудообразующей системе.

Близки к этому типу по условиям образования придонные импрегнационно-метасоматические руды, образующиеся при замещении («растворении») донным минерализованным рассолом привнесенного в него вулканогенно-осадочного материала. Особо благоприятны для замещения слои мелкообломочных гиалокластитов и игнимбритоподобных пород (рис. 6.11). При этом как обломки, так и цемент как бы пропитываются сульфидами, но прожилки, как правило, отсутствуют. По обстановке образования импрегнационно-метасоматические руды, кроме того, близки

к цементным гидротермально-осадочным и образуют с ними непрерывный ряд.

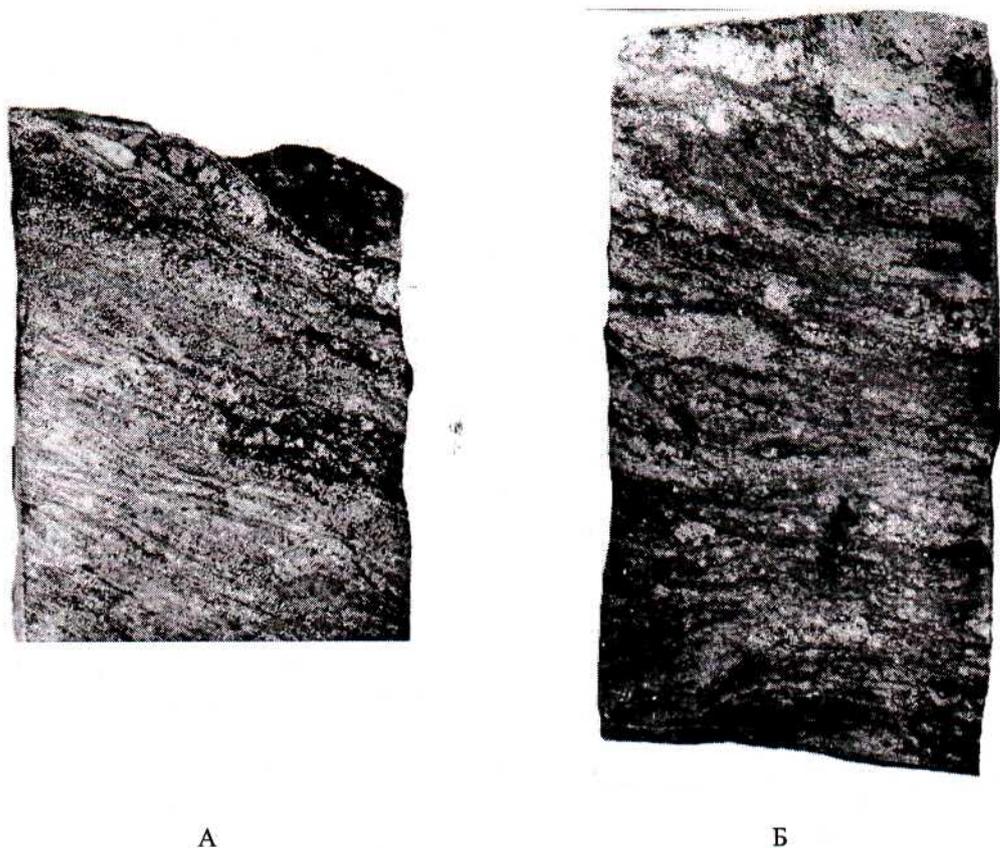


Рис. 6.11. Игнимбритоподобная порода, пропитанная сульфидами.  
Сфалерит избирательно развивается по фьямме, текстура линзовидно-полосчатая:  
А – Учалинское месторождение, скв. 2213, гл. 118 м; Б – то же, скв. 2123, гл. 6,5 м. Нат. вел.

Автометаморфическая сульфидная минерализация в виде редкой вкрапленности, гнезд, реже невыдержанных прожилков встречается преимущественно в долеритах и однородных лавах базальтов. В Бурибайском рудном поле участками по керну скважин обнаруживаются промышленные содержания меди. И. Б. Серавкиным [1986] описана автометасоматическая сульфидная минерализация в кровле экструзивных куполов кислого состава.

### *Терригенно-осадочный класс*

Комбинированные и преобразованные руды формируются при переотложениях и преобразованиях первичных, преимущественно гидротермально-осадочных руд.

Терригенно-осадочные руды образуются при обрушениях, оползнях и размыве водными потоками ранее сформированных руд. Они представлены слоистыми, слоеватыми и брекчированными разностями обычно со значительной долей нерудного обломочного материала, реже без него. Агрегаты и отдельные зерна рудного и нерудного материала находятся в виде обломков с четкими ограничениями. Состав их полимиктовый и, как правило, представлен неизменными породами и рудами. Размеры лито- и рудокластов соответствуют друг другу, текстурный рисунок обломков срезается их ограничениями. Отчетливо различают признаки перемещения обломков (сортированность, слоистость, окатанность). В рудах этого класса отсутствуют прожилки и сульфидная минерализация в цементе. Наиболее широко распространены три генетических типа терригенно-осадочных руд: а) турбидиты; б) флюксотурбидиты; в) подводный коллювий.

Рудные турбидиты представлены ритмитами гравелит-песчанисто-алевролитовой размерности с характерной градационной слоистостью. В ритмах наблюдается постепенное изменение грубозернистого кластического осадка до тонкого и резкая граница между последним и новой порцией грубозернистого осадка следующего ритма. В нижних частях осадок несортированный или слоеватый. Слоистость проявляется в верхней тонкозернистой части. Кроме горизонтальной встречается косоволнистая однонаправленная. Нижний контакт ритмов обычно резкий, иногда с карма-

нами и знаками нагрузки. Мощность турбидитовых ритмов обычно небольшая: от первых сантиметров до первых десятков сантиметров.

Флюксотурбидиты, отложения подводных потоков малой плотности, представлены рудными песчаниками с косой и косоволнистой непараллельной, сильно срезанной, вогнутой слоистостью. Градационная сортировка отсутствует или проявляется слабо. Мощность групп серий слоев составляют сантиметры, границы между ними четкие, ровные. Некоторые слои имеют сложный рисунок, напоминающий текстуру оползания пластичного слоистого осадка (рис. 6.12, 6.13).

Рис. 6.12. Халькопирит-сфалерит-пиритовая руда.

Самая верхняя часть образца сложена массивной однородной халькопирит-пиритовой рудой (А); ниже расположен слой мощностью около 1,5 см со сложным рисунком, напоминающим текстуру оползания пластичного слоистого осадка (Б).

Нижняя часть образца – рудный песчаник с плохой сортированностью материала и примесью неокатанных или со слегка округлыми углами обломочков (В).

В нем выделяют три группы серий. Слоистость в них косоволнистая непараллельная, сильно срезанная, вогнутая.

В нижней группе слоистость определяется уменьшением размерности материала снизу вверх; материал в целом более крупнозернистый, чем в двух остальных группах серий.

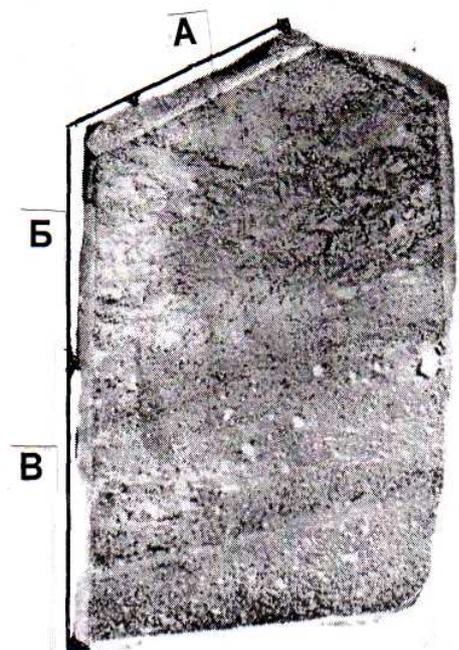
Слоистость средней группы подчеркивается направленной ориентировкой примеси нерудного материала.

Самая верхняя группа серий имеет наименьшую мощность (6 мм) и наименьшую размерность материала.

Границы между группами четкие, ровные, подчеркиваются скоплениями нерудного материала и зерен сфалерита.

Генетический тип: флюксотурбидит.

Учалинское месторождение, скв. 2173, гл. 47,0 м. Нат. вел.



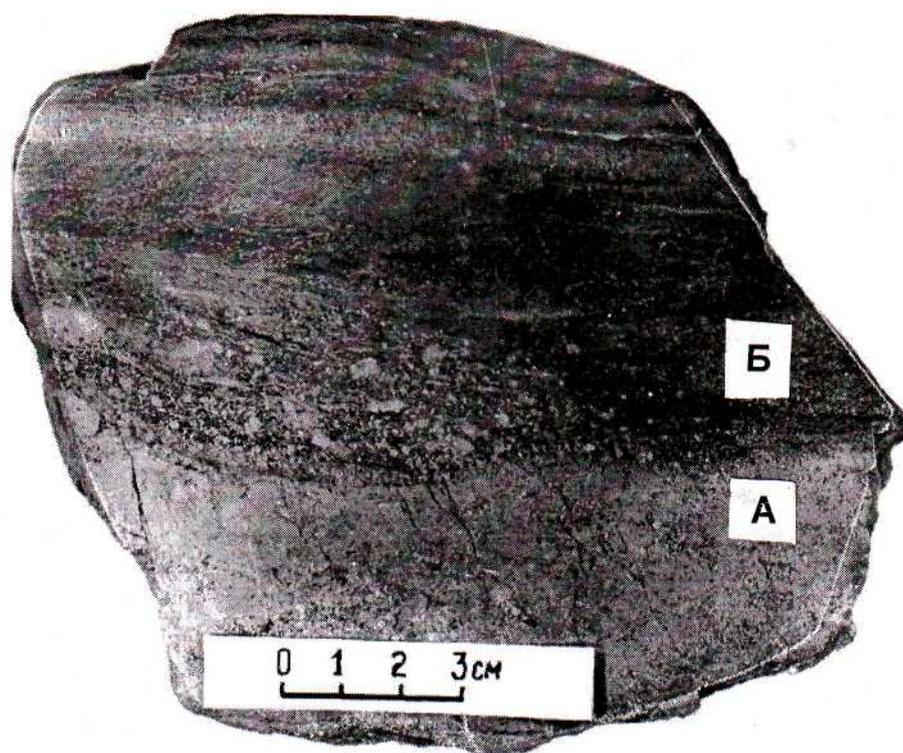


Рис. 6.13. Резкая смена однородных массивных руд (А) рудными турбидитами (Б).

В верхних частях слоя однородных руд развита сеть субвертикальных тонких трещин.

Учалинский карьер, уступ XII, южная выклинка рудного тела

Подводный коллювий сложен брекчиями с необработанными или слабоокатанными обломками полимиктового состава, где наряду с рудокластами встречаются метасоматиты, вулканогенные и осадочные породы. Тонкообломочный материал присутствует в подчиненном количестве, сортированность отсутствует (рис. 6.14, 6.15).

Первичные гидротермально-осадочные руды могут разрушаться и переотлагаться в связи с последующей вулканической деятельностью: движением лав, эксплозиями. В таких случаях, в частности на Учалинском месторождении, образуются эффузивные и вулканокластические породы, содержащие обычно крупные (сантиметры, десятки сантиметров) рудные обломки. Характерным является наличие вокруг обломков красной гематитовой зоны обжига.

Рис. 6.14. Рудный гравелит.

Чебачье месторождение, скв. 3031, гл. 376,6 м



Рис. 6.15. Полимиктовая коллювиальная  
брекчия с рудными обломками:

Лито- и рудокласты остроугольные  
или слабоокатанные. Тонкообломочный  
материал присутствует в подчиненном  
количестве. В центре образца крупный  
рудный обломок полосчатой текстуры,  
характеризующийся полосовидным  
распределением сфалерита и халькопирита.

Характерным признаком кластического  
происхождения обломка является срезание  
текстурного рисунка ограничениями.

Генетический тип: подводный коллювий.  
Узельгинское месторождение, скв. 1706, гл. 345 м

### *Комбинированный класс*

При наложении на массивные гидротермально-осадочные руды бессернистых растворов или же инфильтрационных вод образуются участки выщелачивания, которые обычно, в частности на Сибайском месторождении, представлены пористым колчеданом. Пористая текстура, точнее грубопористая до шлаковидной (по Ф. Н. Шахову), характеризуется наличием в них небольших пустот неправильной и щелевидной форм. Внутренние поверхности пустот (пор) выстилаются кристаллическим пиритом.

Метаморфогенно-гидротермальные процессы приводят к перекристаллизации рудного вещества с образованием в рудах наложенных прожилковидных зон, неправильной формы обособлений и гнезд.

### **6.3. Закономерности размещения генетических типов руд**

Общими закономерностями в размещении генетических типов руд являются следующие. Гидротермально-осадочные руды слагают чаше-пластообразные залежи, согласные с напластованием вмещающих их стратифицированных вулканогенно-осадочных пород. Различные их разновидности образуют конформные с подошвой слои и линзы мощностью от десятков сантиметров до десятков метров. При этом устанавливается, что массивные однородные руды тяготеют к нижним частям колчеданных залежей. В общем случае вверх по восстанию они сменяются комковатыми и брекчиевидно-цементными (обломки пиритовых руд в сфалеритовом цементе). В кровле рудных тел и на флангах распространены подводно-коллювиальные брекчии с рудокластами и слоистые руды, среди которых выделены турбидиты, флюксотурбидиты. Со стороны лежащего бока в обеих рудных линзах развит гидротермально-метасоматический штокверк прожилково-вкрапленной сульфидной минерализации, содержание сульфидов в котором резко увеличивается в непосредственной близости (десятки метров) от подошвы (рис. 6.16).

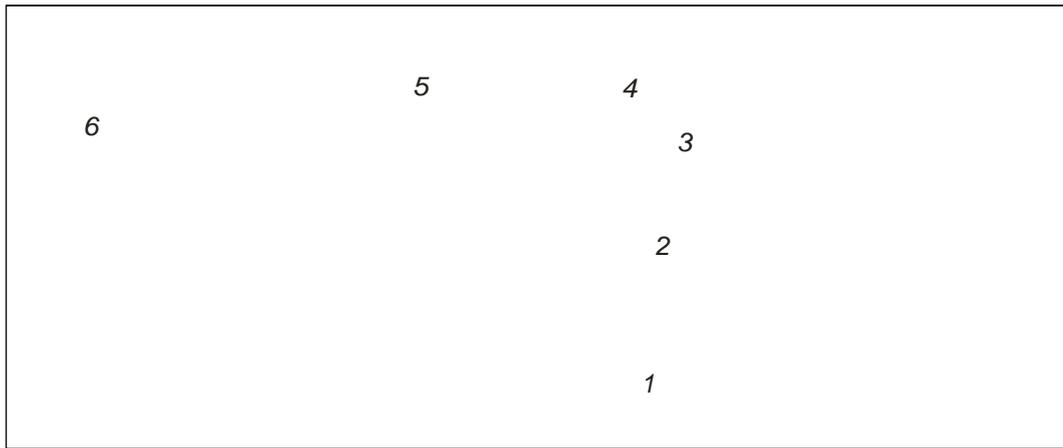
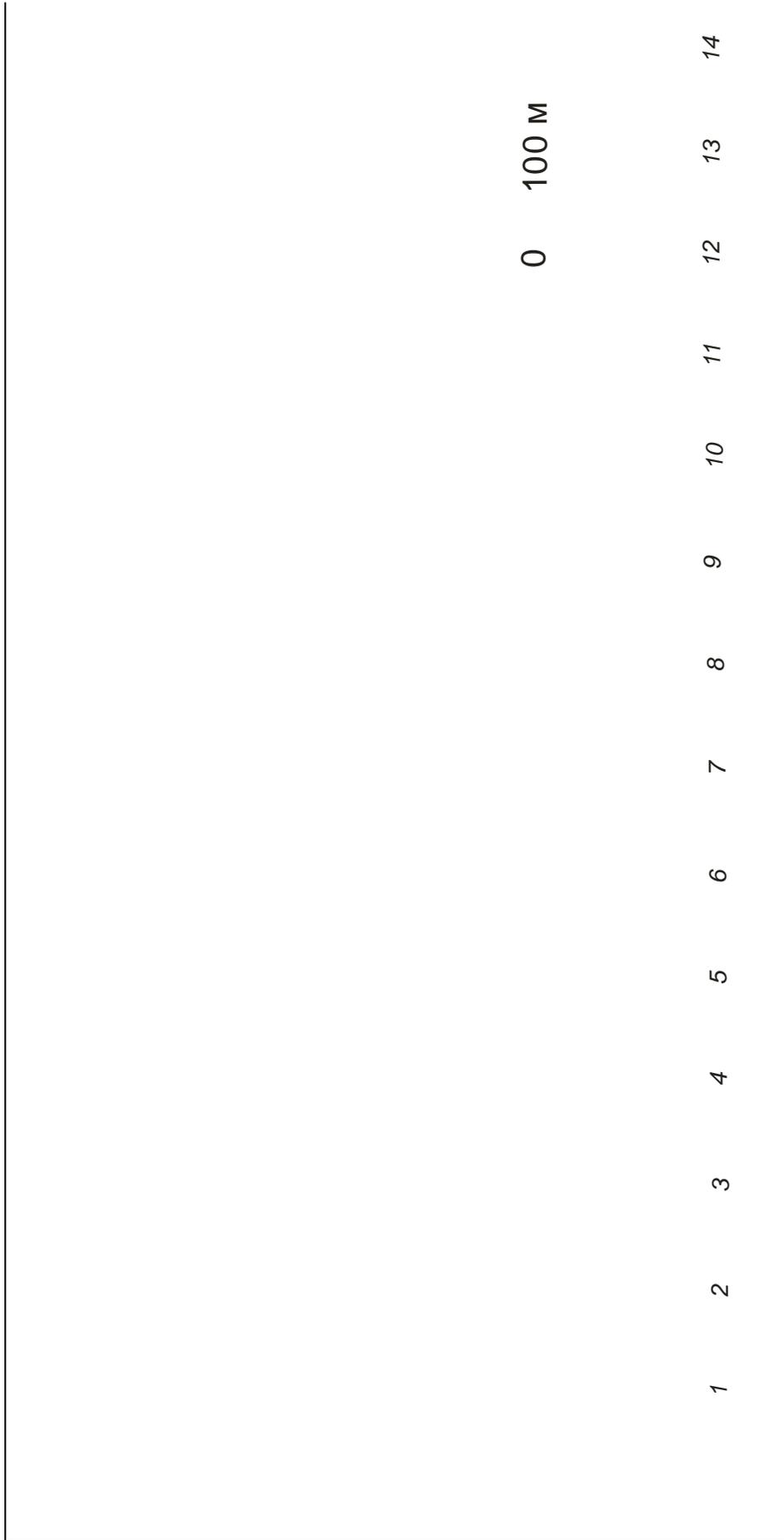


Рис. 6.16. Идеализированная схема строения колчеданной залежи:

1 – подрудный штокверк прожилково-вкрапленных руд; 2 – гидротермально-осадочные массивные однородные руды; 3 – автохтонные комковатые и брекчиевые руды; 4 – брекчиевидно-цементные руды; 5 – переотложенные брекчиевидные руды типа подводного коллювия, в т. ч. кластогенные породы с рудокластами; 6 – слоистые рудные турбидные песчаники

При детальном рассмотрении строения колчеданных залежей в каждой из них можно выделить несколько ритмов рудоотложения, различающихся особенностями строения, но характеризующихся в целом увеличением доли в них диспергированных руд вверх по восстанию. Ритмы отделяются друг от друга небольшими прослоями слоистых осадочных пород с различной долей в них рудного кластического материала (рис. 6.17). Так, например, в центральной части южной линзы Учалинского месторождения строение ритмов следующее: I – однородные руды линзовидно-полосчатые; II – однородные комковатые и комковато-полосчатые брекчиевидно-цементные; III – линзовидно-полосчатые комковатые брекчии с рудокластами и слоистые. В северной линзе: I – однородные; II – комковатые и комковато-полосчатые брекчиевидно-цементные; III – комковато-полосчатые и комковатые вулканогенно-осадочные породы с послойной вкрапленностью сульфидов; IV – линзовидно-полосчатые брекчии с рудокластами [Рудницкий, Путинцева, 1988].



0 100 м

1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14

Рис. 6.17. Распределение генетических типов руд на Учалинском месторождении.

План горизонта +310 м:

- 1 - вулканы основного состава; 2 - вулканы кислого состава; 3 - дайки габродоперитов; 4-11 - тектурные разновидности колчеданных руд;
- 4 - массивные однородные, 5 - комковатые и комковато-полосчатые, 6 - брекчиевидно-цементные, 7 - линзовидно-полосчатые (с примесью фьямме), 8 - брекчиевые с рудокластами, 9 - слоистые, 10 - порошковые адиагностические, 11 - прожилково-вкрапленные (густота соответствует интенсивности проработки); 12 - тектонические нарушения; 13 - субгоризонтальные подземные скважины; 14 - номера разведочных профилей

Отмеченные особенности руд и условия их размещения указывают на следующие типичные условия их формирования. В случае пространственной связи рудоподводящего штокверка и залежей массивных руд формирование последних происходило на месте выхода рудоносных гидротерм, при отсутствии такой связи можно предполагать их дистальное залегание. Послойное распределение гидротермально-осадочных руд и приуроченность их к наиболее прогнутым частям палеодепрессий наиболее удовлетворительно может быть объяснена выпадением их из донных металлоносных рассолов по типу современных рудообразующих систем Красного моря. Накопление донного металлоносного рассола происходило в период затухания вулканической деятельности. Причем отсутствие наложенной прожилковой минерализации в пределах рудных залежей многих месторождений (Учалинское, Талганское, Чебачье) позволяет предполагать, что фильтрация на дно рудоносных растворов в этих случаях прекратилась до того, как образовались первые порции литифицированных руд. Однако на других месторождениях (Гайское, Подольское) наложенная прожилковая минерализация имеет место. Этот весьма проблематичный вопрос требует дальнейших исследований.

Обычно в начальный период рудоотложения существовала спокойная гидродинамическая и сейсмовулканическая обстановка, о чем свидетельствует приуроченность массивных руд однородной текстуры к нижним частям колчеданных залежей. В дальнейшем она спорадически нарушалась: а) поступлением в участки рудоотложения небольших количеств вулканического стекла (фьямме), вероятно, в связи с удаленными эксплозиями (линзовидно-полосчатые руды); б) сеймотектоническими подвижками, приводящими к обвалам уже сформированных руд или нелитифи-

цированных (брекчиевидно-цементные руды); в) временными донными потоками, спровоцированными обвалами или же другими процессами (слоистые, брекчиевидные руды). Кроме того, распределение типов руд в какой-то мере определяется физико-химическими условиями и диагенетическими превращениями, что выражается также в минералогическо-геохимической зональности. Опережающее осаждение пирита приводило к накоплению в остаточных растворах соединений цинка и кремния. Поэтому в верхних частях ритмов наблюдается увеличение содержаний сфалеритов в цементе брекчиевидных руд и криптозернистого кремнистого материала в комковатых рудах.

При изучении Учалинского месторождения нами обращено внимание на сложное строение слоя брекчиевидно-цементных руд [Рудницкий, 1996]. Слой брекчиевидно-цементных руд мощностью до 40 м характеризуется частой перемежаемостью слоев мощностью от сантиметров до первых десятков сантиметров однородных, комковатых, собственно брекчиевидно-цементных и слоистых руд. Установлено, что отмеченные текстурные типы руд образуют закономерные повторяющиеся сочетания – многослой, или ритмы. В ритмах, так же как и в целом по рудным залежам, снизу вверх наблюдается увеличение степени диспергированности рудного материала: однородные руды последовательно сменяются комковатыми, брекчиевидно-цементными и, наконец, слоистыми (рис. 6.18). Характерными признаками ритмов являются: а) увеличение снизу вверх общей разрушенности (дизинтегрированности) руд; б) уменьшение крупности обломков; в) увеличение содержаний сфалерита и нерудного материала, накапливающихся в цементе. Обычно основной объем (до 70 %) в ритмах занимают брекчиевидно-цементные руды, а остальные присутствуют в подчиненных количествах, хотя нередко в отдельных ритмах объем слоистых руд может достигать 50 %. Наряду с полными ритмами часто встречаются неполные, в которых отсутствуют однородная или слоистая со-

ставляющие. Границы между ритмами резкие, текстурные разновидности в их пределах имеют, как правило, постепенные переходы. Ритмы обычно имеют мощность от первых десятков сантиметров до первых метров.

Количество их в участках распространения брекчиевидно-цементных руд достигает 10-15.

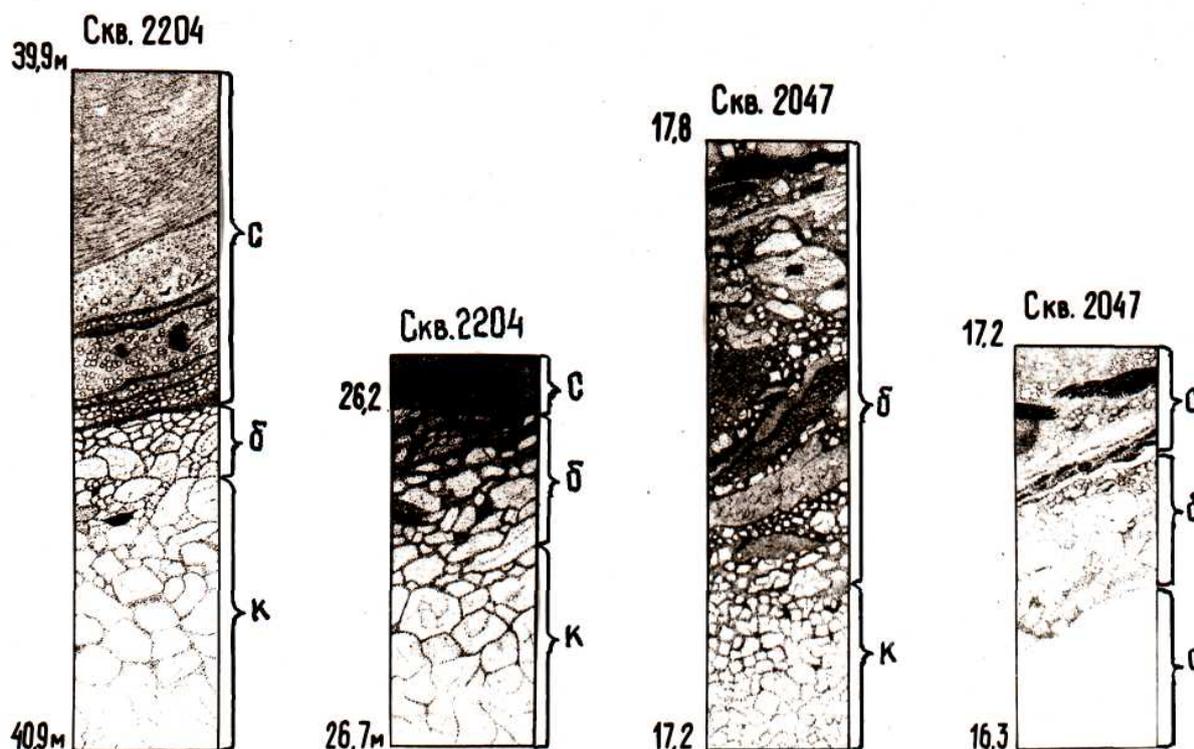


Рис. 6.18. Зарисовка ритмов в брекчиевидно-цементных рудах по керну скважин Учалинского месторождения.

Буквами обозначены разновидности руд:  
о - однородные, к - комковатые, б - брекчиевидно-цементные, с - слоистые

Ритмы образуют обособленные тела невыдержанных размеров в виде линз, «языков» (рис. 6.19). Проследить их полностью даже в карьере не всегда представляется возможным. Отсюда и сложность в определении латеральной изменчивости. По фрагментарным наблюдениям она однонаправленная и в общем случае характеризуется, так же как и по вертикали, сменой однородных руд комковатыми, брекчиевидно-цементными и

затем слоистыми. В разных сечениях этого ряда объем составляющих ритм разновидностей руд, естественно, изменяется.

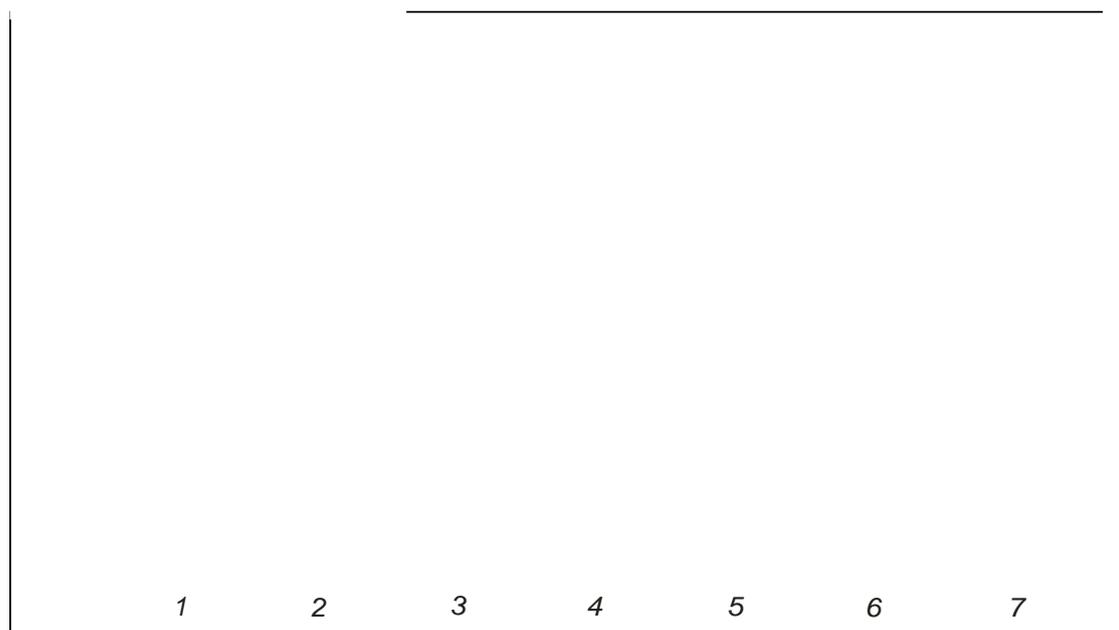


Рис. 6.19. Зарисовка южной выклинки колчеданной залежи в карьере Учалинского месторождения. Уступ XVI:

1-4 – колчеданные руды: 1 – однородные, 2 – комковатые, 3 – брекчиевидно-цементные, 4 – слоистые;  
5 – серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты по вулканокластическим породам кислого состава;  
6 – дайки габбродолеритов; 7 – осыпи

Установленные закономерности в строении слоя брекчиевидно-цементных руд имеют, на наш взгляд, ключевое значение для познания условий рудоотложения.

Известная минералого-геохимическая зональность в смене по вертикали и латерали пиритовых руд последовательно халькопирит-пиритовыми и сфалерит-пиритовыми [Кривцов, Шишаков, 1979; Логинов, 1974; Скрипченко, 1972] определяется многочисленными факторами. К числу важнейших из них относятся: 1) прерывисто-пульсационное поступление растворов и их естественная эволюция, при которой наиболее поздние порции обогащены медью и цинком; 2) изменение физико-химических условий среды рудоотложения и различная устойчивость ме-

таллов и их соединений в растворах; 3) переотложение меди и цинка из ранее сформированных руд последующими порциями растворов.

Проведенные нами исследования показывают, что, помимо указанных факторов, значительную роль при формировании минералогеохимической зональности играют процессы гравитационной дифференциации рудного вещества. Основанием для такого утверждения являются следующие факты.

Среди рудных минералов колчеданных залежей наибольшим удельным весом обладает пирит (4,9 - 5,2 г/см<sup>3</sup>), в наименьшем – сфалерит (3,5 – 4,0 г/см<sup>3</sup>). Значения удельного веса халькопирита являются промежуточными (4,1 – 4,3 г/см<sup>3</sup>). То есть минералы с большим удельным весом в залежах массивных руд последовательно располагаются в направлении сверху вниз.

Статистические выборки показывают, что удельные веса минералогеохимических типов руд, слагающих отмеченную зональность по вертикали, закономерно увеличиваются сверху вниз – от сфалеритовых к пиритовым рудам (табл. 6.3). Уменьшение удельного веса руд при увеличении в них содержания цинка отчетливо иллюстрируется корреляционными графиками (рис. 6.20). Относительно высокая дисперсия значений удельных весов руд на разных месторождениях и в пределах отдельных типов, очевидно, обусловлена, в первую очередь, различной примесью нерудных материалов и в какой-то мере степенью их метаморфизма.

Можно предположить, что селективное осаждение рудных материалов и их фракционирование по удельному весу происходило в период кристаллизации минералов их студенистого геля, образовавшегося при синерезисе высококонцентрированных донных рассолов. Студенистое состояние геля, а также близкая по времени кристаллизация рудных минералов затрудняли резкую дифференциацию вещества, поэтому минеральный со-

став руд различных типов неконтрастный и границы между ними часто расплывчатые.

Таблица 6.3

**Удельный вес (г/см<sup>3</sup>) различных типов массивных колчеданных руд**

Месторождение	Типы массивных руд			
	ЦК	МЦК	МК	СК
Узельгинское	$\frac{4,63}{0,06}$ (72)	$\frac{4,64}{0,09}$ (79)	$\frac{4,66}{0,17}$ (88)	$\frac{4,67}{0,13}$ (56)
Молодежное	$\frac{4,66}{0,09}$ (12)	$\frac{4,68}{0,06}$ (52)	$\frac{4,72}{0,14}$ (51)	$\frac{4,77}{0,11}$ (9)
Чебачье	$\frac{4,73}{0,04}$ (9)	—	$\frac{4,75}{0,26}$ (40)	$\frac{4,82}{0,01}$ (25)
Талганское	$\frac{4,43}{0,07}$ (3)	$\frac{4,54}{0,18}$ (39)	$\frac{4,59}{0,10}$ (28)	$\frac{4,63}{0,08}$ (29)

*Примечание.* ЦК – цинковый колчедан, МЦК – медно-цинковый, МК – медный, СК – серный. В числителе – среднее содержание, в знаменателе – дисперсия, в скобках – количество определений.

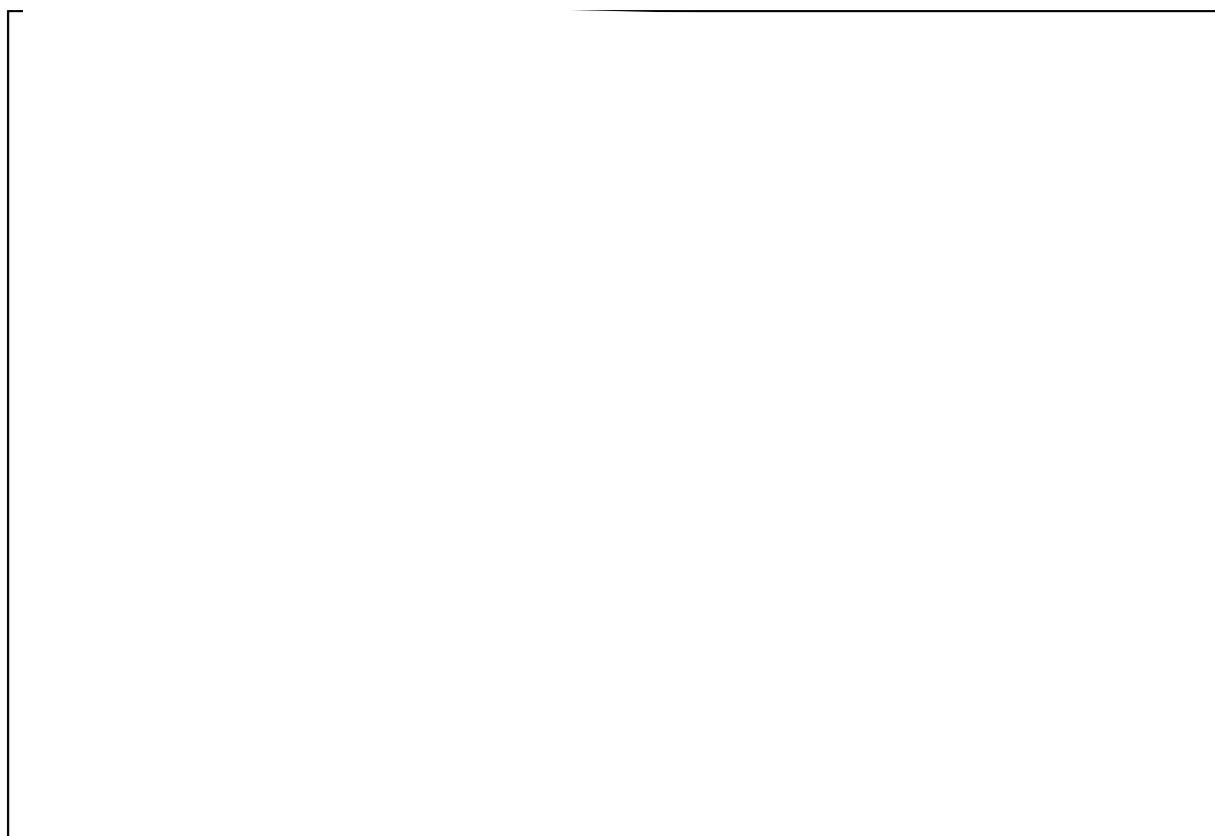


Рис. 6.20. Зависимость удельного веса массивных руд от содержаний в них цинка:

*a* – Узельгинское, *б* – Молодежное, *в* – Чебачье, *г* – Талганское месторождения

Гравитационные силы участвовали не только во фракционировании рудных минералов, но в силу большой плотности металлоносных рассолов по сравнению с морской водой, приводили к перемещению линз рассолов и накоплению их в наиболее прогнутых частях дна водных бассейнов, что наблюдается в современных металлоносных рассолах дна Красного моря.

Очевидно, что способы колчеданного рудоотложения не ограничиваются приведенными данными. Дальнейшая детализация и обоснование генетических разновидностей руд представляет важную задачу дальнейших исследований.

## **7. ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ**

В главе дана теоретическая интерпретация изложенного в предыдущих разделах фактического геологического материала. Создание геологической модели гидротермального рудообразования, как известно, сводится к выяснению: 1) природы гидротерм и причин их деятельности; 2) источников рудного вещества; 3) причинных связей рудообразующих процессов.

### **7.1. Об участии седиментационных вод в рудообразующем гидротермальном процессе**

Традиционными являются представления о глубинном ювенильном источнике гидротермальных растворов в связи с мантийно-коровыми процессами. В последнее время, главным образом на основе анализа изотопов кислорода, водорода и ряда других элементов, установлено, что в составе рудообразующего раствора при формировании колчеданных месторождений находилось лишь не более 10-15 % ювенильной воды, остальная вода по своим характеристикам близка к океанической [Омото, Рай, 1982; Chiron, 1978; Spooner, 1982]. Возможность участия вадозных вод в гидротермальном рудогенезе предполагалась по ряду косвенных признаков и ранее [Германов, 1955; Малахов, Малахов, 1978; Чухров, 1976]. Е.Т.С. Spooner [1977] предложил модель, суть которой состоит в предположении о конвективной циркуляции (рециркуляции) морской воды через толщи вулканогенных образований. Морская вода, проникая в недра на значительную (в несколько километров) глубину, разогревается субвулканическими и интрузивными телами и затем, поднимаясь вверх, выщелачивает из окружающих пород рудное вещество и осаждает его при выходе на морское дно. В нашей стране модель рециклинга развивается в работах А. И. Кривцова [1982], А. И. Кривцова,

И. Т. Макеевой [1984], Э. Н. Баранова с соавторами [1986] и др. Некоторые исследователи считают эту гипотезу универсальной для образования гидротермальных месторождений. Следует отметить, что данная концепция все еще слабо подкреплена геологическим материалом, особенно на месторождениях, отличных от кипрского типа и современных рудопроявлений в рифтовых зонах.

Изучение особенностей строения уральских колчеданных месторождений показывает, что многие геологические факты указывают на участие морских вод в колчеданном рудообразовании, но наряду с разработанной теорией рециклинга могут быть объяснены деятельностью захороненных при вулканизме (седиментационных) вод, включающей как элизионные, так, и инфильтрационные процессы. Наиболее информативны в этом отношении результаты исследований позиции в вулканических структурах и строении ореолов окolorудных изменений, отражающих деятельность гидротермальных рудообразующих процессов.

Существенными признаками участия в колчеданном рудообразовании седиментационных вод являются следующие установленные нами данные:

- приуроченность ореолов гидротермально-метасоматических изменений к палеодепрессиям разного порядка;
- элементы пластообразной формы и стратиформного залегания ореолов в целом и отдельных их зон;
- многоярусное строение и связь ореолов изменений с циклами накопления вулканогенных пород;
- случаи разделения ореолов изменений в разрезе слоями неизменных вулканогенных пород;
- возможность преобразований в системе без привноса вещества извне, за исключением S, C, H.

Можно предположить, что при субмаринном вулканизме в депрессионных структурах совместно с накоплением лавовых потоков, вулканокластического и вулканогенно-осадочного материала происходило захоронение морских (озерных, лагунных) вод. Высокая проницаемость нелитифицированных обломочных вулканогенных пород, которые преобладают в депрессиях, способствовала этому.

Некоторые приближенные количественные характеристики можно рассчитать исходя из известного объема преобразованных пород на месторождениях, который составляет  $n \cdot 10^9$  м<sup>3</sup>, где число  $n$  колеблется от 2 до 6. Учитывая, что проницаемость современных нелитифицированных вулканокластических пород, включая пространство между обломками, достигает 30-40 % от всего объема, можно предположить, что в образовании колчеданного месторождения участвовало около  $1 \cdot 10^9$  т захороненной воды. К сожалению, данные о концентрациях рудных элементов (железа, меди, цинка) в растворах весьма неоднозначны: по материалам различных авторов, они составляют от нескольких г/т до десятков кг/т [Кривцов, Макеева, Hutchinson, 1983]. Гидротермы горячих рудообразующих источников дна океана содержат около 0,01 % железа и нескольких десятичных долей процента меди и цинка. В указанном объеме воды может раствориться, таким образом, несколько сотен тысяч тонн меди и цинка и десятки миллионов тонн железа. Эти цифры согласуются с запасами металлов в рудах и подтверждают принципиальную возможность участия седиментационных вод в рудообразующем процессе. Значительную долю мог составлять и диффузионный перенос вещества [Прокин, 1977].

Приведенные данные не отрицают ювенильной составляющей рудоносных гидротерм, доля которой, по данным изотопных анализов, может достигать 10-15 %. Имела место и конвективная циркуляция мор-

ских вод. Однако участие седиментационных вод в образовании уральских колчеданных месторождений, в свете приведенных данных, является, на наш взгляд, очевидным. Соотношение объемов вод различного генезиса и динамику их миграционных взаимоотношений реставрировать на имеющемся материале, к сожалению, пока не представляется возможным.

## **7.2. Источники рудного вещества**

Сторонники концепции внемагматических источников рудообразующих веществ при формировании колчеданных залежей предполагают, что заимствование рудных элементов происходит из окружающих их вулканогенных пород. Однако конкретные участки выноса и обстановка мобилизации вещества определяется неоднозначно. Наиболее широко развито представление о выщелачивании рудных элементов в связи с конвективной циркуляцией морской воды через толщи вулканогенных образований [Кривцов, Макеева, 1984; Spooner, 1977]. М. В. Stephens [1980] отстаивает точку зрения о высвобождении железа, меди и цинка при зеленокаменных преобразованиях вулканогенных пород. Неоднократно оценивалась возможность выноса рудных элементов из серицит-хлорит-кварцевых пород, подстилающих колчеданные залежи. Однако расчеты показывают, что из них выносятся лишь часть (доли процента) вещества, необходимого для образования колчеданных залежей [Овчинников, Баранов, 1978; Прокин, 1977]. Некоторые исследователи указывают на специфические металлоносные фации вулканогенных пород. В частности, Д. М. Франклин и др. [1984], исходя из широкой распространенности лахаровых брекчий на колчеданных месторождениях и повышенного содержания в них железа, меди и цинка, считает, что данные образования поставляют рудное вещество для формирования колчедан-

ных залежей. А. Г. Злотник-Хоткевич [1985], А. Г. Злотник, М. А. Петрова [1979], А. В. Пуркин, Т. А. Денисова [1987] связывают источники железа, частично меди и цинка с палагонитизацией стекловатых базальтов.

Автором работы обращено внимание на пониженные содержания рудных элементов в зонах пропитилизированных вулканогенных пород, подстилающих колчеданные месторождения. Расчеты баланса вещества и ряд других фактов позволяют предполагать, что именно эти участки являются основным поставщиком металлов при образовании колчеданных руд. Основанием для такого предположения являются следующие данные.

На Талганском, Зюзельском и Кабанских месторождениях, где горными выработками детально оконтурены ореолы гидротермально-метасоматических изменений, в том числе и на глубине, нами выполнены расчеты баланса рудного вещества [Рудницкий, 1980,1983,1987]. Анализ расчетных данных (табл. 7.1) показывает:

1. Из зоны пропитилизации происходит вынос рудных элементов (железа, меди, цинка) в количествах, сопоставимых с запасами руд на месторождениях. Из вулканогенных пород выщелачивалось от 4,3 до 31,5 %, в единичные случаи до 70 % находящихся в них железа, меди, цинка. А. И. Кривцов [1982] определяет уровень выносимых концентраций около 10 % кларковых.

2. Серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты в одном случае характеризуются выносом рудного вещества (Зюзельское месторождение), в другом – привносом (Талганское месторождение); однако в обоих случаях количество соответственно вынесенного и привнесенного вещества незначительное.

3. Формирование как пропитилизированных пород, так и серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов сопровождается значительным (де-

сятки миллионов тонн) привнесом серы. Содержание серы в них увеличивается по сравнению с фоновым в сотни раз.

Таблица 7.1

**Результаты расчетов баланса рудного вещества при гидротермальных изменениях пород уральских колчеданных месторождений**

Измененные породы	Количество привнесенного (+) и вынесенного (-) рудного вещества, сотни тыс. т			
	Fe	S	Cu	Zn
<b>Зюзельское</b>				
Метасоматиты	-131,9	+344,5	-0,7	-0,4
Пропилиты	-1705,0	+414,0	-5,0	-1,9
Итого	-1836,9	+758,5	-5,7	-2,3
К <sub>б</sub> , %	-23,7	+1215,0	-31,5	-26,7
<b>Кабанские</b>				
Метасоматиты	-690,5	+802,1	+0,6	+0,3
Пропилиты	-1010,5	+106,4	-3,9	-5,5
Итого	-320,0	+908,5	-3,3	-5,2
К <sub>б</sub> , %	-4,3		-28,5	-62,7
<b>Талганское</b>				
Метасоматиты	+34,4	+67,1	0	+0,1
Пропилиты	+442,8	+243,6	-2,1	-0,4
Итого	-408,5	+310,7	-2,1	-0,3
К <sub>б</sub> , %	-13,3	+1626,7	-70,0	-13,7

*Примечание.* К<sub>б</sub> – балансовый коэффициент – отношение количества перемещенного вещества и его содержание в рассчитанном объеме исходной породы; показывает, какое количество элемента (в %) вынесено или привнесено из рассматриваемого объема.

Эти данные позволяют предполагать, что источником железа, меди и цинка для образования колчеданных залежей могли быть вулканогенные породы, а заимствование их происходило в связи с пропилитизацией. При серицит-хлорит-кварцевом метасоматизме могла выщелачиваться лишь часть элементов, как было установлено ранее проведенными

ми работами. Источник серы, как известно, неясен. Представления о нем базируются в основном на данных изотопного анализа. Работами В. И. Смирнова [1968]; В. А. Гриненко, Л. Н. Гриненко [1974]; А. Г. Злотник-Хоткевича, Л. Н. Варьяш [1982]; А. А. Малахова, А. Д. Малахова [1978], а также С. А. Игумнова, Р. И. Перковой, Н. В. Петровской, Т. П. Славиной и многих других установлено, что для серы уральских колчеданных месторождений характерен незначительный разброс величин  $\delta\text{-S}^{34}$  в пределах менее  $\pm 5\%$ , при преобладании значений, близких к метеоритному составу. Существуют различные точки зрения об источниках серы: а) о мантийно-коровом их происхождении [Гриненко, Гриненко, 1974; Смирнов, 1968; Твалчрелидзе, 1987]; б) об образовании ее при восстановлении сульфата, растворенного в морской воде, как биогенным, так и химическим путем [Омото, Рай, 1982; Stratified..., 1980]; в) об извлечении ее из пластов морских осадочных отложений [Гриненко, Гриненко, 1974]. Наиболее соответствует наблюдаемому геологическому материалу точка зрения А. Г. Злотник-Хоткевича, Л. Н. Варьяш [1982] о двойственном источнике серы при формировании колчеданных руд: а) сера из сульфата, растворенного в морской воде и б) сера магматического происхождения, связанная с серными газами наиболее газонасыщенных кислых вулканических расплавов в участках их извержения. При дегазации автохтонных вулканических кислого состава, выполняющих аккумулятивные депрессии, сера связывается с высвобождающимся рудным веществом с образованием сульфидов. В других участках газонасыщенные вулканические или отсутствуют, или же если имеются, то сера, будучи не связанная с металлами в растворах из-за их отсутствия, рассеивается в морской воде, повышая в ней содержание сульфат-иона. В аккумулятивных депрессиях, выполненных менее газонасыщенными вулканическими, в большей мере в рудообразовании участвует сера за счет восстановления морского

сульфат-иона. К сожалению, оценить количественно миграцию серы в связи с этими процессами на древних уральских месторождениях пока не представляется возможным.

Представление о выщелачивании рудных элементов из вмещающих вулканогенных пород подтверждается зависимостью состава руд от состава подстилающих вулканитов в связи с особенностями миграции рудных элементов в этих породах [Рудницкий, 1981].

При анализе геологических разрезов отчетливо устанавливаются следующие особенности размещения типов руд в зависимости от состава подстилающих пород (рис. 7.1).

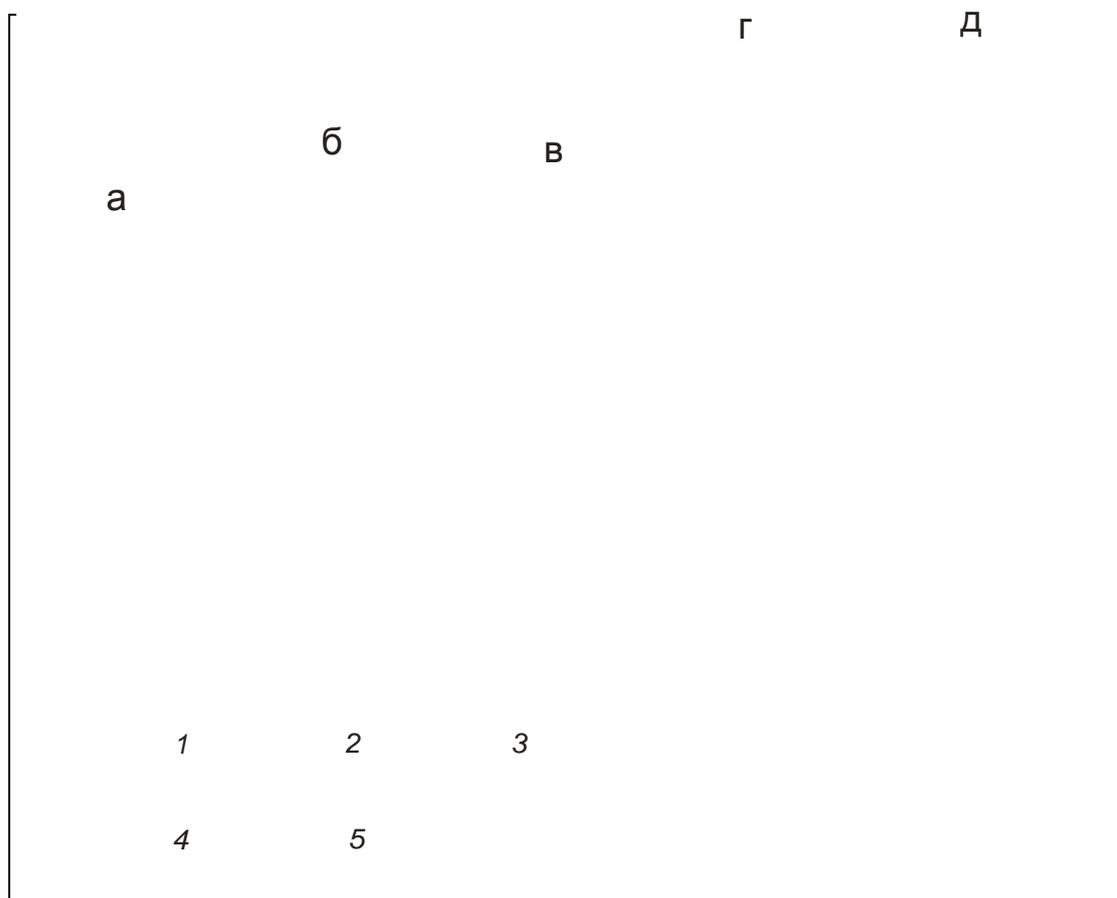


Рис. 7.1. Обобщенные геологические колонки колчеданных месторождений: Зюзельского (а), Юбилейного (б), Талганского (в), Чебачьего (г), Узельгинское (д):

1 – известняки; 2 – вулканические породы кислого состава; 3 – вулканические породы основного состава; 4 – халькопирит-пиритовые руды; 5 – сфалерит-халькопирит-пиритовые руды

Рудные тела, залегающие в основных вулканогенных породах, имеют преимущественно халькопирит-пиритовый состав (месторождения Зюзельское, Летнее). Такой же состав имеют колчеданные залежи, приуроченные к подошве толщи пород кислого состава или же к ее нижним частям (Юбилейное). Рудные тела, залегающие в верхних частях кислой толщи, особенно если мощность подстилающих кислых пород значительная, имеют сфалерит-халькопирит-пиритовый состав (Талганское, Подольское). Колчеданные залежи, занимающие промежуточное положение, имеют, как правило, смещенный состав (Чебачье, Султановское). Особенно отчетливо эта закономерность проявляется на месторождениях с несколькими рудными горизонтами, расположенными в разных частях геологического разреза. В частности, на Узельгинском месторождении нижняя залежь, приуроченная к низам кислой толщи, имеет халькопирит-пиритовый состав с незначительной примесью сфалерита, а верхняя залежь, приуроченная к верхам мощной толщи кислого состава, сложена преимущественно сфалерит-халькопирит-пиритовыми и сфалерит-пиритовыми рудами. Содержание цинка в верхней залежи почти в 10 раз выше, чем в рудах нижней.

Естественно, что на состав руд влияют и другие многочисленные факторы [Злотник-Хоткевич, 1986; Контарь, 1977; Кривцов, Шишаков, 1979; Логинов, 1974; Скрипченко, 1972; Твалчрелидзе, 1987], которые могут затушевывать отмеченную закономерность, однако она все же в большинстве отчетливо проявляется. Влияние состава исходной породы на миграцию элементов оценивалось путем сравнения содержаний меди и цинка из зон пропилитизации, развитых в контрастных по составу (кислые и основные) породах. Расчеты показывают (табл. 7.2), что интенсивность и масштабы миграции рудных элементов зависят от состава исходных пород. В основных породах коэффициент подвижности ( $K_{п}$ ) и

Таблица 7.2

**Средние содержания (г/10<sup>5</sup> см<sup>3</sup>) меди и цинка в породах  
из зон выщелачивания ( $x_1$ ) и исходных ( $x_2$ )**

Состав пород (месторождение)	Число анализов	Cu				Zn			
		$x_1$	$x_2$	$\Delta x$	$K_p$	$x_1$	$x_2$	$\Delta x$	$K_p$
Основные (Зюзельское)	475	38,8	58,3	19,5	1,5	20,4	27,8	7,4	1,3
Основные (Узельгинское)	840	6,1	23,3	17,2	3,8	12,8	16,1	3,3	1,2
Кислые (Кабанские)	118	11,2	18,5	7,3	1,6	2,8	13,2	10,4	4,7

*Примечание.*  $\Delta x$  – количество вынесенного вещества (г/10<sup>5</sup> см<sup>3</sup>);  $K_p$  – коэффициент подвижности ( $x_2/x_1$ ).

вынесенное количество ( $\Delta x$ ) меди имеют более высокие значения, чем в кислых, они также выше значений аналогичных параметров цинка в основных породах. И наоборот, значения  $K_p$  и  $\Delta x$  цинка в кислых породах больше, чем в основных и больше значений этих параметров меди в кислых породах, т. е. выщелачивание меди происходит более интенсивно и в больших масштабах из основных пород, а цинк более интенсивно, по сравнению с медью, выщелачивается из кислых пород. Так как отношение содержаний меди к цинку в неизмененных породах выше ( $> 1,5$ ), чем в кислых ( $< 1,5$ ), мы предполагаем, что относительная подвижность меди и цинка зависит в первую очередь от их содержания в исходной породе и увеличивается при возрастании этих содержаний. Аналогичный вывод сделан ранее Х. Ohmoto [1978] для японских колчеданных месторождений. Представляется, что при накоплении вулканогенных пород в толще основного состава растворы выщелачивали в основном медь и в нижних частях разреза отлагались халькопирит-пиритовые руды с незначительным содержанием сфалерита. После эруптивных процессов кислого со-

става происходило преобладающее выщелачивание цинка по сравнению с медью, и в верхних частях разреза отлагались сфалерит-халькопирит-пиритовые руды, что и наблюдается на большинстве уральских колчеданных месторождений.

К числу косвенных фактов, указывающих на возможность выщелачивания рудного вещества из окружающих пород, относится полимодальное распределение в них концентраций железа, меди, цинка (рис. 7.2). Первый пик соответствует сравнительно небольшим содержаниям ( $0-4 \times 10^{-3} \%$  для меди и цинка) в выщелоченных породах и второй – фоновый или чуть выше его. Правосторонняя асимметрия кривых распределения меди и цинка свидетельствует о их выносе из вмещающих пород [Кейльман, Паняк, 1976].

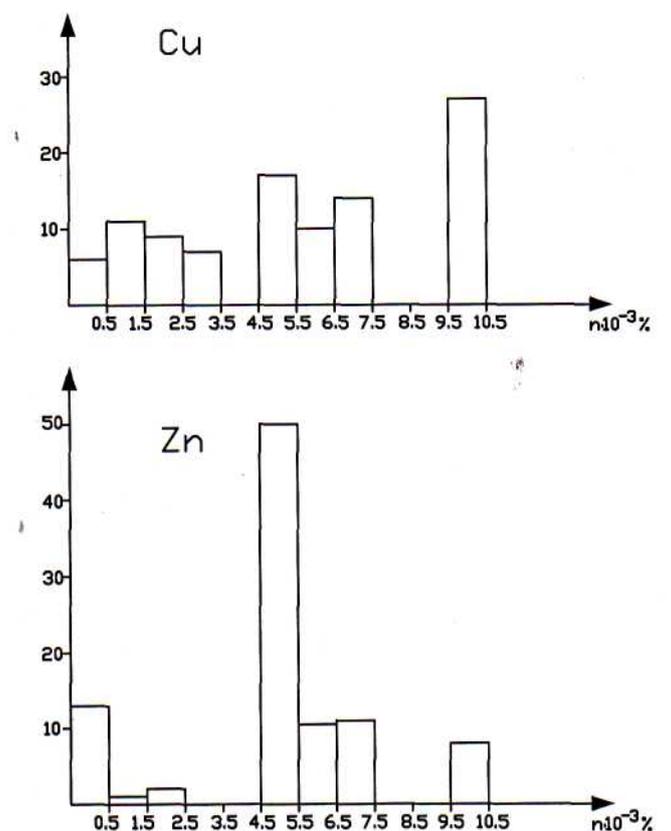


Рис. 7.2. Распределение Cu и Zn в базальтах Узельгинского рудного поля (950 анализов)

Возможность экстракции рудного вещества из вулканитов при пропаривании их горючими растворами подтверждена экспериментально работами [Seyfried, Motte, 1982], которыми установлен вынос до 2/3 находящихся в породе концентраций железа, меди и цинка.

Высвобождение рудных элементов в связи с пропилитизацией может происходить, вероятно, следующим путем. Пропилитизированные породы отличаются от неизмененных, прежде всего, отсутствием в них эпидота, гематита, актинолита, т. е. минералов с высоким содержанием железа, в соответствии с чем их химический состав обеднен этим элементом. Естественно предположить, что освободившееся при разложении этих минералов железо (или часть его) могло вовлекаться в рудообразующий процесс. Кроме того, проведенный анализ монофракций эпидота, гематита и актинолита (см. табл. 5.4) показывает, что содержание в них меди и цинка также повышенное – на порядок больше, чем фоновое в породе и главных породообразующих минералах (хлорите, альбите). Обилие сульфидных минералов-узников в расплавных включениях пироксена установлено С. Ш. Юсуповым [1982]. В серицит-хлорит-кварцевых метасоматитах основным минералом – концентратом меди и цинка – являются сульфиды. В неизмененных зеленокаменных породах рудные элементы, как показывают наши данные, концентрируются в эпидоте, гематите и актинолите, разрушение которых в связи с пропилитизацией приводит к их освобождению и вовлечению в рудообразующий процесс.

Второй вероятный процесс извлечения рудных элементов связан с палагонитизацией стекол вулканических обломочных пород. Исследованиями А. Г. Злотника-Хоткевича показано [1985], что при взаимодействии морской воды с гиалокластитами основного состава происходит вынос из последних элементов (меди, цинка, железа), причем железа

в количествах, достаточных для образования колчеданных руд, а меди, цинка и свинца лишь частично. Кроме того, экспериментальной проверки требует предположение о возможном растворении в морской воде тонкообломочного кислого материала (пыли), образующегося при дроблении лав и пирокластических выбросах. Не исключено и то, что некоторая часть металлов извлекается при взаимодействии разогретой морской воды с сульфидным расплавом, отделившимся от силикатного расплава на стадии кристаллизации вулканогенных пород. Возможность ликвационной сегрегации и выделение сульфидной массы в вулканитах колчеданных месторождений доказывается С. Ш. Юсуповым [1982].

### 7.3. Квазиэлизионная модель колчеданного рудообразования

Гидротермальная рудообразующая система, ведущая к формированию колчеданных руд, включает две стадии в своем развитии (рис. 7.3).

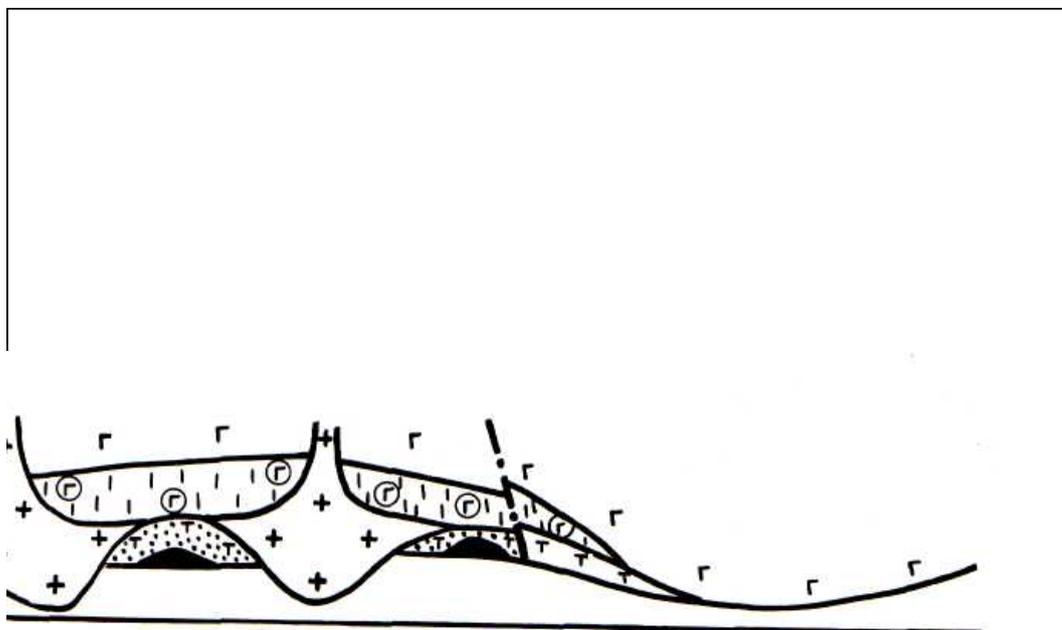


Рис. 7.3. Стадии гидротермальных преобразований при образовании уральских колчеданных месторождений:  
а – первая, б – вторая

*Первая стадия.* При накоплении вулканитов подстилающих толщ базальтового состава в подводных условиях происходит их зеленокаменное перерождение. Рудные элементы (Fe, Cu, Zn), находящиеся в расплаве, при кристаллизации и близодновременных автометаморфических преобразований концентрируются в эпидоте, гематите, амфиболах, на что указывает анализ их монофракций. При базальтовом вулканизме, в основном в силу высокой текучести расплавов, образуется слаборасчлененный рельеф: плоские, но обширные депрессии и невысокие возвышенности. В палеодепрессиях, наряду с накоплением лав и их обломочных разностей, происходит захоронение морских вод. Высокая температура и дегазация остывающих вулканогенных пород, а также поступление эндогенных флюидов приводят к разогреву и химической активности седиментационных вод. Источником тепла являлись также, вероятно, интрузии габбродиоритов, находящиеся в нижних частях подрудных базальтовых толщ. Начинается изменение (точнее растворение) зеленокаменных пород, причем, в первую очередь, в создавшихся условиях неустойчивыми становятся эпидот, гематит, амфибол, Рудные элементы из разрушаемых эпидота, гематита, амфибола, где отмечается их повышенное содержание, переходят в раствор – минерализованные захороненные воды. Вулканогенные породы последующих циклов извержений создавали литостатическое давление, в результате чего нижележащие захороненные воды (уже слабоминерализованные) поднимались в вышележащие горизонты, усиливая в них концентрацию рудных элементов. Такая многоступенчатая система накопления и выжимания нижележащих слабokonцентрированных седиментационных вод приводила к постепенному увеличению концентраций рудных элементов в растворе. Вероятно, что часть концентрированных захороненных вод в отдельных участках выжималась на дно палеодепрессий, образуя дон-

ный, слабоконцентрированный раствор. Этот период гидротермальной деятельности проявляется зоной пропилитизации. Преобразования носили характер выщелачивания и были, как правило, незначительными в силу: а) фактора времени – интенсивные вулканические процессы приводили к постоянному перемещению захороненных вод и не позволяли им длительно воздействовать на вмещающие породы; б) депрессии в этот период были обширными и плоскими, что также препятствовало образованию высоко концентрированного химически агрессивного раствора. По этим же причинам не происходило массового отложения рудного вещества. Лишь только в аномальных участках с дискретным и мощным накоплением вулканокластического материала в локальных впадинах могли образовываться колчеданные залежи (рудные тела Юбилейного, Ташкулинского месторождений).

*Вторая стадия.* В связи с кислым вулканизмом обстановка меняется существенно. Из-за высокой вязкости кислого расплава образуется сильно расчлененный рельеф: куполовидные поднятия экструзивных тел и чашеобразные депрессии между ними или на склонах с разницей высот в сотни метров. Вулканизм был дискретным: активные вулканические процессы сменялись периодами затишья, которые, судя по мощностям осадочных пород, были более длительными. Глубокие депрессии сравнительно быстро заполнялись мощными пачками обломочного раскаленного и газонасыщенного вулканогенного материала. При этом захоронялось значительное количество воды и слабоконцентрированных донных растворов, образованных еще при базальтовом вулканизме. Повышенный тепловой поток в связи со становлением экструзивных куполов и гипабиссальных интрузий, локализация захороненных вод в относительно небольших впадинах, насыщение их магматическими эманациями, содержащими серу, углерод и водород, поступление ми-

нерализованных растворов из нижележащих толщ, а главное, более длительные периоды затухания вулканической деятельности приводили к усилению агрессивности захороненных вод и увеличению концентраций растворенных веществ. Это, в свою очередь, обусловило интенсивные изменения вулканогенных пород с образованием кварц-хлорит-серицитовых метасоматитов. Накопление пород вело к увеличению литостатического давления и выжиманию минерализованных растворов на дно депрессий с осаждением из них колчеданных руд. Можно предполагать, что литификация толщ была не единственным фактором миграции захороненных вод. Наряду с элизионными процессами циркуляции растворов способствовал и инфильтрационный водообмен. В работах А. А. Карцева с соавторами [1969], В. А. Кудрякова [1970] показано, что в водонапорных системах элизионный этап выжимания вод из уплотненных осадков при геостатическом давлении сменяется инфильтрационным, где миграция вод обусловлена гидростатической нагрузкой за счет неоднородностей рельефа и проницаемости пластов. В вулканогенных толщах инфильтрационные процессы обусловлены во многом, как это показано А. Н. Дударевым, В. И. Сотниковым [1982], градиентами температур, в связи с неоднородностью тепловых полей в различных участках, а также поступлением потоков эндогенных флюидов.

Отмеченный процесс был многоактным и характерным для каждого эруптивного цикла. Интенсивность изменений и сульфидной минерализации в каждом цикле определялась длительностью периодов затухания вулканизма, степенью диспергированности и количеством обломочного вулканогенного материала, динамикой его поступления, формой и масштабами рудоконтролирующих депрессий (рис. 7.4).

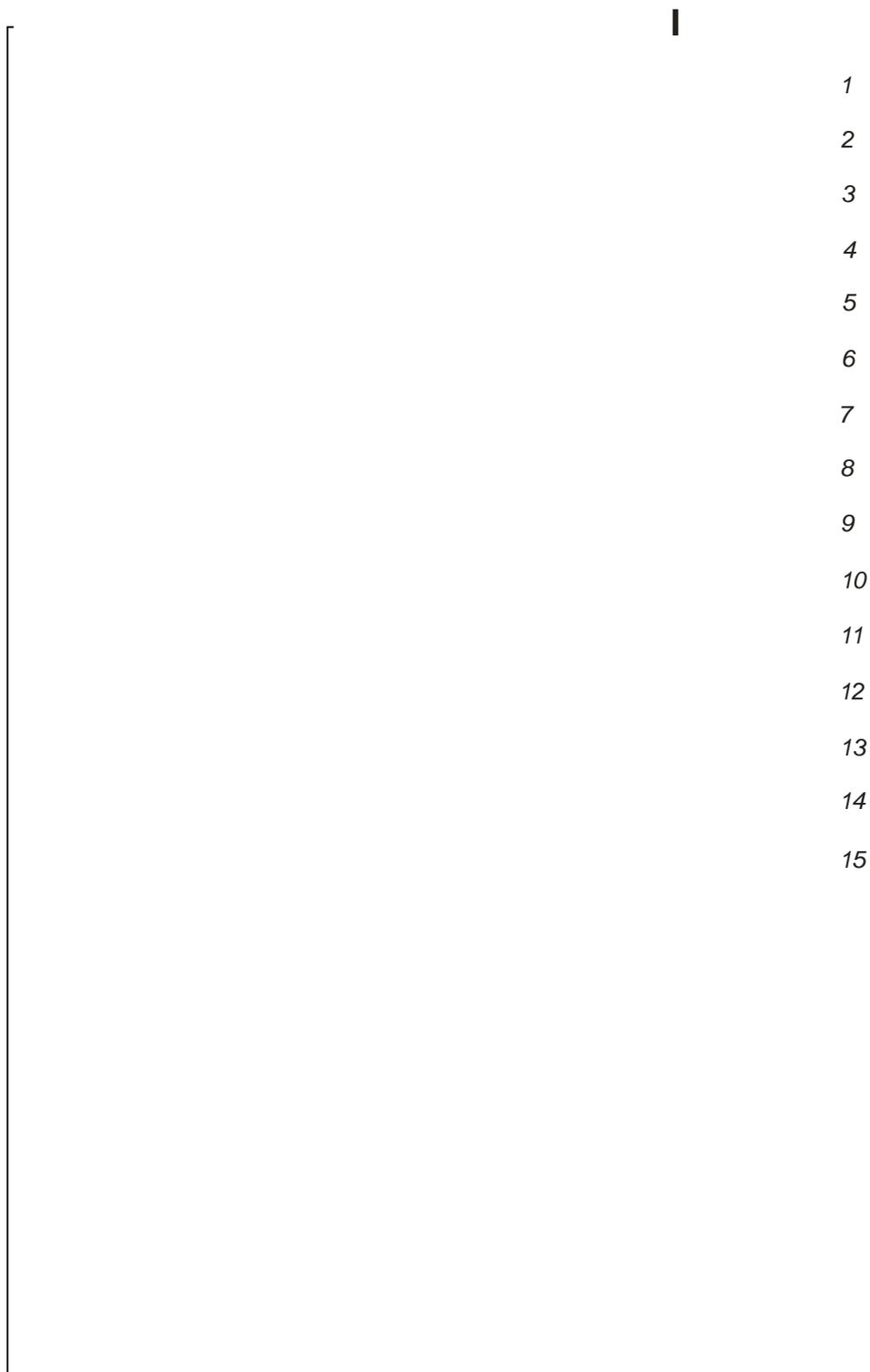


Рис. 7.4. Этапы развития палеообстановок колчеданного рудообразования:

1 – габбродиориты; 2 – базальты; 3 – их вулканокластические разности; 4 – экструзивы кислого состава; 5 – вулканокластические породы кислого состава; 6 – известняки; 7 – терригенно-осадочные породы; 8 – синвулканические разломы; 9 – серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; 10 – пропилиты; 11 – колчеданные залежи; 12 – нелитифицированные вулканокласты; 13 – донные металлоносные рассолы; 14 – пути циркуляции растворов; 15 – морская вода

Таким образом, роль вулканизма при формировании гидротермальной рудообразующей системы сводится к подаче вулканокластического материала, S, С, Н-содержащих флюидов; тепловой энергии и созданию палеогеографической обстановки [Рудницкий, 1988], в которой происходили накопление, разогрев и появление химически агрессивных захороненных вод, которые, в свою очередь, приводили к гидротермальным преобразованиям и выщелачиванию рудного вещества. При выжимании металлоносных гидротерм на дно палеодепрессий формировались колчеданные руды.

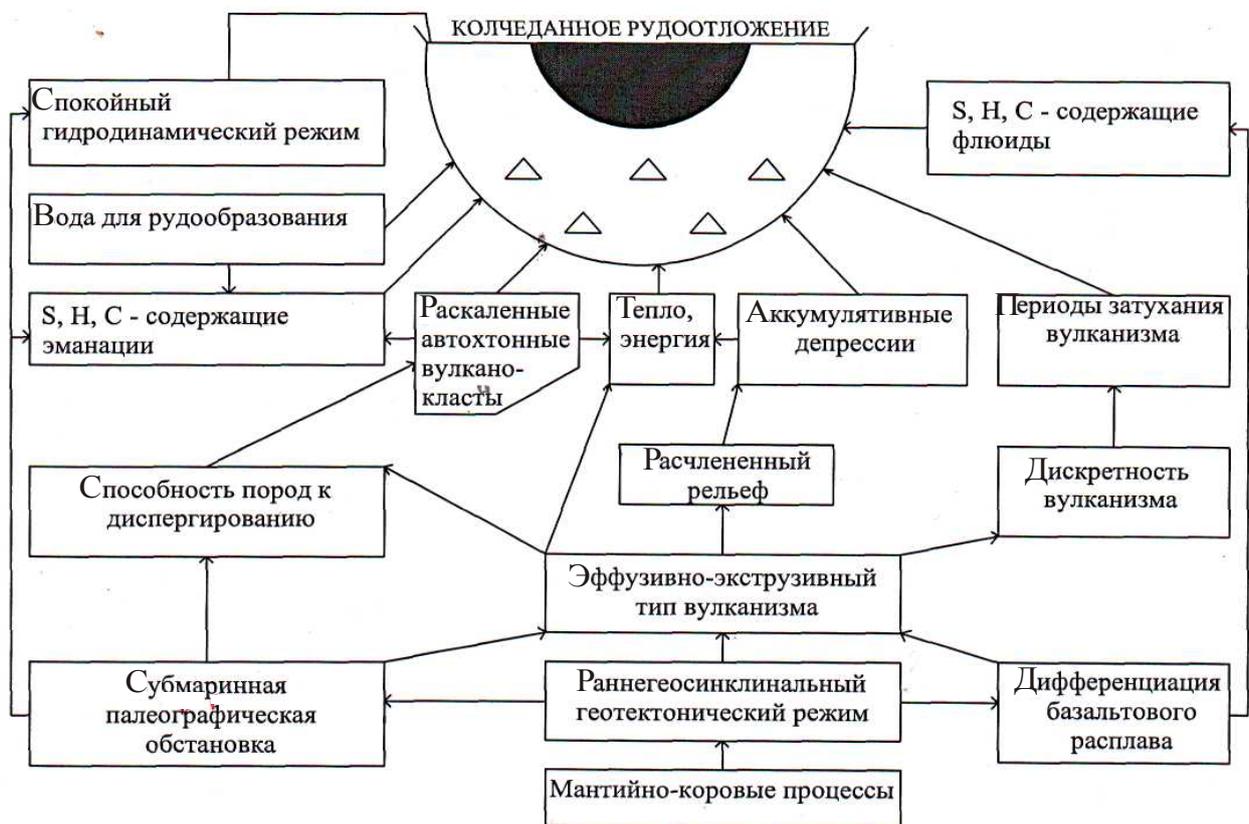


Рис. 7.5. Принципиальная схема палеовулканических и палеогидротермальных обстановок формирования уральских колчеданных месторождений

Одним из ключевых тестов проверки правильности любой модели колчеданного рудообразования является объяснение причин его связи с

определенными вулканогенными формациями. «Никакая гипотеза генезиса колчеданных месторождений не может быть признана удовлетворительной, если она не объясняет характерной приуроченности оруденения с эффузивно-осадочными толщами типа спилит-кератофировых» [Домарев, Образцова, 1967. С. 469]. По классическим представлениям, эта связь объясняется мантийно-коровыми процессами, а именно особенностями дифференциации базальтовых расплавов или или же их взаимодействием с коровым веществом. Приведенные автором материалы позволяют связывать источники вещества и растворов не только непосредственно напрямую с глубинными мантийно-коровыми процессами, но и с продуктами их становления в экзогенной обстановке через цепь взаимосвязанных процессов (рис. 7.5).

Другими словами, колчеданное оруденение образуется в определенной палеовулканической и палеогеографической обстановках (наличие депрессий, выполнение их автохтонным вулканокластическим материалом, субмаринные условия и пр.), которые определяются типом дифференциации расплава и геодинамической обстановкой.

## ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Деятельность гидротермальных рудообразующих процессов отражают околорудные метасоматиты. Комплексное и взаимосвязанное исследование вулканогенных образований и околорудных метасоматитов позволили получить новые данные об особенностях строения и условиях формирования уральских колчеданных месторождений.

1. Изучение материала, полученного в связи с опосредованным поиском глубоких горизонтов колчеданных месторождений, позволило установить, что серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты, непосредственно вмещающие колчеданные залежи, на глубину сменяются пропилитизированными породами, которые в свою очередь подстилаются неизменными породами и представляют собой нижнюю границу распространения колчеданного оруденения. Анализ положения ореолов гидротермальных изменений в вулканических структурах показал, что площади развития преобразований как пропилитовых, так и серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов совпадают с контурами вулканических депрессий.

2. Детальным изучением геологических разрезов установлена многоярусная зональность минеральных фаций рудовмещающих серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов. Каждый эруптивный цикл имеет свой автономный ореол изменений, в котором наиболее гидротермально проработанные серицит-кварцевая и хлорит-кварцевая зоны, отражающие близрудный уровень, совпадают с его верхней частью, что указывает на проявление максимума гидротермальной деятельности в межпароксизмальные периоды вулканизма. Завершенность гидротермальных преобразований является важным фактором колчеданного рудообразования и во многом определяется палеовулканической обстановкой.

3. Расчетами баланса вещества подтверждено, что гидротермальные преобразования сопровождаются миграцией породообразующих и

рудных элементов в количествах, измеряемых десятками тысяч – миллионами тонн. Минеральный и химический состав метасоматических зон обусловлен различной подвижностью и особенностями привноса – выноса элементов. В бассейне миграции вещества выделены 4 области: 1) область выщелачивания породообразующих и рудных элементов, которой соответствует зона пропилитизации; 2) область выщелачивания и частичного отложения породообразующих и рудных элементов – серицит-хлорит-кварцевые метасоматиты; 3) область осаждения рудных элементов и магния – колчеданные руды и подрудные хлоритолиты; 4) область рассеивания в водоемах выщелоченных из ореола изменений ряда элементов (натрия, кальция, марганца и фосфора). Расчеты позволяют предполагать: миграция вещества происходит в системе, открытой для привноса серы, углерода и водорода; количество выщелоченных рудных элементов (железа, меди, цинка) сопоставимо с запасами руд.

4. Палеовулканические и палеогидротермальные реконструкции выявили необходимые условия для колчеданного рудообразования, главными из которых являются: а) субмаринная обстановка; б) расчлененность рельефа и наличие депрессий; в) выполнение их газонасыщенным и раскаленным вулканокластическим материалом; г) дискретность вулканизма, обуславливающая появление периодов затухания эруптивной деятельности, благоприятных по длительности для рудоотложения; д) застойный гидродинамический режим и спокойная сейсмотектоническая обстановка, предохраняющая руды от разубоживания и разрушения; е) поступление эндогенных флюидов, содержащих серу.

5. Полученный фактический геологический материал позволил предложить новую для уральских колчеданных месторождений модель формирования. Предполагается, что захоронение морских вод в вулканических впадинах, заполненных газонасыщенным раскаленным вулка-

нокластическим материалом, и поступление в эти участки эндогенных флюидов, насыщенных серой, водородом, углеродом, обуславливают химическую агрессивность захороненных (седиментационных) вод, что, в свою очередь, приводит к метасоматическим изменениям вмещающих пород и выщелачиванию из них рудного вещества. Литификация толщ и инфильтрационный водообмен способствовали выжиманию минерализованных седиментационных вод (гидротерм) с последующим осаждением рудного вещества на дне палеодепрессий.

6. Проведенные исследования показывают, что не только мантийно-коровые процессы, но и явления, связанные со становлением их продуктов как в вещественной (кристаллизующейся из мантийно-коровых расплавов вулканиты), так и в структурной (особенности вулканических сооружений) формах, во многом обуславливают и тесно связаны с рудообразующим процессом. Экзогенные факторы наряду с эндогенными влияют не только на рудоотложение, но и на процесс рудообразования в целом. Это предопределяет новое направление в исследовании колчеданных месторождений, а именно изучение их с позиций оценки рудогенерирующей роли окружающих их породных и структурных комплексов.

## БИБЛИОГРАФИЧЕСКИЙ СПИСОК

*Баранов Э. Н., Штейнберг А. Д., Архангельских А. Н.* Геохимическая и метасоматическая зональность ореолов колчеданных месторождений Урала – свидетельство рециклинговой модели их формирования // Рудоносные метасоматические формации Урала. Свердловск: СГИ, 1986. С. 12 – 13.

*Бородаевская М. Б., Кривцов А. И.* К методике составления крупномасштабных карт метаморфизма вулканогенных образований // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. Второго Урал. петрограф. сов. Т. V. Свердловск: УФАИ, СССР, 1969. С. 198 – 210.

*Бородаевская М. Б., Ракчеев А. Д.* Метаморфизм магматических комплексов Магнитогорского и южной части Тагильского мегасинклиория // Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: МГУ, 1968. С. 86 – 96.

*Ботвинкина Л. Н.* Генетические типы отложений областей активного вулканизма // Тр. ГИН АН СССР. Вып. 263. М.: Наука, 1974. 318 с.

*Вахрушев В. И., Дейнекина Л. М.* Зональность и метаморфизм руд колчеданной залежи Приорского месторождения // Геология рудных месторождений. 1978. № 2. С. 52 – 63.

*Викентьев И. В.* Условия формирования и метаморфизм колчеданных руд. М.: Научный мир, 2004. 344 с.

*Геологический словарь.* Т. 1. М.: Недра, 1978. 486 с.

*Германов А. Н.* О возможном участии подземных вод в гидротермальном рудообразовании // Изв. АН СССР, серия геолог. 1955. № 6. С. 70 – 82.

*Гриненко В. А., Гриненко Л. Н.* Геохимия изотопов серы. М.: Наука, 1974. 272 с.

*Грязнов О. Н.* Рудоносные метасоматические формации складчатых поясов. М.: Недра, 1992. 256 с.

*Давыденко И. В.* Статистическая оценка относительной подвижности компонентов при метасоматозе // Метасоматизм и рудообразование. М.: Недра, 1975. С. 255 – 259.

*Домарев В. С., Образцова З. А.* О генезисе колчеданных месторождений и о некоторых вопросах металлогении // Зап. ВМО. 1967. Ч. ХСVI. Вып. 4. С. 469 – 475.

*Дударев А. Н., Сотников В. И.* Термоосмотическая фильтрация растворов в горных породах (в связи с проблемами рудообразования). Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1992. 108 с.

*Жариков В. А., Омеляненко Б. И.* Некоторые проблемы изучения изменений вмещающих пород в связи с металлогеническими исследованиями // Изучение закономерностей размещения минерализации при металлогенических исследованиях рудных районов. М.: Недра, 1965. С. 119 – 194.

*Жуков Н. М.* Влияние содержания компонентов в породе на их поведение при метасоматическом кислотном выщелачивании // Изв. АН СССР, серия геолог. 1975. № 8. С. 70 – 71.

*Захарова А. А.* Метаморфизм вулканогенных пород Макан–Мамбетовской рудоносной зоны (Южный Урал) // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Тр. Второго Урал. петрограф. сов. Т. V. Свердловск: УФАН СССР, 1969. С. 158 – 167.

*Злотник-Хоткевич А. Г., Варьяш Л. Н.* К вопросу о роли магматической и морской сульфатной серы в образовании сульфидных руд некоторых колчеданных месторождений // Докл. АН СССР. 1982. Т. 263, № 4. С. 981 – 984.

*Злотник-Хоткевич А. Г.* Модель формирования колчеданного оруденения в связи с явлениями субмаринного вулканизма // Генетические модели эндогенных рудных формаций: тез. докл. Всесоюз. сов. Новосибирск: ИГГ СО АН СССР, 1985. С. 30 – 31.

*Злотник-Хоткевич А. Г., Петрова М. А.* Процессы синвулканического преобразования базальтов в северных Мугоджарах и связь с ними колчеданного оруденения // Геология рудных месторождений. 1979. № 1. С. 72 – 87.

*Злотник-Хоткевич А. Г.* Происхождение минеральной зональности в сульфидных рудах колчеданых месторождений // Методы локального прогноза месторождений цветных металлов: Тр. ЦНИГРИ. Вып. 207. М.: ЦНИГРИ, 1986. С. 48 – 54.

*Иванов С. Н., Логинов В. П.* О связях колчеданных месторождений Урала с вулканогенными формациями // Рудоносность вулканогенных формаций. М.: Недра, 1965. С. 102 – 113.

*Иванов С. Н., Нечеухин В. М.* О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ // Геология рудных месторождений. 1969. № 1. С. 40 – 49.

*Иванов С. Н.* Опыт изучения геохимии и минералогии колчеданных месторождений. Сибайское месторождение // Тр. Горно-геолог. ин-та УФАН СССР. Свердловск: УФАН СССР, 1947. 64 с.

*Кейльман Г. А., Минкин Л. М.* Типы и эпохи метаморфизма на Урале // Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1974. С. 160 – 169.

*Кейльман Г. А., Паняк С. Г.* Математические модели метасоматических процессов и их геологическая интерпретация // Докл. АН СССР. 1976. Т. 227, № 1. С. 188 – 191.

*Контарь Е. С.* О некоторых геохимических особенностях колчеданных месторождений Тагильского прогиба (Северный и Средний Урал) // Геохимия. 1977. № 11. С. 1716 – 1718.

*Коржинский Д. С.* Понятие о геохимической подвижности элементов // Зап. ВМО. 1942. Ч. 71. Вып. 3-4. С. 160 – 167.

*Коржинский Д. С.* Очерк метасоматических процессов // Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях. М.: АН СССР, 1955. С. 335 – 456.

*Кривцов А. И., Макеева И. Т.* Рудообразующие процессы // Итоги науки и техники, серия: Рудные месторождения. Т. 14. М.: ВИНТИ, 1984. 148 с.

*Кривцов А. И.* О метаморфизме южноуральских колчеданных месторождений // Докл. АН СССР. 1974. Т. 215, № 3. С. 685 – 688.

*Кривцов А. И.* Палеовулканизм эвгеосинклинальных зон Урала и колчеданообразование. М.: Недра, 1979. 168 с.

*Кривцов А. И.* Типовые модели медноколчеданных месторождений Урала и приложение к ним схем рециклинга // Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений: тез. докл. V чтений памяти А. Н. Заварицкого. Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 29 – 30.

*Кривцов А. И., Шишаков В. Б.* Вопросы рудной зональности колчеданных месторождений Урала // Вопросы генезиса эндогенной зональности колчеданных месторождений: Тр. ЦНИГРИ. Вып. 14. М.: ЦНИГРИ, 1979. С. 11 – 23.

*Кудряков В. А.* Общие черты развития пластовых водонапорных систем // Методика палеогидрогеологических исследований. Ашхабад: Институт геологии, 1970. С. 88 – 93.

*Курицина Г. А.* Геолого-петрографическая характеристика рудовмещающей толщи северной части Красноуральского района // Материалы по петрографии и

геологии Главной (Западной) вулканогенной зоны восточного склона Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1958. С. 161 – 296.

*Курносков В. Б.* Гидротермальные изменения базальтов в Тихом океане и металлоносные отложения (по материалам глубоководного бурения). М.: Наука, 1986. 252 с.

*Лисицын А. П., Богданов Ю. А., Гурвич Е. Г.* Гидротермальные образования рифтовых зон океана. М.: Наука, 1990. 256 с.

*Логинов В. П.* Алюмосиликаты Кабанского колчеданного месторождения // Тр. ИГИН АН СССР, вып. 135, серия рудн. м-ний, № 15. М., 1952. С. 72 – 79.

*Логинов В. П.* Геология Кабанских колчеданных месторождений // Колчеданные месторождения Урала. М.: Изд-во АН СССР, 1950. С. 148 – 192.

*Логинов В. П.* Пренит-пумпеллиитовая фация регионального метаморфизма в главной зеленокаменной полосе Среднего Урала // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. Второго Урал. петрограф. сов., Т. V. Свердловск: УФАН СССР, 1969. С. 137 – 144.

*Логинов В. П., Русинов В. Л.* Некоторые существенные различия пропилитизации и регионального зеленокаменного метаморфизма в вулканогенных толщах геосинклиналей // Метаморфизм и рудообразование. М.: Наука, 1974. С. 171 – 183.

*Логинов В. П.* Эндогенная зональность колчеданных месторождений // Зональность гидротермальных рудных месторождений. М.: Наука, 1974. Т. II. С. 7 – 85.

*Малахов А. А., Малахов Д. А.* Источники вещества медноколчеданных месторождений Маканского рудного поля на Южном Урале // Геология рудных месторождений. 1978. Т. 20, № 1. С. 40 – 51.

*Маркс В. А.* Метаморфизм альбит-эпидот-амфиболитовой фации горных пород зеленокаменной зоны в Верхне-Уфалейском районе на Среднем Урале // Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала. М.: Наука, 1968. С. 120 – 207.

*Масленникова С. П., Масленников В. В.* Сульфидные трубы палеозойских «черных курильщиков» (на примере Урала). Екатеринбург–Миасс: УрО РАН, 2007. 312 с.

*Масленников В. В.* Седиментогенез, гальмиролиз и экология колчеданоносных палеогидротермальных полей (на примере Южного Урала): научное издание. Миасс: Геотур, 1999. 348 с.

*Минкин Л. М., Яковлева О. М.* Новые данные об амфиболитах Платиноносного пояса // Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала: Тр. Второго Урал. петрограф. сов. Т. V. Свердловск, 1969. С. 107 – 118.

*Нечеухин В. М., Маркс В. А., Прокин В. А.* Метаморфизм горных пород вулкано-генных толщ областей древнего вулканизма и его графическое отображение на картах // Палеовулканизм Урала. Свердловск: УФАН СССР, 1968. С. 65 – 103.

*Овчинников Л. Н., Баранов Э. Н.* Первичные геохимические ореолы и вопросы генезиса колчеданных месторождений // Генезис и закономерности размещения колчеданных месторождений. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1978. С. 56 – 62.

*Околорудные метасоматиты и эндогенные ореолы медноколчеданного месторождения «Летнее» / В. И. Чесноков, Л. Я. Берг, И. И. Мезенцев [и др.] // Геология и поиски месторождений редких и известных металлов. Свердловск: СГИ, 1975. С. 59 – 65.*

*Омото Х., Рай Р. О.* Изотопы серы и углерода // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. М.: Мир, 1982. С. 405 – 446.

*Палеовулканические структуры колчеданных полей Урала / М. Б. Бородаевская, В. С. Требухин, Е. П. Ширай [и др.] // Геология рудных месторождений. 1984. № 2. С. 44 – 53.*

*Пирожок П. И., Нафиков А. С.* Сложные и кластические руды на флангах Учалинского месторождения как источник новой информации о его генезисе // Минералогия и геохимия сульфидных месторождений и рудоносных комплексов Южного Урала. Уфа: БФАН СССР, 1979. С. 18 – 28.

*Прокин В. А.* Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. М.: Недра, 1977. 176 с.

*Прокин В. А., Исмагилов М. И., Захаров А. А.* Масштабы и условия миграции вещества при формировании метасоматических сульфидных залежей // Эндогенные рудные месторождения. М.: Недра, 1968. С. 123 – 135.

*Пуркин А. В., Денисова Т. А.* Геологические критерии прогнозирования и поисков на Урале скрытых стратиформных медноколчеданных месторождений, сформированных по продуктам субмаринного выветривания базальтов. Свердловск: Урал-геология, 1987. 190 с.

*Рудник В. А.* Атомно-объемный метод в применении к метасоматическому преобразованию. М.: Недра, 1968. 118 с.

*Рудницкий В. Ф.* К вопросу об источниках вещества Зюзельского колчеданного месторождения // Геохимия. 1980. № 11. С. 1750 – 1752.

*Рудницкий В. Ф.* О новом типе метаморфических изменений пород на уральских колчеданных месторождениях // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 2. С. 440 – 445.

*Рудницкий В. Ф.* О влиянии вмещающих пород на состав и зональность руд на уральских колчеданных месторождениях // Докл. АН СССР. 1981. Т. 260, № 5. С. 1248 – 1250.

*Рудницкий В. Ф.* Гидротермально-метасоматические изменения пород колчеданных месторождений Узельгинского рудного поля (Южный Урал) // Изв. АН СССР, серия геолог. 1983. № 1. С. 101 – 111.

*Рудницкий В. Ф.* Особенности ореола околорудных изменений Сибайского медноколчеданного месторождения // Геология рудных месторождений. 1985. № 2. С. 94 – 100.

*Рудницкий В. Ф.* Литолого-стратиграфический критерий поиска колчеданного оруденения уральского типа // Разведка и охрана недр. 1987. № 1. С. 31 – 34.

*Рудницкий В. Ф.* Миграция вещества при формировании уральских колчеданных месторождений // Геохимия. 1987. № 6. С. 813 – 823.

*Рудницкий В. Ф.* Гравитационная дифференциация массивных руд уральских колчеданных месторождений // Докл. АН СССР. 1988. Т. 303, № 5. С. 1226 – 1227.

*Рудницкий В. Ф.* Ритмичность в брекчиевидных рудах Учалинского медноколчеданного месторождения (Южный Урал) // Изв. Уральской государственной горно-геологической академии. Вып. 5. Серия: Геология и геофизика. Екатеринбург, 1996. С. 103 – 104.

*Рудницкий В. Ф.* Квазиэлизионная модель формирования колчеданных месторождений уральского типа // Изв. Уральской государственной горно-геологической академии. Вып. 8. Серия: Геология и геофизика. Екатеринбург, 1998. С. 78 – 83.

*Рудницкий В. Ф.* Палеовулканические структуры уральских колчеданных месторождений // Изв. Уральской государственной горно-геологической академии. Вып. 10. Серия: Геология и геофизика. Екатеринбург, 2001. С. 122 – 131.

*Рудницкий В. Ф.* Признаки рудоносности палеовулканических депрессий уральских колчеданных месторождений // Доклады РАН. 2003. Т. 391, № 5. С. 660 – 662.

*Рудницкий В. Ф.* Фациально-циклический анализ геологических разрезов уральских колчеданных месторождений // *Литология и полезные ископаемые*. 2005. № 1. С. 78 – 96.

*Рудницкий В. Ф.* Палеовулканологический анализ как метод изучения месторождений полезных ископаемых (на примере колчеданоносных рудных полей Южного Урала): научное издание. Екатеринбург: УГГУ, 2007. 188 с.

*Рудницкий В. Ф., Путинцева Е. В.* Тектурная зональность руд Учалинского медноколчеланного месторождения (Южный Урал) // *Докл. АН СССР*. 1988. Т. 302, № 2. С. 403 – 406.

*Русинов В. Л.* Метасоматические процессы в вулканогенных толщах. М.: Наука, 1989. 214 с.

*Серавкин И. Б.* Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М.: Наука, 1986. 268 с.

*Скрипченко Н. С.* Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. М.: Недра, 1972. 214 с.

*Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения // *Генезис эндогенных рудных месторождений*. М.: Недра, 1968. С. 586 – 647.

*Твалчрелидзе А. Г.* Геохимические условия образования колчеданных месторождений. М.: Недра, 1987. 188 с.

*Франклин Дж., Лайдон Дж. У., Сангстер Д. Ф.* Колчеданные месторождения вулканической ассоциации // *Генезис рудных месторождений*. М.: Мир, 1984. Т. 2. С. 39 – 253.

*Чухров В. Ф.* О немагматической природе вещества некоторых руд // *Источники рудного вещества эндогенных месторождений*. М.: Наука, 1976. С. 85 – 99.

*Шадлун Т. Н.* Особенности минералогического состава, структур, текстур руд некоторых колчеданных месторождений Урала // *Колчеданные месторождения Урала*. М.: АН СССР, 1950. С. 117 – 147.

*Шахов Ф. Н.* Текстуры руд. М.: АН СССР, 1961. 178 с.

*Юсупов С. Ш.* О роли системы вулкан–очаг в переработке основной магмы на кислые силикатные и рудные расплавы // *Тектонические и палеовулканические условия размещения колчеданных месторождений: тез. докл. V чтений памяти А. Н. Заварицкого*. Уфа: БФАН СССР, 1982. С. 159 – 160.

*Ярош П. Я., Буслаев Ф. П.* Структуры руд и история формирования рудных агрегатов Узельгинского месторождения. Свердловск: УНЦ АН СССР, 1985. 32 с.

*Ярош П. Я.* Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М.: Наука, 1973. 238 с.

*Humphris S.E., Thompson G.* Hydrothermal alteration of oceanic basalts by sea water // *Geochim. Et cosmochim. Acta*, 1978. V. 42. № 1. P. 107 – 125.

*Chiron J. C.* Les gisements "Kuroko" du Japan // *Chron rech. Miniere*, 1978. V. 46. № 443. P. 326.

*Graig H.* Isotopic composition and origin of the Red Sea and Solton Sea geothermal brins // *Science*, 1966. V. 154. P. 1544 – 1548.

*Hutchinson R. V.* Hydrothermal Concepts: The Old and the New // *Econ. Geol*, 1983. V. 78. № 8. P. 1734 – 1742.

*Ohmoto H.* Submarine calderas: A key to the formation of volcanogenic massive Sulphide deposites // *Mining Geol*, 1978. V. 28. № 4. P. 219 – 231.

*Seyfried W. E., Motte M. J.* Hydrothermal alteration of basalt by seawater under seawater-dominated conditions // *Geochim. Et cosmochim. Acta*, 1982. V. 46. № 6. P. 985 – 1003.

*Spooner E. T. C.* Hydrodynamic model for the origin of the ophiolitic cupriferous cupriferous pyrite ore deposits of Cyprus // *Volcanic Process. Ore Genesis. Proc. Joint Meet. Volcan. Stud. Group Geol. Soc. London and Inst. Mining and Met., London*, 1976 // London, 1977. P. 58 – 71.

*Stephens M.B.* Spilitization, elements release and formation of massive sulphides in the Stekenjokk Volcanites, Central Swedish Caledonides // *Nordes geol. Unders*, 1980. V. 360. P. 159 – 193.

*Stratified sulfide deposits state of the art report / N/ Williams, Y. Cohen, U. Haack e.t.c.* // *Miner. Deposits and Evol. Biosphre. Rept Dahlem Worskhop Boispheric Evol and Precambrian Met., Brelin, Sept. 1-5. 1980. Berlin, 1982. P. 275 – 286.*

Научное издание

Рудницкий Владимир Францевич

РЕКОНСТРУКЦИЯ ПАЛЕОГИДРОТЕРМАЛЬНОЙ  
РУДООБРАЗУЮЩЕЙ СИСТЕМЫ УРАЛЬСКИХ  
КОЛЧЕДАНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Редактор Л. В. Устьянцева  
Компьютерная верстка Н. Л. Кузиной

Подписано в печать 28.05.2010 г. Формат бумаги 60 × 84 1/16.  
Бумага офсетная. Печать на ризографе.  
Печ. л. 10,25. Уч.-изд. л. 7,25. Тираж 120 экз. Заказ № .

Издательство УГГУ  
620144, г. Екатеринбург, ул. Куйбышева, 30  
Отпечатано с оригинал-макета  
в лаборатории множительной техники УГГУ