

**Флюидный
режим
Земли
и
проблема
крупно-
масштабного
рудообразования**

АКАДЕМИЯ НАУК СССР
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

ТРУДЫ ИНСТИТУТА ГЕОЛОГИИ И ГЕОФИЗИКИ им. 60-летия СОЮЗА ССР
ВЫПУСК 781

Флюидный
режим
Земли
и проблема
крупномасштабного
рудообразования
(на примере халькофильных металлов)

Ответственные редакторы
член-корреспондент АН СССР *Г.В. Поляков*
доктор геолого-минералогических наук *П.Ф. Иванкин*



НОВОСИБИРСК
"НАУКА"
СИБИРСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ
1991

Авторы:

В.С. Кузбный, А.Л. Павлов, Ф.М. Ананьев, В.А. Макаров, В.Г. Михеев, А.В. Попова, В.И. Совлук

УДК 553.2:553.4

Флюидный режим Земли и проблема крупномасштабного рудообразования (на примере халькофильных металлов) / В.С. Кузбный, А.Л. Павлов, Ф.М. Ананьев и др. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1991. – 161 с.

ISBN 5-02-029971-5.

В книге рассмотрены закономерности размещения крупномасштабного оруденения, взаимосвязи его с различными типами магм, геологические и минералого-геохимические особенности крупных и уникальных месторождений меди, никеля, свинца и цинка. Обсуждены результаты исследований флюидного режима рифтогенных структур, глубинных разломов и областей современного вулканизма. Систематизированы данные по порообразующим, аксессуарным минералам и самородным элементам в магматических породах, изотопии элементов и термобарогеохимии включений в минералах магматитов и руд, современным рудообразующим системам и экспериментальным исследованиям расплавов в присутствии флюидных и рудных компонентов. Обосновываются представления о восстановительном режиме первичных глубинных рудоносных флюидов, их солевом составе и активном взаимодействии компонентов в присутствии кислорода на уровнях магмогенерации и рудообразования. На этой основе предлагаются гипотеза крупномасштабного рудообразования и модель формирования уникальных месторождений халькофильных металлов.

Монография представляет интерес для специалистов в области эндогенного рудообразования и металлогении, а также для студентов-геологов старших курсов.

Табл. 27. Библиогр.: 406 назв.

Рецензенты

доктора геолого-минералогических наук А.Ф. Коробейников, В.В. Велинский

Утверждено к печати

Институтом геологии и геофизики им. 60-летия Союза ССР СО АН СССР

Ф $\frac{1804060100 - 046}{042(02) - 91}$ 412-91 I полугодие

Научное издание

Кузбный Валентин Степанович
Павлов Аркадий Логинович
Ананьев Федор Михайлович и др.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ЗЕМЛИ

И ПРОБЛЕМА КРУПНОМАСШТАБНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

(на примере халькофильных металлов)

Редактор издательства Е.Г. Макеенко. Художественный редактор М.Ф. Глазырина. Художник Н.А. Пискун. Технический редактор Н.М. Остроумова

ИБ № 42748

Сдано в набор 30.11.90. Подписано к печати 04.03.91. Формат 70x100 1/16. Бумага типографская № 2. Офсетная печать. Усл. печ. л. 13. Усл. кр.-отт. 13,5. Уч.-изд. л. 13,6. Тираж 750 экз. Заказ № 471. Цена 2 р. 70 к.

Ордена Трудового Красного Знамени издательство "Наука", Сибирское отделение, 630099 Новосибирск, ул. Советская, 18.

4-я типография издательства "Наука". 630077 Новосибирск, ул. Станиславского, 25.

ISBN 5-02-029971-5

© Издательство "Наука", 1991

ОТ РЕДАКТОРОВ

Предлагаемая вниманию читателя книга представляет собой теоретическое обобщение обширных и разнообразных современных данных по газовому режиму Земли, условиям мантийного и внутрикорового магмообразования и генезису месторождений цветных металлов разного типа. С единых позиций эволюции глубинных (подкоровых) восстановленных флюидов авторы обосновывают происхождение крупных и уникальных концентраций халькофильных металлов всех главных типов, связанных с мантийными и внутрикоровыми магматическими процессами, вулканизмом, а также с газовыми струями, проявляющимися на дне океанов и на континентах вне видимой связи с магматизмом. В итоге они приходят к заключению о едином подкоровом источнике халькофильных металлов во всех этих случаях и известной условности сложившегося современного разделения и противопоставления вулканогенных (экзогенных) и плутоногенных (эндогенных) процессов рудообразования.

Многоплановая, проблемная по своему характеру работа написана интересно и увлеченно. В ней последовательно рассматриваются наиболее сложные и остродискуссионные вопросы рудогенезиса — глубины и условия генерации рудоносных флюидов, состав и характер их на разных уровнях земной коры и астеносферы, формы переноса и причины отложения цветных металлов. И хотя предлагаемые авторами модели носят обобщенный характер, они достаточно определенно намечают пути дальнейшей разработки и конкретизации проблем рудогенезиса в тесной увязке их с петрогенезисом. Книга, несомненно, имеет большую научно-познавательную ценность и с интересом будет встречена геологами, изучающими проблемы петрорудогенезиса и глубинного прогнозирования месторождений металлов.

Г.В. Поляков
П.Ф. Иванкин

Общая теория эндогенного рудообразования, как и конкретные геолого-генетические модели промышленных и формационных типов месторождений, должна базироваться на наших знаниях и представлениях об источнике металлов, характере (и источнике) движущейся среды, поставляющей металлы, энергетике процесса, вызывающего мобилизацию металлов и циркуляцию рудообразующих флюидов, факторах и причинах рудоотложения. Основой процесса рудообразования является движущая среда, извлекающая, транспортирующая, концентрирующая и отлагающая металлы /Овчинников, 1985/. Состояние такой среды (рудоносного флюида) и ее вещественное содержание понимаются по-разному. Одни исследователи полагают, что эндогенный флюид обычно представляет собой газированную жидкость, главными летучими компонентами которой являются вода, углекислота и сернистый газ, стабильный во всей мантии /Овчинников, 1985/. Другие считают, что миграция рудного вещества из глубин Земли происходит путем газового переноса металлов восстановительными флюидами, содержащими водород, углерод и их соединения, с повышением роли кислорода, кислородных соединений и соответственно этому окислением флюидов и увеличением в них воды по мере продвижения рудообразующих систем в верхние горизонты земной коры /Маракушев, 1972, 1976; Павлов, 1977; Мельник, 1979; Летников, 1979; Эпельбаум, 1980/. Эволюция флюида в пространстве и во времени рассматривается в качестве одного из проявлений общего процесса дифференциации вещества Земли /Маракушев, Перчук, 1974; Летников, 1979; Литвиновский, Летников, 1981/. Многочисленные исследования показывают, что надкритический природный флюид является в основном смесью таких компонентов, как H_2O , CO_2 , H_2 , CH_4 , C_2H_6 , H_2S ; в подчиненных количествах содержатся HF , HCl , N_2 , NH_3 , SO_2 , C_3H_6 и др. /Летников, 1979; Эпельбаум, 1980; Летников и др., 1981; Гантимуров, 1982/. Состав главных компонентов флюида выражается системой $C - O - H$. По соотношению C/H выделяются три типа природных флюидных систем: $C-$, $H-$ и C/H -системы /Летников и др., 1981; Гантимуров, 1982/. Другим типом рудоносной среды, мобилизующей и переносящей металлы, являются расплавы: силикатный, солевой, сульфидный, магнетитовый, их смеси между собой, с водой и наиболее распространенными газами /Эпельбаум, 1980; Овчинников, 1985/.

Вопрос об источнике металлов в современной теории рудообразования также решается неоднозначно. Большинство геологов вслед за В.И. Смирновым /1969, 1976б/ признают три группы источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений: ювенильные подкоровые, связанные с базальтовой магмой; ассимиляционные коровые, связанные с гранитной магмой; инфильтрационные немагматические. Некоторые исследователи все эндогенные процессы рудообразования подразделяют на коровые и мантийно-ко-

ровые /Овчинников, 1976/, другие считают главным источником рудного вещества подкоровые глубины /Маракушев, 1972, 1976; Летников, 1979/ или вмещающие осадочные и метаморфические породы /Тугаринов, 1963/. В последние годы устанавливается все большая глубинность эндогенных процессов и источников рудного вещества, особенно при формировании крупных и уникальных месторождений /Глобальные закономерности..., 1974; Щеглов, 1980; Ларин, 1980; Овчинников, 1985; Томсон, Полякова, 1985; Щеглов, Говоров, 1985/.

В качестве источника энергии эндогенного рудообразования принимается в основном тепло мантии, поступающее в верхние слои планеты в форме ювенильных (подкоровых) потоков вещества /Коржинский, 1968; Кузнецов, Изох, 1969/. Восходящие флюидные потоки считаются основными факторами магматизма, метаморфизма и миграции рудных компонентов в земную кору /Павлов, 1977; Летников, 1979; Эпельбаум, 1980; Слободской, 1981; Овчинников, 1985/. Учитывается тепло тектонических процессов и радиоактивного распада. В качестве главных причин рудоотложения обычно рассматриваются геологические особенности среды, физико-химические условия и динамика рудообразующих растворов.

Накопленный в последние годы фактический материал во многом не согласуется с основными положениями ортодоксальной теории гидротермального рудообразования. Прежде всего противоречивы предлагаемые формы нахождения и переноса металлов гидротермальными растворами, которые считаются устойчивыми на разных глубинах. Низкая растворимость металлов в водных средах не может обеспечить скопления многих типов руд в промышленных масштабах. Данные о восстановительном режиме рудообразующих флюидов на разных глубинах, включая уровень формирования эндогенных месторождений вблизи земной поверхности /Иванкин, Иншин, 1977; Иванкин и др., 1985; Павлов, 1977, 1983а; Томсон, Полякова, 1979, 1985; Щеглов, 1980; Новгородова, 1983/, не соответствуют высокой окислительной способности гидротермальных систем и т.д. Поэтому сегодня правомерно встает вопрос о явной переоценке роли воды в эндогенном рудообразовании. Могут ли существовать рудоносные гидротермальные системы на разных уровнях Земли или они периодически возникают (зарождаются) под влиянием эндогенных флюидов только на верхних уровнях литосферы и здесь же распадаются (отмирают)? Всегда ли вода является растворителем, аккумулятором и переносчиком металлов? Не может ли она выполнять противоположную роль — быть своеобразным кислородным геохимическим барьером на пути потока "сухого" восстановительного глубинного рудоносного флюида и главной причиной процессов рудоотложения? Встают на повестку дня и другие вопросы.

Особенно наглядно эти несоответствия обнажаются при анализе крупных и уникальных месторождений мира. Такие месторождения резко выделяются среди многочисленных средних и мелких объектов не только большими запасами руд, но и спецификой геолого-структурных и минералого-геохимических особенностей /Томсон, Поляков, 1979, 1985/, отражающих глубинный источник металлов, восстановительный характер рудообразующих систем и их значительные энергетические возможности. Например, месторождения благородных металлов в углеродистых формациях возникали при сложной эволюции изначально восстановительных металлоносных газовых флюидов во вторичные гидротермальные, с чем и связаны специфика их состава, масштабы рудообразования и другие особенности /Иванкин, Назарова, 1982; Иванкин и др., 1985/. В сходных физико-химических условиях формировались некоторые оловорудные поля Приморья /Томсон, Полякова, 1985/ и многие

крупные месторождения халькофильных цветных металлов зон тектономагматической активизации /Шеглов, 1980/. К числу таких объектов, вероятно, могут быть отнесены также рудные илы Красного моря, месторождения железомарганцевых конкреций дна Мирового океана, содержащие значительные концентрации цветных металлов и др. В свете сказанного становятся понятными повышенный интерес к современным проблемам эндогенного рудообразования и обилие предложенных геолого-генетических моделей как в общем виде, так и в отношении к конкретным промышленным и формационным типам рудных месторождений. Эти модели рассмотрены в многочисленных публикациях, а также на специальных совещаниях (Новосибирск, 1977, 1985 гг., Самарканд, 1982 г.).

* * *

Исследования по эволюции флюидного режима, формам переноса и причинам отложения цветных металлов при формировании крупных эндогенных месторождений выполнялись кафедрой геологии месторождений и методики разведки Красноярского института цветных металлов им. М.И. Калинина под руководством профессора В.С. Кузнецкого. Работы проводились в творческом содружестве с Лабораторией динамики рудообразующих процессов Института геологии и геофизики СО АН СССР в рамках проблемы 3.5.3. "Теория эндогенного рудообразования" тематического плана СО АН СССР на 1981-1985 гг.

В ходе исследований проведен анализ обширной литературы по флюидному режиму Земли и проблемам магмо- и рудообразования. Некоторые теоретические и прикладные разработки по данным вопросам публиковались авторами ранее. В предлагаемой книге главное внимание уделено месторождениям меди, никеля, свинца и цинка. Эти элементы обладают повышенными халькофильными свойствами и тесно связаны в геохимическом поведении с хлором и серой. Месторождения их среди объектов цветнометалльной группы являются наиболее крупными по масштабам и обстоятельно изученными, в том числе и авторами.

Книга подготовлена коллективом авторов. Глава 1 написана В.С. Кузнецким при участии А.В. Поповой (геофизические данные); глава 2 - В.С. Кузнецким, Ф.М. Анапьевым, В.А. Макаровым, В.Г. Михеевым, В.И. Совлуком; глава 3 - В.С. Кузнецким, А.Л. Павловым, В.А. Макаровым; введение и заключение - В.С. Кузнецким. Авторы искренне признательны профессору [М.П. Кортусову], докторам геолого-минералогических наук Г.Н. Бровкову и А.Е. Мирошникову, кандидатам геолого-минералогических наук Б.П. Чеснокову и Ю.М. Коллеганову, которые детально ознакомились с рукописью и сделали ряд критических замечаний и пожеланий. Особо благодарны авторы члену-корреспонденту АН СССР Г.В. Полякову и профессору П.Ф. Иванкину, взявшим на себя труд по редактированию монографии.

Авторы понимают дискуссионность многих положений предложенной концепции крупномасштабного рудообразования и поэтому с благодарностью воспримут критические замечания и пожелания. В настоящее время можно говорить только о постановке и путях разработки проблемы, а не о ее решении по существу.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРУПНЫХ И УНИКАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ

1.1. МАСШТАБЫ И ГЕОЛОГО-ПРОМЫШЛЕННЫЕ ТИПЫ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Четких критериев деления рудных месторождений по размеру в геологической литературе не существует. Поэтому вопрос о том, какие месторождения считать уникальными и крупными, в определенной степени является условным. Обычно принимается, что такие объекты, встречающиеся сравнительно редко, превышают по запасам в 5–10 раз и более многочисленные средние месторождения соответствующих металлов. В отношении месторождений меди, никеля, свинца и цинка большинство геологов придерживаются схемы В.И. Смирнова и др. /Курс..., 1986/, приведенной в табл. 1. Близки к ней схемы, составленные ЦНИГРИ и ВГФ, в которых уникальные месторождения разделены на две группы – очень крупные и уникальные /Методы..., 1977/.

Запасы металлов на уникальных месторождениях меди достигают 35–44 млн т (Чукикамата, Эль-Теньенте, Чили), никеля – 3–4 (Томпсон, Канада; Маунт-Кейт, Кингстон, Австралия) и 14,3 млн т (Садбери, Канада), свинца и цинка – 12–20 (Сулливан, Пайн-Пойнт и провинция Нью-Брансуик, Канада; штат Миссури, США) и 50–55 млн т (Брокен-Хилл, Австралия). Все уникальные месторождения меди, никеля, свинца и цинка, как и преобладающее большинство крупных объектов, относятся к магматическому сульфидному медно-никелевому, гидротермальному медно-порфировому, колчеданному и стратиформному медным и полиметаллическим геолого-промышленным типам, составляющим основу минеральных ресурсов соответствующих металлов (табл. 2).

В.В. Зайков /1979/, анализируя масштабы полиметаллических месторождений, выделяет шесть групп: гигантские (10–30 млн т свинца и цинка), уникальные (5–10), очень крупные (2–5), крупные (1–2), средние (0,5–1), мелкие (0,1–0,5 млн т). Высокую частоту встречаемости (35–45 %) имеют объекты с запасами 5–10 млн т (метаморфизованные месторождения геосинклинальных зон докембрия), 2–5 млн т (стратиформные) и 1–2 млн т (колчеданные). Эти цифры показывают принадлежность типовых колчеданных и стратиформных месторождений свинца и цинка к разряду крупных и уникальных. Крупнейшие объекты меди имеют примерно те же уровни запасов и относятся к магматическому медно-никелевому и медно-порфирово-

Таблица 1. Запасы месторождений металлов (по В.И. Смирнову и др. /Курс..., 1986/), млн т

Месторождения	Уникальные	Крупные	Средние	Мелкие
Медные	> 5	5–1	1–0,2	< 0,2
Никелевые	> 0,5	0,5–0,25	0,25–0,1	< 0,1
Свинцово-цинковые	> 5	5–0,6	0,6–0,2	< 0,2

Таблица 2. Распределение запасов металлов по геолого-промышленным типам месторождений /по Перваго, 1983/, %

Тип месторождения	Разведанные запасы мира			Разведанные и прогнозные запасы СССР		
	Медь	Свинец, цинк	Никель	Меди	Свинец, цинк	Никель
Магматический сульфидный медно-никелевый	6,0	-	28,0	20,2	-	70,0
Гидротермальный медно-порфировый	51,7	-	-	40,9	-	-
Стратиформный	26,1	35,8	-	18,9	39,2	-
Колчеданный	10,3	50,0	-	18,1	48,1	-
Жильный	3,2	10,8	-	1,0	8,6	-
Скарновый	2,2	3,4	-	0,9	4,1	-
Карбонатитовый	0,5	-	-	-	-	-
Никеленосные коры выветривания	-	-	72,0	-	-	20,0

му (5-10 млн т металла), стратиформному и колчеданному (5-1 млн т) геолого-промышленным типам месторождений. Все уникальные и крупные эндогенные месторождения никеля являются магматическими.

Имеющиеся в настоящее время данные показывают, что уникальные крупные месторождения представляются, с одной стороны, аномальным, а с другой - закономерным явлением процесса рудогенеза. Они характеризуются рядом принципиальных особенностей, отличающих их от многочисленных средних и мелких месторождений того же состава /Томсон, Полякова, 1979, 1985; Иванкин и др., 1985/. Этот факт позволяет говорить об особых условиях и закономерностях проявления крупномасштабного рудообразования и создает возможности использования его особенностей для целей прогноза. В связи с этим представляется необходимым кратко проанализировать распределение оруденения в разрезе земной коры и рассмотреть главные геологические факторы (структурные, магматические), определяющие закономерности размещения, формирования и масштабность оруденения, а также общий облик и внутреннее содержание уникальных и крупных месторождений халькофильных металлов.

1.2. РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАПАСОВ ПО МЕТАЛЛОГЕНЕТИЧЕСКИМ ЭПОХАМ И ОСНОВНЫЕ ТИПЫ КРУПНОМАСШТАБНЫХ РУДОНОСНЫХ СТРУКТУР ЗЕМНОЙ КОРЫ

Крупные и уникальные месторождения меди, никеля, свинца и цинка встречаются на всех континентах и формируются от докембрия до кайнозоя. Мировые запасы меди, главная масса которых заключена в таких объектах, распределяются по металлогеническим эпохам следующим образом: протерозойская - 26,1 %, палеозойская - 16,0, мезозойская - 11,8, кайнозойская - 46,1 % /Перваго, 1983/. В протерозое основные запасы меди (20,9 %) сосредоточены в медистых песчаниках и конгломератах (Заир, Замбия; Восточное Забайкалье, СССР). В палеозойскую эпоху преобладают колчеданные (6,2 % запасов) и стратиформные (5,2 %) месторождения (Урал, Северный

Кавказ, Предсудетское, Джезказганское). В мезозое медь связана в основном с медно-порфировыми (5,4 % запасов) и магматическими медно-никелевыми (4,9 %) месторождениями (Эль-Тенъенте, Чили; Норильская группа, СССР), а в кайнозое – с медно-порфировыми (42,5 % запасов) (Чукикамата, Эль-Сальвадор, Чили), приуроченными в основном к Тихоокеанскому (94 % запасов) и Среднеземноморскому (6 %) складчатым поясам. Запасы сульфидного никеля сосредоточены на уровнях протерозоя (Садбери, Томпсон, Канада; Бушвелд, ЮАР) и мезозоя (Норильский рудный район, СССР).

Распределение мировых запасов свинца и цинка, также сосредоточенных преимущественно в крупных и уникальных месторождениях, по металлогеническим эпохам представляется в следующем виде /Перваго, 1983/: 1) докембрийская – 27,9 % с преобладанием (23 % запасов) колчеданных месторождений (Супливан, Канада; Маунт-Айза, Австралия); 2) палеозойская – 53,7 % с ведущей ролью колчеданных (24,7 % запасов) и стратиформных (25,7 %) объектов (месторождения Рудного Алтая, Озерное, СССР; штат Миссури, США; Пайн-Пойнт, Канада); 3) мезозойская – 8,5 % с развитием существенно (5,5 % запасов) стратиформных месторождений (Силезско-Кравковская группа, Польша); 4) кайнозойская – 9,9 % (преобладают жильные месторождения).

В СССР, по данным В.А. Перваго /1983/, основные запасы меди размещаются в разрезах палеозоя (41,9 %) с преобладанием медно-порфировых (16,1 %) и колчеданных (16,6 %) месторождений и кайнозоя (26,0 %) с ведущей ролью медно-порфировых (24,8 %) объектов. На долю мезозойских месторождений приходится 19,9 % запасов (ликвационные медно-никелевые), а докембрийских – 12,2 % (существенно стратиформные). Основные запасы свинца и цинка размещаются в палеозое (70,7 %), где они связаны преимущественно с колчеданными (33,1 %) и стратиформными (32,8 %) месторождениями, и на уровне докембрия (17,6 %) с ведущим значением объектов тех же типов. Запасы сульфидного никеля относятся в основном к докембрийской (месторождения Кольского полуострова) и мезозойской (Норильская группа месторождений) металлогеническим эпохам.

Несколько по-иному распределяются запасы меди, никеля, свинца и цинка по эпохам рудообразования на территории развитых капиталистических и развивающихся стран /Быховер, 1984/. Около 1/3 запасов меди и никеля здесь приходится на докембрий, а 2/3 их сосредоточено в месторождениях кайнозойского возраста. Свинец и цинк распределяются более равномерно в докембрии соответственно – 23 и 28 %, в палеозое – 54 и 45, в мезозое – 6,5 и 9, в кайнозое – 16,5 и 18 %.

Анализ пространственного размещения крупных и уникальных месторождений халькофильных цветных металлов выявляет их закономерные связи с различными геологическими структурами континентов и океанов: складчатыми областями, срединными массивами и палеоостроводужными системами (колчеданные, стратиформные, медно-порфировые), платформами, зонами автономной активизации и рифтогенеза жестких континентальных блоков земной коры (магматические сульфидные медно-никелевые, медно-порфировые, стратиформные) и системами срединноокеанических хребтов – рифтов океанов (колчеданные медно-цинковые, стратиформные свинцово-цинковые).

Геосинклинально-складчатые области – наиболее хорошо изученные крупные структурные элементы континентального блока земной коры. В общем случае они представляют собой планетарные или региональные линейные зоны высокой подвижности, значительной расчлененности и повышенной проницаемости земной коры, развитие которых связано с глубинными разломами. Особенности структур являются: значительная мощность отложений (терригенные,

карбонатные, вулканогенные), напряженная складчатость, значительный метаморфизм пород и широкое развитие магматических процессов, сопровождающихся рудообразованием /Билибин, 1955; Смирнов, 1962/. Геосинклинально-складчатые области обычно соответствуют крупным металлогенические провинции, а составляющим их структурно-формационным зонам - рудные пояса.

Регионам с геосинклинальными режимами развития свойственны резкие колебания мощности земной коры в целом и мощности отдельных слагающих ее слоев /Белъевский, 1981/. Мощность земной коры достигает 60 км при амплитуде колебаний до 10-15 км и более /Моисеенко, 1981/. Гравитационные аномалии здесь характеризуются большим диапазоном значений. Резко изменчивы уровень теплового потока (в целом он повышен) и магнитное поле регионов. Под складчатыми сооружениями астеносфера имеет значительную мощность. Во всех складчатых поясах отмечается совпадение в пространстве и по глубине слоев с пониженными скоростями в мантии и слоев с высокой электропроводностью. Это позволяет многим исследователям рассматривать астеносферные слои в верхней мантии как области частичного плавления подкорового вещества.

Наиболее четко специфика глубинного строения геосинклинально-складчатых зон проявлена в пределах современных горных хребтов /Ботт, 1974/. Этим областям обычно свойственно изостатическое равновесие. Интенсивные аномалии Буге наблюдаются над гребнями хребтов и могут быть как положительными, так и отрицательными. Отрицательные аномалии объясняются наличием в коре мощного гранитного слоя, а положительные - относительно малой глубиной залегания базальтового слоя. Установлены значительные колебания поверхности Конрада. В частности, базальтовый слой в Рубцовском поднятии Алтая залегает на глубине 10-12 км, в соседней Обь-Зайсанской зоне - 20-22 км, в Минусинской зоне - 8-14 км, а рядом в Западно-Саянской - 26-27 км /Моисеенко, 1981/. Сейсмические наблюдения в эвгеосинклинальных областях подтверждают наличие корней гор, причем в разных регионах характер их может быть различен, а мощность коры в горной области достигает 60-70 км. Так, в Тянь-Шаньской герцинской зоне корни гор выражаются главным образом утолщением базальтового слоя. При общей мощности земной коры около 50 км на гранитный слой здесь приходится примерно 20 км. В альпийской зоне СССР корни связаны с гранитным слоем, который имеет толщину 30-40 км при толщине базальтового 20-30 км /Гутенберг, 1963/.

Соотношения между различными слоями коры в пределах геосинклинально-складчатых областей неоднозначны. Так, структуры Большого Кавказа имеют общую мощность земной коры 60 км /Моисеенко, 1981/. Кровля базальтового слоя погружается в направлении Главного хребта на 15-42 км. Граница гранитно-диоритового слоя (скорости упругих волн 5,8-6,6 км/с) в том же направлении поднимается до глубины 2-6 км. Базальтовый слой имеет мощность 13-25 км и составляет 1/4 часть разреза коры. В пределах Урала сейсмическими исследованиями установлен подъем базальтового слоя, который фиксируется в гравитационном поле региональной положительной аномалией /Кейльман и др., 1977/. Земная кора здесь характеризуется повышенной основностью. Около 3/4 ее разреза приходится на базальтовый слой /Моисеенко, 1981/.

Внутреннему строению ряда складчатых зон свойственна существенная изменчивость глубинного строения /Иванкин и др., 1974/. Так, в пределах Юго-Западного Алтая и его северо-восточного обрамления выделены три типа разреза коры /Кузбный, 1975/. Первый (рудноалтайский) соответствует зоне положительной аномалии силы тяжести и характеризуется значительным

поднятием поверхности базальтового слоя. Мощность этого слоя повышена (28–36 км), а гранитного – понижена (8–14 км). Соотношение мощностей гранитного и базальтового слоев меняется от 1/2 до 1/4. Второй тип разреза (калба–нарымский) выделяется по минимумам гравитационного поля и характеризуется уменьшением мощности (20–26 км) и погружением базальтового слоя при повышении мощности гранитного (16–20 км). Третий тип разреза (иртышский) в гравитационном поле проявляется полосовидными аномалиями градиентов силы тяжести, а по особенностям глубинного строения выделяется как область наиболее активного погружения базальтового слоя и устойчивого нарастания мощности гранитного слоя от разрезов первого типа ко второму. Мощность базальтового слоя меняется от 24–26 до 30–32 км, а гранитного – от 14 до 18 км. Каждому типу разреза коры соответствуют специфические рудные пояса: полиметаллический, редкометалльный и медно–пирротинный.

Таким образом, геосинклинально–складчатые области представляют собой сложные геологические системы с резко дифференцированной по мощности и соотношению слоев корой, что отражается в значительной специфике и контрастности геофизических полей, а также в металлогенической специализации структур. Эвгеосинклинальным зонам свойственны экстремальные значения всех геофизических параметров /Беляевский, 1981/ и высокая магматическая активность с проявлением крупномасштабного оруденения халькофильных металлов /Горжевский, Иванкин, 1974; Бородаевская и др., 1977; Колчеданские месторождения..., 1979/. В миогеосинклиналях продукты раннего магматизма (вулканизма) либо отсутствуют, либо развиты в малых объемах, а позднего – представлены преимущественно редкометалльными гранитами. Геофизические поля в связи с этим являются в основном отрицательными и слабо дифференцированными. В мобильных зонах областей сочленения эв- и миогеосинклинальных структур, характеризующихся контрастными аномалиями градиентов силы тяжести (разрезы коры третьего типа), обычно размещаются месторождения халькофильных металлов в терригенных комплексах (Юго–Западный Алтай, Северный Кавказ и др.).

Под срединными массивами понимаются устойчивые блоки земной коры, располагающиеся в пределах складчатых зон и представляющие собой остатки той структурной поверхности, на которой заложилась геосинклинальная прогибы /Яншин, 1965; Чиков, 1977; Шеглов, 1971, 1980/. Срединные массивы обычно имеют пониженную мощность коры, которая под осадочными отложениями представлена преимущественно гранитным слоем; базальтовый слой сокращен /Беляевский, 1981/. При активной базальтификации гранитного слоя в коре срединных массивов появляется промежуточный "диоритовый" слой с повышенными относительно гранитного слоя скоростями упругих волн (6,1–6,6 км/с) /Моисеенко, 1981/. Изменчивость мощности земной коры в пределах срединных массивов обусловлена в основном изменением мощности базальтового слоя.

В развитии срединных массивов выделяются три крупных периода: образование кристаллического основания (архейского, протерозойского); переработка жестких блоков консолидированной коры под влиянием геосинклинальных процессов (иногда неоднократных) с формированием многочисленных разломов и прогибов в теле массивов и зонах их обрамления; развитие процессов автономной тектономагматической активизации. В связи с этим на фоне геосинклинально–складчатых зон срединные массивы выступают как крупные аномально рудоносные структуры, в пределах и вокруг которых концентрируется разнообразное и разновозрастное оруденение /Смирнов, 1962; Горжевский и др., 1974; Шеглов, 1971, 1980/.

Срединные массивы как самостоятельные металлогенические провинции обладают рядом специфических особенностей /Шеглов, 1971, 1980/. Главнейшими из них являются: 1. Совмещение рудных месторождений, характерных для различных структур земной коры (платформ, геосинклиналей, областей тектономагматической активизации); 2. Широкое развитие крупномасштабного оруденения, связанного с процессами тектономагматической активизации (медно-молибденовое, полиметаллическое, ртутно-сурьмяное и др.); 3. Локализация рудоносных магматитов и месторождений преимущественно в долгоживущих разломах, что предопределяет линейное (поясовое) размещение оруденения, прежде всего в обрамлениях массивов и их краевых частях; 4. Парагенетическая связь рудных месторождений с пестрыми по составу интрузивными и вулканическими комплексами пород; 5. Приповерхностные условия формирования месторождений и многостадийность процесса рудообразования.

Островодужные структуры размещаются в мобильных зонах сочленения континентов и океанов. Обычно они представлены системой островных или подводных возвышенностей, глубоководного желоба внешней (океанической) стороны дуги и глубоководной котловины краевого моря. Особенностью современных островодужных систем является высокая тектоническая и вулканическая активность структур с размещением действующих вулканов на внутренних дугах (поднятиях), обращенных в сторону материка. Состав вулкаников существенно андезитовый и андезитобазальтовый с вариациями от оливиново-го базальта до риолита /Аверьев, 1966; Мархинин, Стратула, 1977; Меньяйлов и др., 1980; Набоко, 1980/. Металлогеническая специализация островных дуг существенно халькофильная.

Островодужные системы наиболее типичны для тихоокеанской переходной зоны от континентального к океаническому типу земной коры. Собственно островная дуга, или горная цепь, является частью такой системы и характеризуется в геофизических полях высокой сейсмичностью, значительными аномалиями теплового поля и очень высокими градиентами гравитационного поля /Беляевский, 1981/. В целом для островных дуг характерны интенсивные отрицательные гравитационные аномалии /Ботт, 1974/. По данным глубинного сейсмического зондирования в тихоокеанской переходной зоне Азиатского континента установлено /Моисеенко, 1981/, что островные дуги характеризуются резким преобладанием "диоритового" слоя и пониженной скоростью упругих волн в мантии. Под краевой частью островных дуг иногда регистрируются резкие колебания скорости продольных волн в коре на всех глубинах. Важнейшей особенностью глубинного строения дуг является наличие зоны пониженных скоростей упругих волн сразу под границей Мохоровичича (7,3–7,4 км/с), глубина распространения которых может достигать 200–300 км /Балеста, 1981/. Отмечается и латеральное изменение граничной скорости, в частности под Курильской грядой градиент скорости составляет 0,1–0,4 км/с /Грачев, 1977/. Глубина магматических очагов для Камчатки определена в 60 км, наибольшая вулканическая активность приурочена к центральным участкам дуги /Ботт, 1974; Аверьянов и др., 1963/. Система характеризуется кольцевым поясом разнофокусных землетрясений. Мощность земной коры (варьирует от 7–10 до 40–45 км) и ее строение испытывают в зонах перехода тихоокеанского типа резкие изменения.

Состав и мощность земной коры в пределах островодужных систем неоднородны. В Курильской островной дуге выделяются /Аверьянов и др., 1963/ три типа коры: океанический, континентальный и промежуточный. Океаническая кора характерна для районов океанического ложа. Общая мощность ее составляет 5–10 км, в том числе около 1 км мощности приходится на

осадочный слой, под которым находится "базальтовый" слой. Мощность континентального типа коры свыше 20 км. На разных участках состав его различен. В северной части Охотского моря выделяют осадочный и гранитный слои; базальтовый слой или вообще не выделяется, или выделяется нечетко. У северных Курильских островов и на южном побережье Камчатки в составе коры фиксируются все три слоя при общей мощности коры до 35 км. Промежуточный тип коры выделен в глубоководной впадине Охотского моря, у средних и южных островов Курильской дуги. В коре промежуточного типа выделяют мощный (более 5 км) надбазальтовый слой осадочной или вулкано-огненной природы и базальтовый слой мощностью 4–10 км. В зоне Курильской островной дуги чередуются участки земной коры всех трех типов. Еще большее разнообразие типов разрезов коры для тихоокеанской переходной зоны описано в работе Ф.С. Моисеенко /1981/.

Палеоостроводужные системы свойственны геосинклинальным вулканическим поясам различного возраста /Гвалчрелидзе, 1977/. Они являются типичными окраинно-континентальными структурами эвгеосинклинальных систем, формируются на океанической (Урал, Северный Кавказ), промежуточной (Малый Кавказ) или интенсивно переработанной континентальной (Рудный Алтай, регион зеленых туфов Японии) коре и характеризуются сочетанием палеоостровных дуг (поднятий) или вулканических геоантиклиналей и прогибов, выполненных терригенными породами. Состав вулкаников коррелируется с типом коры и меняется от господства базальтов (Урал) до резкого преобладания кислых пород (Рудный Алтай). Некоторые вулканические пояса, например Рудноалтайский, представляют собой сложные островодужные системы, состоящие из элементарных дуг, возникших в ходе трансформации фронтальных прогибов-желобов и дуг на остаточных поднятиях-осколках срединных массивов, не претерпевших инверсии /Кузубный, Стручевский, 1983/. В пределах палеоостроводужных систем размещаются медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические провинции уральского, малокавказского и рудноалтайского типов /Колчеданные месторождения..., 1979/.

Платформы – крупные устойчивые по сравнению с геосинклинально-складчатыми областями блоки земной коры, характеризующиеся двухъярусным строением. Нижний ярус (фундамент) сложен разновозрастными геологическими формациями древних (обычно архейских, протерозойских) складчатых областей, а верхний – слабо дислоцированными осадочными или вулкано-осадочными породами фанерозоя, составляющими чехол платформы. Наиболее активными структурами платформ являются синеклизы, антеклизы, авлакогены, особенно области краевых перикратонных погружений на границах со складчатыми областями и наложенные зоны автономной тектономагматической активизации.

Структура земной коры платформенных областей имеет сложное слоистое-блоковое строение /Беляевский, 1981; Соллогуб, Чекунов, 1977/. Блоки различаются мощностью, количеством границ раздела, скоростными разрезами и ограничены зонами глубинных разломов. Общая мощность земной коры в сравнении с геосинклинально-складчатыми зонами уменьшена и обычно составляет 35–45 км. Амплитуда колебаний границы Мохоровичича не превышает 5–10 км /Моисеенко, 1981/. Переход от коры к мантии сложный и осуществляется либо через переходные зоны, толщина которых может достигать 5 км, либо имеет многоярусный характер. Для платформ типична слабая выраженность границы Конрада вплоть до полного ее отсутствия. Мощность базальтового слоя обычно увеличена по отношению к гранитному. Слои с пониженными скоростями в коре платформ имеют сравнительно небольшую мощность (5–10 км). Понижена мощность (10–40 км) и у слоев с низкими ско-

ростями упругих волн в верхней мантии. Граничная скорость вдоль границы Мохоровичича меняется в разных регионах от 7,6–7,8 до 8,4–8,6 км/с, что свидетельствует о неоднородности состава верхней мантии. Аномалии силы тяжести в редукции Буге и изостатические аномалии близки к нулю и характеризуются малыми градиентами. Тепловой поток соответствует среднему для Земли уровню. Магнитное поле в пределах платформ весьма неоднородно, типичны полосовидные знакопеременные аномалии.

Малая глубина залегания волноводов в совокупности с данными гравиметрии и термометрии свидетельствуют об отсутствии под платформами крупных очагов плавления в верхней мантии. Вместе с тем в разрезах земной коры отражаются локальные активные структуры. Интересны в этом отношении данные по Восточно-Европейской платформе /Солюгоб, Чекунов, 1977/. Авторы отмечают, что в чехольные стадии развития платформ их консолидированное основание сохранялось практически неизменным в приподнятых участках шитов, но подвергалось значительным преобразованиям в зонах глубоких прогибов. В пределах прогибов сокращена общая мощность коры, а гранитный слой резко редуцирован в мощности вплоть до почти полного выклинивания. Так, в пределах Украинского шита толщина гранитного слоя составляет 25–30 км, а в Днепровско-Донецком авлакогене не более 10–15 км. Большая мощность гранитного слоя в разрезе Украинского шита предполагает чрезвычайно мощное проявление гранитизации в дочехольную стадию формирования коры платформ. Общая мощность коры в пределах этих структур составляет 35–55 км. Установлена следующая закономерность: чем глубже прогиб, тем более "океанична" его кора. В пределах Сибирской платформы /Моисеенко, 1981/ мощность коры в прогибах 27–30 км и в поднятиях 37–40 км, около половины ее мощности приходится на базальтовый слой.

Металлогения платформ отмечается значительной спецификой. Здесь известны месторождения алмазов, ассоциирующие с кимберлитами (Африка; Бразилия; Якутия, СССР), железа (ангаро-илимский тип) и ликвационных сульфидных, медно-никелевых руд (Норильская группа, СССР; Инсизва, Африка), связанных с дифференцированными базитовыми интрузиями, а также комплексных карбонатитовых руд, сопровождающих массивы щелочно-ультраосновных пород (Африка; Кольский полуостров, Маймеч-Котуйская провинция, СССР) и многие другие /Старицкий, 1958, 1973; Щеглов, 1980/. Магматические формации и связанные с ними месторождения контролируются тектоническими нарушениями, четко выраженными как внутри платформ, так и в зонах обрамления на сочленении с геосинклинально-складчатыми областями.

В чехлах древних и эпигерцинских платформ, их краевых частях и в зонах активизации размещаются стратиформные месторождения меди (Мансфельд, ГДР; Приуральский, Приангарский бассейны, СССР), свинца и цинка (Миссисипи, США и др.). Важной особенностью эндогенных месторождений является их контроль долгоживущими разломами. Рудные районы обычно располагаются в узлах пересечения разрывных нарушений /Билибина, 1973; Щеглов, 1980/. В мобильных зонах платформ, шитов и их обрамлений сосредоточена главная масса промышленных месторождений структур платформенного типа, в том числе крупные и уникальные месторождения цветных металлов (Норильская группа, СССР; Садбери, Канада; Миссисипи, США; Силезия, Польша).

Зоны автономной тектономагматической активизации и рифтогенеза проявляются в пределах различных структурных элементов континентальной коры, таких как складчатые зоны, срединные массивы, платформы и их шиты. Под процессами автономной тектономагматической активизации понимается сложный комплекс наложенных тектонических и магматических явлений, ведущих

к структурной перестройке платформенных и консолидированных складчатых сооружений и происходящих в послеплатформенную континентальную стадию развития земной коры /Щеглов, 1980/.

Для зон активизации характерны следующие особенности:

1. Проявление их в разновозрастных и различного типа структурах континентального блока земной коры на значительном удалении от разновозрастных геосинклиналей и независимо от структур субстрата.

2. Наличие самостоятельных тектонических элементов (вулканических впадин, угленосных депрессий, зон долгоживущих разломов и рифтовых зон), для которых характерны наложенный характер и своеобразие геологических формаций.

3. Широкое развитие щелочных основных и кислых вулканитов и вулканоплутонических ассоциаций с антидромным ходом их становления. Наиболее широко развиты зоны автономной активизации мезо- и кайнозойского возраста; в меньшей мере – верхнепалеозойские и более древние /Белевцев, Калаяев, 1973; Щеглов, 1980/. Характерно "сверхдлительное" развитие разломов, особенно в пограничных зонах активизированных платформ /Казанский, 1972/.

Глубинное строение зон автономной тектономагматической активизации сравнительно однотипное. Гравитационные поля в них отчетливо понижены или характеризуются уровнями, переходными от пониженных к повышенным. На крупных рудных полях и месторождениях установлены положительные аномалии силы тяжести. Тепловые потоки высокие, сейсмичность повышенная и характеризуется мелкофокусными землетрясениями. Мощность гранитного слоя по сравнению с базальтовым резко уменьшена. Общая мощность земной коры понижена, поэтому граница мантии фиксируется на небольших глубинах /Щеглов, 1980/.

Области автономной тектономагматической активизации являются крупными рудоносными провинциями, в которых размещаются многие уникальные по масштабам месторождения флюорита, редких, редкоземельных и халькофильных цветных металлов. Последние представлены прежде всего стратиформными месторождениями свинца и цинка, располагающимися по периферии активизированных областей среди осадочных комплексов пород, слабо затронутых тектоническими движениями, синхронными процессам активизации. Типичными примерами являются полиметаллические месторождения Силезии, Каратау, Испанской Мезетты, Прибайкалья, Алдана, Миссисипи – Миссури и др.

Для многих областей активизации характерно линейное размещение месторождений, контролируемое зонами долгоживущих разломов. Связь процессов магматизма и оруденения с подкоровыми глубинами подтверждается строением тектоносферы (относительная близость мантии), составом магматитов (повышенная щелочность основных пород), наличием в рудах ряда месторождений никеля, кобальта и других элементов. Обращают на себя внимание повышенные концентрации в породах и рудах месторождений углерода и углеводородных соединений. Последние на гидротермальных флюоритовых и флюорит-полиметаллических месторождениях представлены в форме твердых и жидких битумов /Щеглов, 1980/. На стратиформных свинцово-цинковых месторождениях углерод входит в состав карбонатов, а также фиксируется повышенной углеродистостью и битуминозностью рудовмещающих пород.

Континентальные рифты представляют собой крупные линейные зоны растяжения Земли, характеризующиеся вулканизмом с преобладанием основных щелочных пород (базальты, пикриты) над кислыми (трахиты, фонолиты). Среди них различаются рифты внутриконтинентальные (рифтовая система Восточной Африки, Байкальский рифт) и межконтинентальные (рифты Красного моря, Аденского залива и др.).

Построением гравиметрических моделей установлено, что отдельные рифтовые долины ограничены нормальными сбросами, поэтому образование таких структур связывают с горизонтальными растяжениями земной коры /Ботт, 1974/. Материковые рифтовые зоны характеризуются крупными (150–200 мгал) отрицательными аномалиями Буге /Милановский, 1976; Грачев, 1977; Белаяевский, 1981/. Появление рифтового минимума обусловлено не только мощными (до 5–6 км) осадками низкой плотности, но и пониженной мощностью коры под рифтом (30–37 км). На фоне региональной аномалии наблюдаются локальные минимумы рифтовых впадин. Возможны и положительные локальные аномалии, которые интерпретируются как зоны внедрения основных пород. Изостатически рифтовые зоны обычно уравновешены. Для рифтовых зон характерна повышенная плотность теплового потока. Высокий разогрев прослеживается вдоль всей зоны рифтогенеза, что говорит о его связи с глубинными процессами. Рифты являются зоной повышенной сейсмичности, которую отличает небольшая глубина очагов землетрясений (не ниже 40–50 км) и незначительная магнитуда.

Кроме осадочного, в разрезе земной коры материковых рифтов выделены два слоя со скоростями продольных волн 3–6 и 6–6,8 км/с. Мощность верхнего слоя, как и скорость, весьма изменчива (3–20 км), тогда как нижний слой имеет более выдержанную мощность (20–40 км). Мощность коры под рифтом может меняться в больших пределах – от 35–36 км в Байкальском рифте до 24–27 км в Верхнерейнской зоне, уменьшаясь до 13 км /Милановский, 1976/, но континентальный тип коры при этом сохраняется. В ряде рифтов (в частности, в Байкальском) в пределах коры установлен промежуточный низкоскоростной слой (5,5 км/с), который предположительно связывается с аномальным распределением температуры. Возможно, на небольшой глубине существует зона повышенной электропроводности, обуславливающая уменьшение скорости упругих волн. Такой проводящий слой может сформироваться за счет конвективного выноса тепла горячими высокоминерализованными водами. Ниже базальтового слоя во всех рифтовых зонах вместо нормальных мантийных скоростей продольных волн 8,0–8,1 км/с наблюдаются скорости 7,3–7,7 км/с. Этот коромантийный слой ("рифтовая подушка") образует под рифтом линзу, мощность которой по мере удаления от рифта постепенно сокращается. В Байкальском рифте, например, она составляет около 17 км, верхняя граница фиксируется на глубине 38 км. В некоторых случаях в пределах рифтовых зон развит утолщенный астеносферный слой. Принципиальным отличием материковых рифтов от сходных по внешним признакам областей эпиплатформенного горообразования является линейность рифтовых впадин, присутствие вулканических пород и характер физических полей /Грачев, 1977/. Специфическое строение и развитие свойственно областям сводовых поднятий в пределах древних рифтов /Глобальные закономерности..., 1974/.

Рифтовые структуры континентов являются областями крупномасштабного рудообразования. В пределах внутри- и окраинноконтинентальных рифтовых зон формировались медно-колчеданные руды кипрского типа и колчеданные свинцово-цинковые месторождения типа Маунт-Айза /Колчеданные месторождения..., 1979/. В зоне Великих разломов Восточной Африки известны крупные месторождения редкоземельных карбонатитов, а в древних рифтах Канады и США установлены месторождения других металлов /Kutina, 1971, 1972; Глобальные закономерности..., 1974/. Многие рудообразующие процессы связаны с континентальными и межконтинентальными рифтами альпийского возраста (рудообразующие системы Челекена, Байкальского рифта, рудные илы Красного моря и др.).

Внутриокеанические рифты представляют собой протяженные линейные "ущелья" на коре океанического типа в пределах срединно-океанических хребтов. На дне их предполагаются выступы мантийного вещества, подобного выступам альпийских ультрабазитов офиолитовых поясов палеогеосинклиналей. В срединно-океанических хребтах широко развиты оливинные базальты. Все это отражает связь структур с подкоровыми глубинами.

Разрез земной коры в пределах систем срединно-океанических хребтов и рифтов соответствует океаническому типу коры /Ботт, 1974; Грачев, 1977/. Однако суммарная мощность его здесь меньше, чем в нормальной океанической коре /Беляевский, 1981/. Строение коры в Срединно-Атлантическом и Тихоокеанском поднятиях несколько различается /Ботт, 1974/. Поверхность Мохоровичича в Тихоокеанском срединно-океаническом поднятии воздымается до глубины 7 км, а мощность базальтового слоя в присводовой части уменьшается до 3-4 км. Осадочный покров относительно маломощный, а местами может отсутствовать /Моисеенко, 1981/.

Сейсмические наблюдения опровергают представление об изостатической компенсации подводных хребтов утолщением коры под ними /Ботт, 1974/. В результате анализа гравиметрических и сейсмических материалов установлено, что компенсация осуществляется аномально малой плотностью вещества в верхней части мантии. Это, вероятно, связано с фазовыми переходами в веществе, включая частичное плавление. Для коромантийного слоя характерны пониженные скорости упругих волн (7,5-7,8 км/с), область пониженных скоростей отмечается в мантии до глубин 200-250 км /Балеста, 1981/. Границы аномальной области и аномальной мантии погружаются по обе стороны от гребня хребта.

Гравитационные аномалии Фая в пределах гребня отражают рельеф хребта /Грачев, 1977/, их значения невелики (в среднем 15-20 мгал) и свидетельствуют об изостатической уравновешенности хребтов. Осевые рифты срединного хребта отличаются локальными минимумами аномалии Фая с амплитудой порядка 50 мгал относительно поля прилегающих гор. При отсутствии рифта в пределах осевой зоны хребта наблюдаются положительные аномалии. Аномалии Буге закономерно уменьшаются в направлении гребня хребтов. Природу аномалий связывают с плавлением мантийного вещества /Ботт, 1974/. Осевой зоне срединных хребтов соответствует очень резкая положительная аномалия магнитного поля. В целом же магнитное поле имеет специфический облик и представляет собой систему линейных знакопеременных аномалий, параллельных оси хребта.

Распределение теплового потока в пределах срединно-океанических хребтов неоднородно /Грачев, 1977/. Осевая зона характеризуется низкими значениями этого потока, ее периферия - максимальными значениями, которые постепенно понижаются в стороны от хребта. Сейсмическая активность в области хребтов повышенная, причем наибольшие магнитуды приурочены к зонам разломов. Глубина очагов землетрясений небольшая, от 2 до 5 км.

По общему характеру физических полей, высокой сейсмической активности, неглубокому залеганию верхней границы мантии срединно-океанические хребты аналогичны континентальным рифтовым системам, но в пределах хребтов может отсутствовать четко выраженная рифтовая впадина /Грачев, 1977/.

Современное крупномасштабное рудообразование в связи с системами срединно-океанических хребтов и рифтов представлено прежде всего "черными курильщиками" и гидротермальными "факелами" районов Галапагосских островов и Калифорнийского залива. Палеоаналогами таких рудоносных структур, вероятно, являются некоторые офиолитовые геосинклинали с колчеданными месторождениями кипрского типа. Вдоль системы рифтов и срединно-океанических

хребтов размещаются также железо–марганцевые конкреции дна океанов. Обращает на себя внимание приуроченность участков с максимальной плотностью конкреций, обогащенных цветными металлами (медь, никель, кобальт), к узлам пересечения систем поперечными трансформными разломами /Железо–марганцевые конкреции..., 1984/.

Приведенные данные отражают многоактность крупномасштабного рудогенеза в истории развития Земли и проявление его в разнообразных структурных элементах континентов и океанов. Общая особенность рудоносных провинций и крупнейших рудных полей и месторождений халькофильных цветных металлов – связь их с региональными зонами и тектоническими линейными планетами, имеющими подкоровое заложение и высокую тектономагматическую активность в течение длительного геологического времени. К числу таких структур относятся эвгеосинклинальные зоны и области сочленения их с миогеосинклиналиями, глубинные разломы и узлы их пересечения, системы наложенных прогибов в теле платформ, срединных массивов и в областях их обрамления и сопряжения с геосинклинально–складчатыми сооружениями, системы островных дуг, зоны автономной тектономагматической активизации, континентальные и океанические рифты. Глубинность заложения и унаследованная активность рудоносных структур находят свое отражение в особенностях их геологического строения (многообразии тектонических элементов, сложность строения и состава рудовмещающих разрезов, насыщенность продуктами разновозрастного магматизма), специфике геофизических полей (повышенная сейсмичность, наличие тепловых потоков, сложность гравимагнитных полей с обособлением зон градиентов, сокращенный разрез земной коры или повышенная мощность базальтового слоя и др.) и в устойчивости металлогенических процессов, определяющих поясное размещение оруденения и его масштабность.

1.3. ТИПЫ МАГМ И ВЗАИМОСВЯЗЬ С НИМИ КРУПНОМАСШТАБНОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Проблема образования магм и магматических пород является крайне сложной и во многих отношениях дискуссионной. Обсуждение ее на страницах печати продолжается уже более столетия. За это время рассмотрены различные варианты решения проблемы /Петров, 1972; Волохов, 1979/. В настоящее время большинство исследователей высказываются за образование путем селективного или полного плавления твердого субстрата Земли трех типов магм – гранитовой, базальтовой и перидотитовой. Многие геологи допускают самостоятельное проявление в природе андезитовой и щелочной магм, а также возможность формирования пород магматического облика при метаморфизме, магматическом и метасоматическом замещении субстрата.

Вопрос об условиях и способах образования главных типов магм и магматических пород в советской литературе за последние десятилетия наиболее полно рассмотрен в трудах научных школ академиков Ю.А. Кузнецова и В.С. Соболева. Ю.А. Кузнецов /1961/ гетерогенность пород магматического облика считает закономерностью. Породы ультрабазитового и базитового рядов он рассматривает в качестве продуктов кристаллизации соответствующих по составу магматических расплавов, а гранитоиды – результатом кристаллизации кислой магмы, магматического замещения и интенсивного метаморфизма (гранитизации) субстрата. Зарождение расплавов происходит в различных геотектонических и физико–химических условиях под влиянием интрателлурических потоков тепла и вещества /Кузнецов, 1964; Кузнецов, Изох, 1969/.

Д.С. Штейнберг и Г.Б. Ферштатер /1968, 1971/, развивая идеи гетерогенности магматических гранитоидов, выделили два их главных типа: 1) существенно слюдяные граниты глубинных плутонических формаций, являющиеся производными водных магм, генерирующихся в условиях амфиболитовой фации метаморфизма; 2) сухие (с гиперстеном, фаялитом, кордиеритом, гранатом, магнетитом) гипабиссальные гранитоиды вулканических формаций – продукты кристаллизации маловодных кислых расплавов, зарождающихся на уровне гранулитовой зоны метаморфизма. В дальнейшем проблема гетерогенности гранитоидных пород получила свое развитие в работах других геологов /Баратов, Лутков, 1976; Гринберг и др., 1976; Кузбный и др., 1978/.

В.С. Соболев с сотрудниками /В. Соболев, 1964, 1973; В. Соболев и др., 1970/ в зависимости от относительной величины P_{H_2O} выделяют три

типа магм: 1) наиболее "сухие", которые могут изливаться на земную поверхность ($P_{общ}$ резко превышает P_{H_2O} ($P_{H_2O}/P_{общ} = 0,1$)); 2) образующиеся при высоком $P_{общ}$ и пониженном P_{H_2O} , способные к значительным вертикальным перемещениям ($P_{H_2O}/P_{общ}$ порядка 0,2); 3) магмы, образующиеся при относительно низком $P_{общ}$, повышенном P_{H_2O} ($P_{H_2O}/P_{общ} = 0,5-0,6$ и более) и быстро кристаллизующиеся при понижении $P_{общ}$ и Т.

Рассматривая парциальное давление воды (P_{H_2O}) как функцию температуры,

В.С. Соболев /1973/ указывает, что наиболее низкие P_{H_2O} (0,1 Р) свойственны мантии, P_{H_2O} порядка 0,2 Р – уровню гранулитового слоя, а более

высокие – глубинам земной коры, прилегающим к области мигматизации. Нижним пределом распространения воды в мантии считается граница раздела графит – алмаз (120–180 км), ниже которой минералы, содержащие воду, отсутствуют. Температурные режимы формирования различных по "сухости" магм определяются следующими цифрами: Т = 1300–1450 °С для наиболее "сухих" основных магм; Т = 1200–1300 °С для основных, средних и кислых магм, несколько более богатых водой; Т = 1100–1200 °С для магм, наиболее богатых водой. Теоретические разработки В.С. Соболева подтверждены громадным фактическим материалом, полученным в процессе детального изучения породных ассоциаций и составляющих их минералов /Денисов, 1968; Лутц, 1968; Н. Соболев, 1968, 1974; Федорченко, Родионова, 1975; Включения..., 1978; Ермолов, Изох, 1976; Ермолов и др., 1977, 1979; Ермолов, 1982/, а также экспериментальными исследованиями магматических систем /Геншафт, 1965, 1977; Хитаров и др., 1969; Рябчиков, 1971; Эпельбаум, 1980/. Значительно уточнились представления по флюидному режиму глубинного петрогенезиса /Лутц, 1975; Летников, 1979; Слободской, 1979; Волохов, 1979; Ларин, 1980; Овчинников, 1985/.

Рассмотрим кратко условия образования и особенности развития главных типов магм (перидотитовой, базальтовой и гранитовой), с которыми обычно обнаруживает связи крупномасштабное оруденение халькофильных металлов.

Проблема перидотитовой магмы – одна из наиболее сложных в петрологии. Единственным прямым источником информации о составе пород мантии и вероятных условиях зарождения ультрабазитовых расплавов являются включения – ксенолиты глубинных пород в щелочных базальтах, кимберлитах риф-

тогенных структур и зон тектономагматической активизации платформ, прежде всего алмазосодержащие ксенолиты и минералы, заключенные в алмазах. Среди алмазосодержащих ультраосновных пород установлены гранатовые дуниты, гарцбургиты (преобладают), гранатовые лерцолиты и верлиты. Эклогиты представлены разностями, содержащими парагенезис гранат – омфацит, дистеновыми эклогитами, близкими по составу гроспидитам, и корундовыми. Иногда в эклогитах совместно с алмазом присутствует графит /Н. Соболев, 1968; В. Соболев, 1973/. В кимберлитах описаны перидотиты с вкраплениями граната, оливин–двупироксеновые включения с пиропом и хромистой шпинелью, диопсид–гранатовые эклогиты с пироповым гранатом, кианитом и корундом, эклогитоподобные породы гранат–диопсид–плагноклазового состава (иногда с кианитом), кристаллические сланцы гранулитовой фации и гроспидиты /Лутц, 1968; Н. Соболев, 1968, 1974/. В щелочных базальтах наиболее широко развиты разнообразнейшие по составу включения ультраосновных пород, состоящих из оливина, энстатита, хромдиопсида, хромовой шпинели или хромита, эклогитов и гроспидитов. Встречаются ксенолиты габброидов, гранитоидов и метаморфических пород различных уровней земной коры /Денисов, 1968; Федорченко, Родионова, 1975; Включения..., 1978/.

Современные данные по включениям мантийных магматитов в кимберлитах и щелочных базальтах подтверждают возможность зарождения и существования перидотитового расплава вблизи границы раздела графит – алмаз при давлении около $5-6 \cdot 10^9$ Па, что отвечает глубинам порядка 120–180 км. Температурный режим магмообразования, определенный при гомогенизации расплавных включений в пироксенах и оливинах маймечита и дунитов, отвечает интервалу 1200–1500 °С /В. Соболев, 1973/. Флюидный режим магмообразования резко восстановительный, о чем свидетельствуют ассоциации безводных породообразующих и аксессуарных минералов (оливин, пироксен, корунд, кианит, пироп, ильменит, хромовая шпинель, хромит) и самородных элементов (алмаз, графит, платиноиды и др.) в ультрабазитах и породах глубоких ксенолитов, а также обогащенность оливина, пироксенов и шпинели хромом и отсутствие Fe_2O_3 в ильмените и хромите. Это находит свое подтверждение и в результатах изучения состава газовой фазы ультрабазитов /Флюидный режим..., 1977; Говоров и др., 1983/.

Вопрос о месте и времени серпентинизации ультраосновных пород, равно как и редкость проявления ультрабазитов в вулканической фации, остается открытым. Скорее всего загадка эта кроется в физико-химической сущности ультраосновных расплавов и в особой активности процессов трансвапоризации таких магм по мере продвижения их в структурах земной коры. Не исключено, что гипербазитовая магма может зарождаться также в особых условиях повышенного содержания воды в мантии, а ее подъем вверх зависит от степени насыщенности водой и явлений трансвапоризации /В. Соболев, 1973/.

По проблеме образования базальтоидных магм, свойственных различным структурам континентов и Мирового океана, также нет единого мнения. Одни исследователи в качестве родоначальной магмы рассматривают щелочную оливин–базальтовую, выводя из нее толеитовую за счет кристаллизационной дифференциации /Боуэн, 1934/, диффузионного удаления щелочей /Барт, 1961/ или путем ассимиляции сиалического материала /Holmes, 1932; Дэли, 1936; Кузнецов, 1955/. Другие считают щелочную оливин–базальтовую и высокоглиноземистую магмы продуктами дифференциации толеитовой /Грин, Фингвуд, 1968/. Третья группа авторов полагает, что различные типы базальтовых магм имеют независимое происхождение и возникают при плавлении различных частей базальтового слоя /Kennedy, Anderson, 1938/ или

подкорового субстрата Земли /Kuno, 1960; Куно, 1964; Шейнманн, 1964; Кузнецов, 1964; Йодер, Тилли, 1965; Волохов, 1979/. Процессам смешивания расплавов и загрязнения значительных их масс за счет чуждого материала в этом случае отводится незначительная роль. Процессы дифференциации не отрицаются, иногда им придается большое значение. Химизм магматических ассоциаций, по мнению этих авторов, обусловлен составом исходных расплавов. Считается, что "типы магматических комплексов соответствуют типам родоначальных магм и что средние составы комплексов могут характеризовать состав этих магм" /Шейнманн, 1964/. В.А. Кутюлин /1972/ к проблеме базальтовых магм подходит более дифференцированно, с указанием на возможность зарождения их на разных глубинах, учетом процессов кристаллизационной дифференциации расплавов и значительной ассимиляции пород мантии и коры. И.М. Волохов /1979/ при анализе причин разнообразия химического состава расплавов большую роль отводит неоднородности распределения летучих компонентов интрателлурических потоков. Наиболее глубоинной по существующим представлениям является щелочная оливин-базальтовая магма, а самой малоглубинной - толеитовая.

Условия РТ зарождения базальтовых магм и кристаллизации из них главных породообразующих минералов по данным экспериментальных исследований и изучения расплавных включений определяются следующими параметрами $P = 4,5-20 \cdot 10^8$ Па, что соответствует глубинам 15-70 км /Йодер, Тилли, 1965; Грин, Рингвуд, 1968; В. Соболев, Базарова, 1973/; температура ликвидуса базальтов разного типа отвечает 1300-1180 °С, а солидуса - 1100-1040 °С /Куно, 1964; Осборн, 1964; Йодер, Тилли, 1965; Челишев, 1965; В. Соболев, Базарова, 1973/, что в целом согласуется с данными, приведенными Йодером и Тилли по замерам температур потоков гавайских базальтов (жидкая лава - 1200-1100 °С, корка в точке соприкосновения с расплавом - 1065-1057 °С). Щелочные базальтовые расплавы, судя по наличию в лавах ксенолитов эклогитов, ультрабазитов и данным гомогенизации расплавных включений, являются более высокотемпературными (уровень 1300-1400 °С) и глубинными (около 100 км). Температура ликвидуса разных базальтов в присутствии воды ($P_{H_2O} = 0,4-10 \cdot 10^8$ Па)

равна 1180-1000 °С, а солидуса - 925-630 °С. Температурный интервал кристаллизации "сухих" расплавов составляет 170-200 °С при появлении всех главных силикатных фаз (оливина, пироксена, плагиоклаза) в рамках менее 100 °С. Кристаллизация базальтов в присутствии воды происходит в более широком диапазоне температур (при P_{H_2O} до $2 \cdot 10^8$ Па - 240-260 °С; при $P_{H_2O} = 5 \cdot 10^8$ Па - 300-310 °С; при $P_{H_2O} = 1 \cdot 10^9$ Па -

360-430 °С) с последовательным выделением главных породообразующих минералов (оливин, пироксен, амфибол, плагиоклаз) в течение всего процесса /Йодер, Тилли, 1965; Челишев, 1965/.

Флюидные компоненты, таким образом, снижают температурный режим магмообразования и увеличивают интервал ликвидуса - солидуса. Следствием этого являются продолжительность существования расплавов и повышение их миграционной способности. Амфибол в зависимости от величины P_{H_2O} начинает выделяться при температурах 1040-800 °С и активно замешает оливин и пироксен. При кристаллизации базальтовых расплавов в условиях высоких давлений ($P_{обл} = 2 \cdot 10^9$ Па) при наличии в системе воды плагиоклаз не кристаллизуется. Вместо базальтов в этом случае образуются эклогиты, гра-

патовые амфиболиты и другие породы, являющиеся потенциальными источниками базальтовой магмы /Йодер, Тилли, 1965; Геншафт и др., 1965; Грин, Рингвуд, 1968/. Глубина очагов, питающих вулканы, по геофизическим данным оценивается от 40–60 км (Гавайские острова) и 50–70 км (очаг Ключевского вулкана) до 150–200 км /Горшков, 1964/.

Попытки изучения габброидных интрузий складчатых областей выявляют большое разнообразие их по вещественному составу, минеральным парагенезисам и химизму. Главные типы базитов имеют многие минералогические и петрохимические признаки базальтов, свойственных как континентам, так и океаническим областям. Одни комплексы относятся к толеитовой серии и обнаруживают петрохимическую аналогию с траппами древних платформ и толеитовыми базальтами океанов, другие отвечают щелочной оливин-базальтовой серии и выявляют определенную общность с базальтами континентальной оливин-базальтовой формации или оливиновыми базальтами океанов, а третьи относятся к высокоглиноземистой серии и наиболее близки базальтам андезитовой формации /Кузбный и др., 1979; Базитовые и ультрабазитовые комплексы..., 1979/.

Такое сходство химизма и ранних минеральных парагенезисов (основной плагиоклаз + орто- и клинопироксены + оливин) габброидов складчатых областей с определенными сериями базитов платформ и мировыми формационными типами базальтов вряд ли случайно. Представляется более оправданным относить его к категории закономерных явлений, обусловленных мантийной природой источника вещества габброидных интрузий, а не коровой, как считают некоторые исследователи /Кутолин, 1972/. В пользу этого свидетельствуют и геологические данные: связь преобладающего большинства габброидных комплексов с региональными разломами подкорового заложения; сочетание базитов с ультраосновными породами (перидотитами, пироксенитами, серпентинитами), проявляющимися в виде самостоятельных образований или продуктов дифференциации базальтоидных расплавов; обогащенность пород многих комплексов титаном, фосфором, никелем, медью, железом и другими элементами, свойственными базальтовым расплавам больших глубин; акцессории – магнетит, ильменит, титаномагнетит, сфен, апатит, циркон, хромит, сульфиды железа и цветных металлов.

Характерной особенностью интрузивных базитов Сибирской платформы является развитие в раннемагматическом парагенезисе минералов широкого спектра самородных элементов: железа, цветных металлов (медь, свинец, цинк, кадмий, олово, сурьма, никель, кобальт, алюминий), сплавов свинца и олова, свинца, олова и сурьмы, а также графита и карбидов (муассанита). Эти данные свидетельствуют о резко восстановительной обстановке и высокотемпературном режиме (не ниже 1500 °C) зарождения и развития базитовых магм в докамерный период. Основными компонентами глубинных флюидов, обеспечивающими привнос рудных элементов и металлизацию силикатных расплавов, служат H_2 , CO и CH_4 /Слейников, 1983; и др./.

По мере продвижения относительно сухих высокотемпературных базитовых расплавов вверх происходит их трансвапоризация. В условиях последовательного возрастания в системе парциального давления кислорода расплавы вступают в активное взаимодействие с веществом земной коры, постепенно повышают кислотность и обогащаются водой. Соответственно подвергаются окислению и сопровождающие расплавы флюиды. С этим связано появление в габброидных массивах гибридных гранитоидов, наличие в породах водосодержащих минералов и окисление самородных элементов и других соединений металлов флюидизированного расплава с образованием более устойчивых в новой обстановке сульфидных и оксидных соединений металлов.

Продукты кислых магм известны во всех структурах континентов, но особенно они развиты в геосинклинально-складчатых областях, где представлены разнообразными формационными типами гранитоидов и вулканитов риолитового и дацитового рядов. Среди гранитоидов геосинклинальных структур различаются три группы: аллохтонные высокотемпературные ("сухие") гранитоиды вулканогенных интрузивных формаций; аллохтонные средне-низкотемпературные ("водные") гранитоиды плутонических формаций; автохтонные низкотемпературные ("водные") гранитоиды зон ультраметаморфизма и краевых зон интрузивов умеренных и малых глубин /Кузубный и др., 1978/.

Гранитоиды первой группы тесно сочетаются с вулканитами, габброидами, диоритами, сиенитами (слагают сложные по составу и строению многофазные массивы, вулканоплутонические формации и ассоциации), характеризуются обилием и разнообразием дайковых пород и наличием 3-4 структурно-парагенетических групп минералов, отражающих стадийно-прерывистый характер кристаллизации магмы. Ранний (интрателлурический) парагенезис минералов представлен плагиоклазом (от андезита № 30-40 до битовнита - анортита № 80-95), пироксенами (гиперстен, клинопироксены), оливином (иногда), гранатом (пироп - альмандин, спессартин - альмандин), самородным железом и муассанитом; характерны кварц, высокий анортотлаз и санидин (Тян и др., 1976; Ермолов, Изох, 1976; Ермолов и др., 1977, 1979; Кузубный и др., 1978/. Нижний температурный предел парагенезиса гранитоидов Зайсанской складчатой области, оцененный по двупироксеновому геотермометру, отвечает 700-800°. Расплавные включения в ранних (ликвидусных) минералах (кварц, плагиоклаз) гомогенизируются при температурах 1060-850° (1060-950° в породах ранних фаз внедрения, 950-850 °C - в поздних). В массивном кварце гомогенизация стекловатых включений происходит при температурах 830-750 °C /Кузубный и др., 1978/. Имеются указания /Ермолов, Изох, 1976/ на более высокие (1150-1140 °C) температуры кристаллизации ранних минералов. Минеральные ассоциации последующих стадий кристаллизации гранитов представлены все более кислым плагиоклазом (от андезита до олиготлаз - альбита), кварцем, калишпатом (микрочкили, ортоклаз) и гидроксилсодержащими темноцветами (амфиболами, биотитом) с включениями магнетита и ильменита. Эти данные свидетельствуют о постепенном снижении в системе температуры расплавов и кристаллизации последних в условиях повышенного кислородного потенциала и парциального давления воды. Сказанное подтверждается и термобарометрическими исследованиями.

Геолого-минералогические данные, таким образом, однозначно указывают на высокотемпературный характер таких гранитоидов и образование их из относительно сухих перегретых силикатных расплавов с восстановленной формой флюида /Кузубный и др., 1978; Слободской, 1979; Ермолов, 1981/. Зарождение расплавов, вероятно, происходит на уровне обезвоженного гранулит-базитового слоя или на границе последнего с мантией, где условия P T оцениваются значениями: $T = 750-800^\circ$, $P_{H_2O} = 0,1-0,2 P_{общ}$ /В. Соболев, 1964, 1973; В. Соболев и др., 1970; Лутц, 1975; Маракушев, 1966; Перчук, 1973/. В качестве главного агента магмообразования служат интрателлурические потоки тепла, флюидов и летучих соединений металлов, поступавшие по разломам из подкорковых глубин.

По мере подъема сухих перегретых кислых магм неизбежно происходит их трансвапоризация и обогащение водой. При этом магматическая система, с одной стороны, теряет свои термические возможности (остывает), а с другой - приобретает способность сохраняться в жидком состоянии практически

ски до уровня низкотемпературной эвтектики и поэтому может перемещаться по вертикали вплоть до земной поверхности. Естественно, что в новых условиях (умеренные и низкие T и P , P_{H_2O} до $0,5-0,6 P_{общ}$), особенно в про-

цессе камерной кристаллизации расплава, ранний высокотемпературный парагенезис минералов, транспортирующихся от уровня магмообразования, замещается более низкотемпературными ассоциациями минералов и сохраняется как реликтовый /Кузубный и др., 1978; Ермолов и др., 1979; Ермолов, 1982/. Гранитоиды, благодаря этому, приобретают многие черты низкотемпературных образований и нередко распознаются только при специальных исследованиях. С процессами трансвалоризации сухих высокотемпературных расплавов и увеличением в системе P_{O_2} тесно связано окисление восстанов-

ленного флюида и переход его при дистилляции магм с падением температуры в гидротермальный раствор. Место зарождения последнего определяется уровнем камерного пространства гранитоидных интрузивов.

По способу и механизму образования среди высокотемпературных гранитоидов различаются ювенильные и палингенные коровые. Первые являются продуктами дифференциации подкоровой базальтовой магмы на различных уровнях структур земной коры (промежуточные очаги, камеры интрузивов) и обычно составляют небольшие объемы интрузивов габбро-плаггиогранитовой и габбро-сиенитовой формаций (Восточный Казахстан, Урал). Высокотемпературные палингенные гранитоиды образуются при кристаллизации кислых магм, зарождающихся в условиях гранулитовой фации метаморфизма. По особенностям вещественного состава (прежде всего минералов раннего парагенезиса) они близки породам чарнокитовых формаций и поэтому получили название чарнокито- и эндербитоподобных гранитоидов нижнего (чарнокитоподобные) и верхнего (эндербитоподобные) уровней гранулит-базитового слоя коры /Кузубный и др., 1978; Ермолов, 1982/. В пределах фанерозойских структур гранитоиды этого типа, кроме Казахстана, описаны в Приморье, на Камчатке, о. Парамушир, в Хабаровском крае /Маракушев, 1966/, на Северо-Востоке СССР /Гринберг и др., 1976/, Тянь-Шане /Баратов, Лутков, 1976/, Урале /Штейнберг, Ферштатер, 1968; Штейнберг и др., 1971/ и в других районах.

Кислые вулканиты (риолиты и дациты), как и описанные выше гранитоиды, являются продуктами кристаллизации сухих высокотемпературных коровых расплавов, частью - результатом дифференциации базальтовой магмы (ювенильные вулканиты). Температурные условия существования кислых лав по данным изучения расплавных включений во вкрапленниках кварца составляют около $1200-1300^{\circ}C$; при насыщении расплавов водой (до 5 %) температура их резко снижается /В. Соболев, 1973/. Этим обусловлена возможность значительного перемещения расплавов от уровня зарождения до дневной поверхности. Флюидный режим магмообразования, как показывают данные изучения газовой фазы, восстановительный. Вблизи поверхности главные компоненты флюида значительно окисляются и вместе с переносимыми ими металлами переводятся в водные растворы с образованием гидротермальных систем вулканических областей.

Аллохтонные средне-, низкотемпературные ("водные") граниты плутонических формаций позднеорогенной стадии развития геосинклиналей отличаются от высокотемпературных отсутствием в составе формаций вулканитов, габброидов, диоритов и относительно простым (хотя и многофазным) строением плутонов при устойчивости состава пород (сланцевые граниты - гранодиориты) с тенденцией усиления их лейкократовости (иногда и щелочности) во времени. Характерно также отсутствие в гранитах глубинных ксе-

нолитов и однообразии жильных пород (граниты, аплиты, пегматиты). Ранний парагенезис минералов слюдяных гранитов представлен плагиоклазом (олигоклаз – низкий андезин), кварцем и гранатом (спессартин – альмандин) иногда в сочетании с дистеном, ставролитом и корундом (реликты среды), а щелочных гранитов – ортоклазом, кварцем, эгирином и тем же гранатом. В последующих ассоциациях гранитов представлены кислый плагиоклаз (низкий олигоклаз – альбит), кварц, микроклин, биотит и мусковит, а щелочных гранитов – альбит, кварц, микроклин, рибекит, аннит и астрофиллит. Типоморфные акцессорные минералы – ильменит, апатит, циркон, ксенотим, монацит, флюорит, турмалин, ортит и др. Расплавные включения в раннем плагиоклазе гранитов гомогенизируются при температурах 780–740 °С, в кварце и калишпате – 720–650 °С, газовой–жидкие в биотите – 610–590 °С, а стекловатые в ликвидусном (порфиоровом) кварце щелочных гранитов при $T = 760\text{--}610\text{ }^{\circ}\text{C}$ /Кузнецкий и др., 1978/.

Имеющиеся данные однозначно указывают на образование слюдяных гранитов из средне– низкотемпературных расплавов, насыщенных водой. Водные магмы, как известно, могут генерироваться вблизи области мигматизации при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 0,5\text{--}0,6 P_{\text{общ}}$ в рамках $T = 700\text{--}900\text{ }^{\circ}\text{C}$ и при $P_{\text{H}_2\text{O}} = 3\text{--}10 \cdot 10^8\text{ Па}$ в интервале температур от 630 до 700 °С /Штейнберг, Ферштатер, 1968; Штейнберг и др., 1971; Дубровский, 1971/. Такие условия в земной коре создаются на уровне обводненной амфиболитовой фации метаморфизма (гнейсогранитовый слой коры). Состав гранитных выплавов и их металлической составляющей определяются прежде всего веществом субстрата и особенностями флюида, имеющего в этом случае повышенный потенциал кислорода. При наличии мощных тепловых потоков, несущих плавни (щелочи, фтор и др.) происходит полное плавление субстрата очагов магмообразования; в случае маломощных тепловых потоков реализуется вариант селективного плавления пород с образованием эвтектоидных анатектитов и зон мигматитов. Насыщенные водой средне– низкотемпературные расплавы не могут перемещаться по вертикали на значительные расстояния, так как снижение $P_{\text{общ}}$ вызывает потерю воды, других летучих компонентов и, как следствие, изотермическую кристаллизацию магмы. Благодаря этому области генерации магм (очаговые зоны) и становления гранитных интрузивов в пространстве всегда сближены, а эффузивные аналоги таких гранитов в природе отсутствуют. Избыток воды, выделяющейся из остывающих и кристаллизующихся расплавов на уровне их становления (камерные пространства), формирует мощные плутоногенные рудообразующие системы литофильного (преимущественно редкометалльного) типа, развитие которых хорошо отражает современная теория рудообразования.

Автохтонные гранитоиды геосинклинальных областей имеют все признаки образования на месте залегания исходного субстрата и формируются в условиях относительно низких давлений, температур и высокого парциального давления воды ($P_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{общ}}$; $T = 600\text{--}700\text{ }^{\circ}\text{C}$). По особенностям образования среди них различаются анатектично–метасоматические, реоморфические, магматического замещения и метасоматические гранитоиды /Кузнецов, 1964, 1966; Кузнецкий и др., 1978/. Металлическая специализация таких гранитоидов в основе своей определяется составом гранитизированных пород.

Процессы образования кислых магм и гранитообразования протекают, таким образом, на разных глубинах коры – от низов базит–гранулитового слоя до уровня становления интрузивов в верхах гранитно–метаморфического. Оптимальные условия создаются на трех уровнях – в гнейсогранитовом слое,

в верхах и низах базит-гранулитового. В первом случае они обусловлены высокой обводненностью пород (особенно верхней части гнейсогранитового слоя) и связанными с этим широкими возможностями образования кислых расплавов в обстановке минимальных температур. Второй и третий уровни отвечают активным в физико-химическом отношении более глубинным областям земной коры на уровне границ Конрада и Мохоровичича. Мощные ювенильные тепловые потоки вызывают селективное плавление больших объемов пород базит-гранулитового слоя с образованием высокотемпературных кислых магм того или иного типа. В случае высокой проницаемости структур и значительного распространения фронта магмообразования по вертикали в плавление последовательно вовлекаются несколько уровней коры. Этими факторами в основном и определяется наибольшее развитие в природе аллохтонных средне-, низкотемпературных магматитов и высокотемпературных эндербито- и чарнокитоподобных гранитоидов. Ювенильные гранитоиды как продукты кристаллизации кислых расплавов, образующихся при дифференциации базальтовых магм, вероятно, имеют в природе ограниченное развитие.

Геохимическая и металлогеническая специализация расплавов обнаруживают зависимость от их состава, РТ условий магмообразования, состава и режима флюидов и во многом определяются глубиной процессов петрогенезиса. Поэтому вполне естественно, что глубинные по уровню зарождения высокотемпературные гранитоиды (ювенильные базальтоидные и палингенные эндербито- и чарнокитоподобные) приобретают существенно сидеро- и халькофильную специализацию. Наиболее четко этот профиль выражен в ювенильном (базитовом) ряду магматитов. Средне-, низкотемпературные аллохтонные граниты гнейсогранитового уровня характеризуются литофильной, существенно редкометалльной минерализацией. Специализация автохтонных гранитоидов предопределяется составом конкретных типов пород, подвергшихся замещению или переплавлению.

Анализ громадного фактического материала по эндогенной металлогении выявляет постоянную ассоциацию промышленных месторождений черных металлов (железо, хром, титан, ванадий) и платиноидов с ультрабазитами и базитами. Месторождения халькофильных металлов (никель, кобальт, медь, цинк, свинец, серебро, сурьма и др.) обнаруживают генетическую или парагенетическую связь с подкоровыми базальтоидными магмами, продуктами их дифференциации и кислыми высокотемпературными ("сухими") палингенными расплавами, зарождающимися на значительных глубинах (уровень гранулит-базитового слоя Земли) и кристаллизующимися в условиях гипабиссальной, субвулканической и вулканической фаций. Руды литофильных металлов (литий, бериллий, тантал, ниобий, вольфрам и др.) обычно ассоциируют со средне-, низкотемпературными ("водными") слюдяными и лейкократовыми гранитами плутонических формаций, имеющими несомненную коровую природу.

Интересующие нас крупные и уникальные месторождения меди, никеля, свинца и цинка обнаруживают прямые и косвенные связи с продуктами основных и высокотемпературных ("сухих") кислых магм. На многих рудных полях развиты породы ультрабазитового и андезитового магматизма. Наиболее контрастно связь крупномасштабного оруденения с подкоровыми расплавами выражена на ликвационных сульфидных месторождениях меди и никеля. Крупные и уникальные месторождения этого типа (Садбери, Томпсон, Канада; Пилансберг, Инсизва, ЮАР; Норильская группа, СССР и др.) приурочены к региональным и трансформным рудоконцентрирующим структурам (глубинные разломы, зоны активизации), узлам их пересечения и размещаются в расслоенных базитовых и гипербазит-базитовых интрузивах габбро-норитовой (Садбери, Бушвельд) и трапповой габбро-долеритовой (Норильский

район) формаций. Непосредственным источником рудных компонентов в этом случае является базальтоидная магма, специализированная (металлизированная) в подкоревой очаговой зоне и испытавшая сложную дифференциацию с отделением (ликвацией) сульфидной фазы на уровне становления интрузивов. Отчетливые связи крупномасштабного сульфидного медного и медно-никелевого оруденения с подкоревыми магмами намечаются также в структурах инциальных вулканических поясов юга Африки, Канады и Австралии. Низы разреза этих архейских зеленокаменных зон сложены рудоносными коматитовыми сериями, включающими широкий спектр пород от перидотитового и высокомагнезиального базальтового коматита до андезита. Встречаются горизонты фельзитовых лав с содержанием кремнекислоты до 75–78 %. Предполагается, что массовое излияние рудоносных коматитовых лав происходило при наличии тонкой коры и в условиях высокого локального потока тепла / Engel, 1968; R. Viljoen, M. Viljoen, 1970, 1971; Глобальные закономерности..., 1974/.

Значительной спецификой обладают рудоносные магматиты гидротермальных медно- и молибден-меднопорфировых рудных полей. Среди них обычно отсутствуют ультрабазиты и базиты, но широко развиты средние и кислые породы с различным соотношением щелочей. Составы магматитов хорошо коррелируются с типом оруденения и меняются в следующих диапазонах: диориты – плагиогранит-порфиры (медно-порфировые и золото-меднопорфировые месторождения Урала); кварцевые диориты – гранодиориты – гранодиорит-порфиры калинатрового типа (молибден- и медно-порфировые месторождения Монголии, Чили и СССР); монзониты – кварцевые монзониты – монзонит-порфиры натрий-калиевого типа (медно-молибден-порфировые месторождения Чили, Бингем в США и др.). Рудоносными магматическими формациями являются габбро-диорит-кварцдиоритовая (эвгеосинклинальная), габбро-диорит-гранодиоритовая (эпизевгеосинклинальная) и диорит-гранодиорит-монзонитовая (формация андезитоидных поясов). Молибден-порфировые месторождения отличаются повышенной кислотностью рудоносных магматитов и существенно калиевой специализацией щелочей.

Статистическая обработка данных по 58 медно- и молибден-меднопорфировым месторождениям Канады, США и Южной Америки / Geoffrey, Wignall, 1972/ выявила ряд важных магматических факторов, способствующих крупномасштабной концентрации руд. К числу их относятся становление рудоносных интрузий среди основных вулканитов и сланцев зеленокаменных поясов, широкое развитие кварцевых монзонитов и проявление на рудных полях магматических брекчий и диатрем. Эти данные позволяют говорить об активном участии в рудообразовании газов и щелочей. Такие крупномасштабные рудно-магматические системы могут рассматриваться как внутрикоровые образования, возникшие под воздействием мантийных флюидизированных (и металлизированных) тепловых потоков, прежде всего во фронтальных зонах продвигающихся по глубинным разломам базальтоидных магм. Допускается возможность дополнительной специализации рудоносных расплавов медью и молибденом в процессе переработки вмещающих пород. Это подтверждается размещением ряда крупных месторождений в геологических разрезах с повышенным фоном рудообразующих компонентов (зеленокаменные пояса Северной и Южной Америки; структуры Кузнецкого Алатау, СССР и др.).

Магматические породы колчеданных месторождений, свойственных эвгеосинклиналям и эвгеосинклинально-складчатым системам, отличаются большим разнообразием состава и принадлежат к продуктам базальтовой магмы и сопровождающих ее кислых высокотемпературных расплавов. В провинциях уральского, малокавказского, рудноалтайского и хандизинского типов большин-

ством исследователей в качестве рудоносных рассматриваются раннегеосинклинальные формации: недифференцированная базальтовая, контрастная риолит-базальтовая и базальт-риолитовая (кварц-кератофировая), непрерывные базальт-андезит-дацит-риолитовая и андезит-дацит-риолитовая, реже риолит-дацитовая и риолитовая /Бородаевская и др., 1977; Колчеданные месторождения..., 1979; Ширай, 1981; Серавкин, 1986/. Многие геологи доказывают, что промышленные колчеданные руды наложены на вулканические структуры и связывают их с остаточными очагами, разнообразными интрузивными комплексами или считают месторождения полигенными и полихронными /Проблема..., 1977/. В ряду уральский – хандизинский типы провинций в составе формаций закономерно увеличивается количество кислых магматитов и повышается роль калия в составе щелочных элементов пород. Одновременно в рудах убывает количество меди и возрастает содержание свинца и цинка. В провинциях кипрского типа проявлен базальтовый вулканизм (недифференцированная базальтовая формация). В провинциях терригенных эвгеосинклиналей (филизчайский тип) и внутриконтинентальных (типы Маунт-Айза, ата-суйский) магматические породы резко подчинены осадочным. Рудогенерирующими в этом случае считаются вулканы недифференцированной базальтовой и контрастной базальт-риолитовой формаций или пестрые по составу субвулканические интрузии и дайковые тела /Дистанов, 1977; Колчеданные месторождения..., 1979; Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение..., 1982/.

Крупные и уникальные медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения тесно связаны с контрастными формациями и породными ассоциациями вулканических натрового, калинатрового и натрий-калиевого типов. Приурочены они обычно к длительно развивающимся вулканическим и вулканотектоническим структурам (вулканические купола и депрессии, кальдеры, жерла и др.), насыщенным субвулканическими и малыми интрузиями порфиров – порфиритов /Кузубный, 1975; Дистанов, 1977; Серавкин, 1986/. Типичными примерами являются месторождения Урала (Гайское, Сибайское, Учалинское), Рудного Алтая (Лениногорское, Зыряновское, Николаевское, Орловское), Тувы (Кызыл-Таштыгское), Центрального Казахстана (Жайремское) и др.

Стратиформные месторождения меди, свинца и цинка отличаются слабым проявлением магматизма или отсутствием его продуктов на рудных полях. Магматические породы установлены в структурах медного пояса Центральной Африки, медных и полиметаллических провинциях Мансфельда, Мидконтинента, Казахстана и других регионов. Представлены они преимущественно вулканами базальт-андезитовой, базальтовой формаций и их интрузивными аналогами (Мансфельд и др.), телами габбро, кварцевых диоритов и дайками диабазовых порфиритов (Центральная Африка, Казахстан), дайками и силлами слюдяных перидотитов, лампрофиров, телами взрывных брекчий и диатрем (Мидконтинент). Реже проявлены кислые породы. Размещение магматитов всегда контролируется крупными тектоническими нарушениями. В провинциях, расположенных над шовными глубинными разломами и формирующимися в обстановке сжатия, магматизм выражен очень слабо или отсутствует.

Большинство исследователей считают магматические образования стратиформных рудных полей явно до- или послерудными и на этом основании рассматривают месторождения в качестве амагматичных /Попов, 1980; Курс..., 1986; Попов, Яковлев, 1985/. В.В. Архангельская и Ф.И. Вольфсон /1977/, проанализировавшие большой фактический материал по стратиформным свинцово-цинковым месторождениям, отмечают, что провинциям этого типа "свойственно развитие дифференцированных, реже недифференцированных продуктов основного магматизма, относящихся к базальтовой, андезитовой,

андезит–дацитовой, реже кератофир–спилит–диабазовой или андезит–дацит–липаритовой магматическим формациям”. Предполагается, что очаги основных недифференцированных и слабо дифференцированных магм возникают в верхней мантии и коре. Имеющиеся данные позволяют предполагать самую отдаленную – комагматическую связь крупномасштабного стратиформного оруденения с магматическими породами в одних случаях и констатировать возможность формирования крупных скоплений промышленных руд, имеющих глубинный источник металлов, вне связи с магматизмом – в других.

Характерными общими особенностями магматизма крупных и уникальных месторождений меди, свинца и цинка, отражающими сходство механизмов формирования крупномасштабных концентраций этих металлов в различных геологических условиях, являются:

- большое разнообразие пород (от ультрабазита, габбро–базальта до гранита – риолита) и контрастность состава формаций;
- принадлежность магматитов к продуктам подкоровых базальтовых магм и высокотемпературных (“сухих”) кислых расплавов нижнекорового (базит–гранулитового) уровня;
- становление глубинных по зарождению магм в условиях поверхности и малых глубин (вулканическая, субвулканическая, гипабиссальная фации);
- сложность внутреннего строения магматических тел и их совокупностей (многократное чередование лавовых потоков в разрезах вулканических формаций, многофазность и расслоенность рудоносных интрузивов и субвулканических залежей);
- сочетание в единых магматических комплексах и телах пород, близких по составу, но разнообразных по структурно–текстурным особенностям (фельзиты, кварцевые порфиры, гранит–порфиры, граниты; разнообразные по текстурам и структурам базальты, диабазы, габбро–диабазы, долериты, габбро–долериты, такситовое габбро и т.д.);
- наличие взрывных и взрывно–гидротермальных брекчий.

Указанные признаки магматических образований крупномасштабных провинций, рудных полей и месторождений отмечались ранее в ряде работ /Глобальные закономерности..., 1974; Томсон, Полякова, 1979, 1985; Рудоконцентрирующие структуры..., 1983; Тектоника..., 1985/. Они отражают особенности выплавления магм и разделение расплавов и их газовой (и рудной) составляющей в условиях меняющихся давлений и температур. Дифференциация рудоносных магм происходит на разных гипсометрических уровнях формирующихся рудно–магматических колонн – в глубинных очаговых зонах, промежуточных и периферических очагах. Свойственна она крупномасштабным рудным полям и месторождениям различных геолого–промышленных типов – магматическим сульфидным медно–никелевым (расслоение интрузивов с отделением сульфидной фазы), гидротермальным медно–порфировым (многофазность становления и нестрота состава пород рудоносных интрузивов), колчеданным (контрастность состава вулканических формаций и многофазность становления сопровождающих их интрузивов) и стратиформным (дифференцированность формаций) медным и полиметаллическим.

Формы связи оруденения с магматизмом многообразны. В общем случае они могут быть классифицированы следующим образом /Кузубный, 1975/: генетическая (магматические медно–никелевые месторождения), парагенетическая (медно–порфировые, колчеданные) и комагматическая (стратиформные). Часть крупных стратиформных месторождений меди, свинца и цинка формируется вне связи с магматическими процессами.

1.4. ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ И МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КРУПНЫХ И УНИКАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Рассматриваемые месторождения меди, никеля, свинца и цинка формируются в различных геологических условиях, связаны с разными типами магматических пород и образуют крупные рудоносные системы, характеризующиеся многообразием форм и внутреннего минерального содержания. Этим определяются особенности вещественного состава руд и закономерности распределения их в структурах конкретных рудных полей. Общие минералого-геохимические признаки крупных и уникальных месторождений, естественно, могут быть выявлены только при анализе данных по группам объектов различных геолого-промышленных типов.

Магматические (ликвационные) сульфидные медно-никелевые месторождения известны в СССР, Канаде, США, ЮАР, Австралии, Швеции, Филиппинах и других странах. Однако крупные и уникальные по масштабам объекты сравнительно немногочисленны: Норильская группа, Печенга (СССР), Садбери, Томпсон (Канада), Пилансберг (ЮАР), Камбалда, Маунт-Кейт, Кингстон (Австралия). Все крупномасштабные провинции и рудные районы размещаются в активизированных частях щитов и чехлов платформ и связаны с дифференцированными базит-гипербазитовыми массивами, обогащенными магнетитом /Полферов, 1979; Курс..., 1986/.

По возрасту и условиям залегания различаются две группы месторождений: протерозойская (месторождения Канады, ЮАР, Австралии, Печенга) и мезозойская (Норильская группа, СССР; Инсизва, ЮАР). Первая группа приурочена к активизированным зонам сочленения кратогенов архея - протерозоя со складчатыми сооружениями среднего - позднего протерозоя и связана с расслоенными интрузивами габбиссальной фации, сложными перидотитами, пироксенитами, габбро, норитами и габбро-диоритами. Отношение никеля к меди равно 2:1. Вторая группа месторождений размещается в перикратонных краевых частях докембрийских платформ и связана с расслоенными субвулканическими интрузивами чехла, представленными габбро-долеритами, долеритами и пикритами. Медь в них преобладает над никелем. Д.В. Полферов /1979/ разделяет месторождения на четыре формационных типа: норильский, печенгский, ловоозерский, северобайкальский.

Общей особенностью всех крупнейших медно-никелевых месторождений является контроль их зонами глубинных разломов. Так, например, никеленосные массивы Норильска контролируются Норильско-Хараелахской зоной разломов /Годлевский, 1959; Дюжиков, 1985/. Сам рудный район принадлежит к Приенисейскому мегаблоку, расположенному в области торцевого сочленения Енисейско-Хатангского рифтогенного прогиба и Западно-Сибирской рифтовой системы мезозойского возраста, сопоставимых с крупнейшими внутриконтинентальными рифтами Земли /Дюжиков и др., 1986/. Образование месторождений Печенги во времени и в пространстве тесно связано с формированием протерозойского подвижного пояса /Горбунов, 1968/, крупные месторождения Западной Австралии приурочены к докембрийским массивам ультрабазитов зеленокаменных поясов, а месторождения Канадского щита размещаются в протяженных зонах разломов, образование которых происходило после консолидации складчатых структур /Быховер, 1984/. По данным М.А. Фаворской и др. /Глобальные закономерности..., 1974/, рудный район Садбери располагается на пересечении вулканического пояса Абитибби-Вава с меридиональным нарушением из системы палеолинеамента Гудзонова залива и круп-

ным северо-восточным линеamentом. Характерная черта глубинного строения рудных полей – относительно малая мощность гранитного слоя и поднятие границ Конрада и Мохоровичича. Такие данные установлены на месторождениях Норильского района, Печенги, Садбери, Томсон /Полферов, 1979/ и отражают связь никеленосных основных – ультраосновных магм с подкорковыми глубинами.

Магмо- и рудолокализирующими структурами рудных полей обычно являются пологие внутрiformационные контакты пород платформенного чехла (мезозойские месторождения) или наклонные и крутонадающие (до вертикальных) меж- и внутрiformационные контакты, плоскости отслоения складок и краевых частей куполов, зоны разломов (протерозойские месторождения).

Крупные и уникальные магматические сульфидные медно-никелевые месторождения связаны с дифференцированными (расслоенными) базитовыми и гипербазит-базитовыми интрузивами субвулканической и гипабиссальной фаций и поэтому всеми исследователями рассматриваются в качестве малоглубинных образований. Рудные тела их размещаются внутри, в придонных частях и около материнских интрузий и характеризуются значительными размерами. Длина рудных залежей составляет 1–1,5 км по протяжению и достигает 1 км по падению; мощность меняется от первых метров до 70–80 м и более. Среди рудных тел различаются: пластообразные и линзовидные “висячие” и донные залежи вкрапленных, прожилково-вкрапленных и массивных руд; линзы и неправильные тела приконтактных брекчиевых руд; жилообразные и жильные тела массивных руд /Годлевский, 1959; Горбунов, 1968; Полферов, 1979; Курс..., 1986/. Вертикальный размах оруденения значительный и определяется мощностью рудоносных интрузивов и условиями их залегания в геологических структурах.

Руды таких месторождений многокомпонентные и комплексные. Кроме меди и никеля из них извлекаются кобальт, серебро, золото, платиноиды, селен и теллур. Руды разделяются на два главных структурно-генетических типа – сингенетичные существенно вкрапленные и эпигенетические прожилково-вкрапленные, массивные и брекчиевые. Основными минералами их являются пирротин, халькопирит и пентландит, иногда дополнительно кубанит и талнахит. Второстепенные минералы представлены пиритом, магнетитом, ильменитом, борнитом, полидимитом, никелином, миллеритом, виоларитом, сперрилитом, куперитом, троилитом. Редко встречаются кобальтин, арсенопирит, марказит, сфалерит, галенит, халькозин, бравоит, макиновит, флокманнит, майченерит, фрудит и др. /Годлевский, 1959; Горбунов, 1968; Полферов, 1979/. Характерно наличие в рудах полиморфных модификаций минералов (пирротин гексагональный – пирротин моноклиный – троилит, пирит – марказит, халькопирит – талнахит, майченерит – фрудит), обилие сплавов различных металлов и самородных элементов (золото, серебро, платиноиды и др.), а также соединений благородных металлов с серой, теллуром, мышьяком, сурьмой и висмутом. Нерудные минералы сингенетичных руд представлены оливнином, основным плагиоклазом, пироксенном. В эпигенетичных массивах и брекчиевых рудах встречаются ксенолиты вмещающих пород. Иногда проявляются хлорит, карбонаты, актинолит, эпидот, серпентин, тальк и другие минералы, образовавшиеся после кристаллизации главной массы сульфидов.

Характерными элементами-примесями руд являются хром, титан, ванадий, марганец, висмут, свинец, цинк, мышьяк сурьма, германий, галлий, бор, иногда барий, стронций, литий и олово /Горбунов, 1968; Полферов, 1979/. Эти данные отражают участие в рудообразовании как мантийных элементов (резко преобладают), так и коровых. Геохимические ореолы месторождений и рудных тел представлены основными рудообразующими и сопутствующими

элементами и сопоставимы по масштабу с рудоносными структурами. Например, протяженность первичных геохимических ореолов никеля, меди и кобальта сингенетических руд Печенги достигает 1 км по восстанию и 2,8 км по падению /Полферов, 1979/.

Процесс формирования месторождений – однотипный и всегда многоактный. Обычно выделяются два этапа минералообразования, соответствующие формированию син- и эпигенетических руд. На первом этапе различаются три стадии: ранняя – отделение (ликвация) сульфидной жидкости от силикатного расплава; средняя – кристаллизация породообразующих силикатов; поздняя гистеромагматическая – кристаллизация сингенетических сульфидов. Во второй этап формируются эпигенетические медно-никелевые руды в тектонических структурах интрузивов и вмещающей рамы /Годлевский, 1959; Курс..., 1986/. На многих месторождениях син- и эпигенетические руды разделены этапом становления разнообразных по составу интравулканских дайковых пород: плагиопегматитов и кварц-карбонатных жил (Ловозерское месторождение), габбропегматитов, камитонитов, диабазов, авгитовых порфиритов, оливиновых долеритов (Мончегорский, Аллареченский массивы), диабазов и витрофировых порфиритов (месторождения Норильск-1, Талнахское), олигоклаз-андезиновых пегматитов (месторождения Рамзаас и Эртели, Норвегия), оливиновых диабазов (Садбери, Канада), основных пород и микропегматитов (Бушвельдский лополит). На контактах даек отмечается замещение сингенетических пентландит-пирротитовых руд магнетитом, пиритом и марказитом; по халькопириту иногда развивается халькозин.

Характерная особенность руд – их высокотемпературность и "сухость" сульфидной фазы. Сингенетическим рудам свойственны эвтектоидные сростания оливина, пироксенов и плагиоклаза с пирротитом и пентландитом, структуры распада твердых растворов (пирротин + пентландит, пирротин + халькопирит, магнетит + ильменит), наличие талнахита, троилита и обрастание сульфидных капель каймами пироксенов и амфибола. Эти данные свидетельствуют об условиях кристаллизации сульфидов в интервале температур от 1200–1000 до 900–500 °С /Полферов, 1979; Курс..., 1986/. Изменения силикатов неметаморфизованных сингенетических руд на непосредственном контакте с сульфидами отсутствуют или проявлены эпизодические (каймы биотита, талька, ангидрита, хлорита). Зональность сингенетических руд выражена в относительном обогащении халькопиритом флангов и верхних горизонтов рудных тел. Характерно постепенное разубоживание оруденения по падению (склонению) залежей.

Эпигенетические руды характеризуются наличием талнахита и широким развитием структур распада твердых растворов (халькопирит + кубанит, пирротин + пентландит, борнит + халькопирит, халькопирит + сфалерит, халькопирит + миллерит), на основании чего температуры образования сульфидов оцениваются в 900–500 °С /Полферов, 1979/. Некоторые исследователи считают эти руды более низкотемпературными образованиями (600–300 °С). Околорудные изменения представлены слабой хлоритизацией и оталькованием вмещающих пород. Иногда они выражены сравнительно интенсивно (месторождения Печенги, Талнахское). Зональность строения тел эпигенетических руд заключается в обогащении халькопиритом их головной части и флангов; борнит-миллеритовые руды размещаются в местах выклинивания залежей /Полферов, 1979/.

Вопрос о глубинной (подкоревой) природе рудоносных магм и главных рудообразующих компонентов сульфидов (медь, никель, кобальт, платиноиды и др.) решается более или менее однозначно. Более сложной является проблема серы. Данные об изотопном составе ее в сульфидах большинства крупных

и уникальных медно-никелевых месторождений мира отражают близость серы к метеоритному стандарту с отклонениями от него в пределах $-0,2 \div +0,4$ ‰ В.А. Гриненко, Л.Н. Гриненко, 1974; Полферов, 1979/. Для месторождений Норильского района отмечается значительное обогащение сульфидов тяжелым изотопом серы; $\delta^{34}\text{S}$ возрастает до $+1,35$ ‰. Большинство исследователей объясняют это отклонение ассимиляцией рудоносной магмой осадочной серы вмещающих пород.

Формирование никеленосных массивов и рудообразование происходили в восстановительных условиях. Об этом свидетельствуют следующие факты: явление изо- и гетеровалентного изоморфизма в породо- и рудообразующих минералах, развитие в рудах высокотемпературных твердых растворов, "сухость" сульфидной фазы /Полферов, 1979/, преобладание в составе газов минеральных включений водорода, углеводородов, окиси углерода и азота при незначительной роли углекислого газа /Олейников, 1983/, обилие в рудах самородных элементов и интерметаллических соединений (сплавов). Восстановительная обстановка рудообразования определила также преимущественное развитие в рудах моносульфидов - пирротина (реже троилита) и пентландита с двухвалентной серой. Возникновение на контактах с дайками магнетита, пирита и марказита вместо пирротина и пентландита указывает на локальное нарушение режима S - O, существовавшего при первичной кристаллизации руд.

Медно-порфиновые месторождения, которых в мире насчитывается более 200 /Перваго, 1978/, сосредоточены в трех планетарных складчатых и соответствующих им металлогенических поясах - Тихоокеанском (резко преобладают по запасам), Средиземноморском и Казахстанско-Монгольском. Внутри поясов определились рудные провинции и районы /Перваго, 1978; Павлова, 1978; Кривцов, 1983/. Крупные и уникальные месторождения известны в Чилийско-Перуанской (Эль-Теньенте, Чукикамата, Эль-Сальвадор, Чили; Токепала, Перу) и Канадской (Велли-Коппер, Эндако) провинциях, юго-западной части США (Бигхем, Сан-Мануэль), Мексиканской (Кананеа) провинциях Тихоокеанского пояса, Балканской (Медет, Болгария; Майданпек, Югославия), Иранско-Пакистанской (Сар-Чешме, Иран; Саиндак, Пакистан) провинциях Средиземноморского пояса и в пределах складчатых областей Казахстана (Коунрад, Бошекуль, Коксайское), Средней Азии (Кальмакыр), Тувы (Аксуг) и Монголии (Эрдэнэтуйн-Обо, Чаган-Субурга). Возраст месторождений мезо-кайнозойский (Тихоокеанский, Средиземноморский пояса) и палеозойский (Казахстанско-Монгольский пояс).

Гео- и палестектоническая позиция оруденения трактуются по-разному. Большинство геологов рассматривают медно-порфиновые месторождения в составе эвгеосинклинально-складчатых областей и считают их орогенными и посторогенными образованиями /Покалов, 1972/ или допускают трехкратное проявление минерализации - в ранние (доскладчатые) стадии развития геосинклиналей, в период завершения складчатости и после консолидации структур /Попов, 1977; Перваго, 1978; Курс..., 1986/. Г.А. Твалчрелидзе /1977/ относит медно-порфиновые месторождения к продуктам металлогении вторичногеосинклинальных вулканических (вулканоплутонических) поясов и поясов областей тектономагматической активизации. И.Г. Павлова /1978/ разделяет их на три группы: интрузивно-вулканогенных орогенных и активизированных поясов; зон андезитового вулканизма первичных геосинклиналей; вторичных редуцированных геосинклинальных прогибов.

А.И. Кривцов и его соавторы /Кривцов, 1983; Кривцов и др., 1986/ полагают, что месторождения медно-порфинового семейства располагаются в геоструктурах двух типов - в базальтоидных вулканоплутонических поясах,

эквивалентных внешним (барьерным) зонам островных дуг и принадлежащих к позднегеосинклинальным стадиям развития эвгессинклиналей, и в андезитойдных вулканоплутонических поясах, которые формируются в орогенно-активизационном режиме на различном по составу и времени формирования субстрате. Оба типа вулканических поясов и соответствующих им медно-порфировых провинций приурочены к области сопряжения океанических и континентальных геоструктур при преимущественной концентрации классических медно-порфировых месторождений на активных окраинах континентов. Андезитойдные пояса по природе цоколя разделяются авторами на эпиэвгеосинклинальные, эпимюгеосинклинальные и эпикратонные.

Характерной особенностью медно-порфировых месторождений является контроль рудоносных интрузий и месторождений зонами крупных разломов и узлами их пересечения и сочленения. В линейных тектонических нарушениях размещаются порфировые тела и руды многих крупных и уникальных месторождений Чили, США, Балканских стран, Ирана, Казахстана /Перваго, 1978, 1983; Павлова, 1978; Кривцов, 1983/ и Монголии /Кривцов и др., 1986; Берзина и др., 1986/. К узлам пересечения, согласных складчатым структурам и поперечным разломам, приурочены месторождения Канады, Перу (Токепала), СССР (Каджаран) и др. /Покалов, 1972; Глобальные закономерности..., 1974; Перваго, 1978, 1983; Кривцов и др., 1986/. Рудо локализирующие структуры представлены зонами тектонических нарушений и повышенной трещиноватости пород, периферическими и апикальными частями интрузивов, разрывами внутри них и телами эксплозивных брекчий.

По соотношению главных компонентов (медь, молибден) различаются медно-порфировый ($Cu:Mo = 200:1-250:1$ и более), молибден-меднопорфировый ($Cu:Mo = 30:1-200:1$), медно-молибден-порфировый ($Cu:Mo = 15:1-40:1$) и молибден-порфировый ($Cu:Mo = 1:1-20:1$) типы месторождений /Кривцов, 1983; Кривцов и др., 1986/. Типы месторождений коррелируются с составом рудоносных магматитов и характером палеоструктур. Установлено, что собственно медно-порфировые (и золото-меднопорфировые) месторождения характерны для провинций базальтоидных вулканоплутонических поясов, связаны с порфиритами и порфирами габбро-диорит-кварцдиоритовых комплексов натровой серии и образуют островодужный (эвгеосинклинальный) тип рудных районов (Урал). Молибден-меднопорфировые месторождения, свойственные провинциям андезитойдных вулканоплутонических поясов, приурочены к гранодиорит-порфирам габбро-диорит-гранодиоритовых комплексов калинатровой серии и относятся к рудным районам эпиэвгеосинклинального типа (месторождения Чили; Эрдэнэтуин-Обо, МНР; Коунрад, Коксай, СССР). Месторождения медно-молибден-порфировые проявляются в андезитойдных поясах, ассоциируют с кварцевыми монзонит-порфирами диорит-гранодиорит-монзонитовых комплексов натрово-калиевой серии, сформировавшихся в мюгеосинклинальных структурах обрамления устойчивых поднятий и срединных массивов (рудные районы эпимюгеосинклинального типа - Бингем, США; месторождения Чили). Собственно молибден-порфировые месторождения (Клаймакс, Гендерсон, США) характерны для эпикратонных поясов, где вулканизм проявлен относительно слабо, а рудоносные интрузивы представлены гранит-порфирами диорит-гранодиорит-гранитовых комплексов калиевой серии. Такие рудные районы отвечают древним срединным массивам и блокам ранней консолидации, вовлеченным в процессы активизации в связи со становлением вулканоплутонических поясов /Кривцов, 1983; Кривцов и др., 1986/.

Крупные и уникальные медно-порфировые месторождения связаны с многофазными (от 2–3 до 5–6 и более) умеренно кислыми порфировыми интрузиями, реже гранитоидами, формирующимися в условиях субвулканической и гипабиссальной фаций. Поэтому всеми исследователями они рассматриваются в качестве малоглубинных образований (от первых сотен метров до 2–3 км). В строении месторождений ведущую роль играют штоки и дайки порфировых пород (диоритовые порфириты и кварцевые диоритовые порфириты, гранодиорит-порфиры и дацитовые порфиры, монзонит-порфиры, кварцевые монзонит-порфиры и монзониты, сиенит-, плагиогранит-, гранит-порфиры, кварцевые порфиры и риолит-порфиры, реже аплиты и лейкократовые граниты), приуроченные к системам разломов и узлам их пересечения, флексурам, антиклиналям и вулканотектоническим структурам. Характерны тела многоактивных эксплозивных брекчий, отражающих значительную флюидизацию рудно-магматических систем рудных полей и месторождений.

Рудные тела конформны штокам рудоносных магматитов, размещаются в их периферических, апикальных частях или в околоинтрузивном пространстве и отличаются значительными параметрами. Длина штокверков достигает 2–3 км при ширине 0,7–1,5 км (Бингем, США; Чукикамата, Чили и др.). Средние размеры горизонтальных проекций 600 ± 250 х 900 ± 400 м /Попов, 1977/. Вертикальный размах промышленного оруденения составляет от 300–500 м до 2 км, а рудно-магматических систем в целом оценивается в 5 км и более /Кривцов, 1983/. Форма рудных штокверков линзо- и пластообразная в линейных тектонических зонах (Чукикамата, Бошекуль, Аксуг, Эрдэнэтуин-Обо и др.) и овальная, серпо-, конусо-, чашевидная, подково-, трубкообразная и цилиндрическая в узлах пересечения разломов, в эндо- и экзоконтактах интрузивов и в телах эксплозивных брекчий (Коунрад, Эль-Сальвадор, Токепала, Эль-Теньенте).

Руды представлены тонкой сетью кварцевых и кварц-полевцошпатовых прожилков толщиной от 1–2 мм до нескольких сантиметров, содержащих сульфиды, которые образуют также вкрапленность и гнезда в массе гидротермально измененных пород. Концентрации меди в первичных рудах невысокие (в среднем 0,2–0,7 %). Обычно руды являются комплексными молибден-медными. Попутно из них на многих месторождениях извлекаются серебро, золото, селен, теллур и рений. Главные минералы первичных руд представлены пиритом, халькопиритом и молибденитом, иногда дополнительно борнитом, энаргитом, магнетитом и гематитом. В небольшом количестве присутствуют мушкетовит, галенит, сфалерит, теннантит, тетраэдрит, халькозин, пирротин, марказит, ильменит, титаномагнетит, рутил, аргентит. Реже встречаются антимонит, арсенопирит, алтаит, кубанит, валлериит, буланжерит, шеелит, молибдошеелит, вольфрамит, гюбнерит, касситерит, виттихенит, станнин, люционит, стибьюлюционит, колусит, реньерит, фаматинит, идаит, штернбергит, пентландит, маккинавит, карролит, саффиурит, штрмейерит, геокронит, висмутин, зигенит, дигенит, джарлеит. Самородные элементы представлены серебром (до 10 г/т и более), золотом (до 1 г/т), реже медью, висмутом и железом /Рудные месторождения..., 1974; Попов, 1977; Павлова, 1978; Кривцов и др., 1986/.

На многих крупных месторождениях количество рудных минералов превышает 40, а в целом (включая вторичные) достигает 70 (Алмалыкское, Каджаранское, Коунрадское, Актогайское и др.). Полиморфные модификации минералов в них представлены сочетаниями пирит – марказит, халькопирит – валлериит, энаргит – люционит – колусит. Структуры распада твердых растворов: магнетит + ильменит, сфалерит + халькопирит, борнит + халькопирит. Жилые минералы первичных руд – кварц, серицит, полевые шпаты, монтмо-

риллонит – каолинит, кальцит, флюорит, реже хлорит, доломит, барит, ангидрит, гипс, цеолиты и др.

Характерными элементами–примесями руд медно–порфировых месторождений являются свинец, цинк, серебро, золото, мышьяк, сурьма, висмут, селен, теллур, рений, кобальт, марганец, титан, никель, олово, вольфрам, стронций и барий /Попов, 1977; Кривцов и др., 1986/. Геохимическая специализация руд, таким образом, – сиалическо–фемическая с ведущей ролью халькофильных элементов. Первичные ореолы месторождений представлены медью, молибденом и главными сопутствующими компонентами (свинцом, цинком, серебром, мышьяком, сурьмой, висмутом, теллуром, иногда оловом и вольфрамом). Многие месторождения (прежде всего медно–молибденовые) отбиваются устойчивыми ореолами фтора. Размеры первичных ореолов значительные (до 3 x 8 км и более) и обычно соответствуют зонам гидротермального метаморфизма и пиритизации пород.

Рудовмещающие породы месторождений всегда интенсивно окварцованы и серицитизированы. Характерны процессы калишпатизации, аргиллизации и пропилитизации, реже биотитизации. На месторождениях проявлена первичная горизонтальная и вертикальная зональность оруденения. Обычно различаются три зоны: внутренняя – вкрапленные медные и медно–молибденовые руды в калишпатитах и кварц–серицитовых метасоматитах; промежуточная – прожилковые существенно медные руды с интенсивной пиритизацией кварц–серицитовых и аргиллизитовых метасоматитов; внешняя – прожилково–вкрапленная и жильная полиметаллическая и серебро–полиметаллическая минерализация в пропилитах /Курс..., 1986/. Молибденит локализуется во внутренней зоне, халькопирит – по всей площади рудоносного штокверка, а пирит, проявляясь во всех зонах, нередко уходит и на периферию рудных тел, где ассоциирует со сфалеритом и галенитом. Примерами являются месторождения Сан–Мануэль (США), Бетлехем (Канада), Эль–Сальвадор (Чили), Токепала (Перу) и др. В центральной части значительно эродированных месторождений отмечается безрудная существенно кварцевая и калишпат–кварцевая зона (кварцевое “ядро”). Первичная вертикальная зональность оруденения выражается в относительном повышении с глубиной содержания молибдена и понижении – меди. Снизу вверх в рудах возрастает количество борнита и халькозина. На слабо эродированных месторождениях иногда в той или иной мере представлена зона полиметаллической минерализации. А.И. Кривцов /1983/ подчеркивает специфику рудно–метасоматической зональности месторождений, формирующихся в различных геотектонических обстановках. В более поздней его работе /Кривцов и др., 1986/ приводится обобщенная модель зональности месторождений (от внутренних частей к внешним): калиевая зона (ортоклаз–биотитовая), филлизитовая (окварцевания, серицитизации, хлоритизации), аргиллизитовая (монтмориллонит–каолинитовая), пропилитовая (карбонат–хлорит–эпидотовая). Распределение главных рудообразующих минералов отвечает следующему ряду: магнетит, молибденит, борнит, халькопирит, халькозин, сфалерит и галенит при постоянном присутствии пирита, господствующего во внешних зонах.

Процесс формирования рудных штокверков всегда сложный, многостадийный. Обычно выделяются четыре стадии: дорудная – кварц–полевошпатовые прожилки с убогой сульфидной минерализацией (пирит, халькопирит, молибденит) и магнетитом; первая рудная – сульфидно–кварцевые прожилки, преобладающие по распространению и содержащие основную часть рудного вещества (пирит, халькопирит, молибденит и др.); вторая рудная – кварцевые и кварц–карбонатные прожилки с блеклыми рудами, сфалеритом, галенитом, золотом, серебром, иногда халькопиритом и молибденитом; послерудная –

кварц-карбонатные прожилки с флюоритом, ангидритом, баритом и др. Иногда рудные стадии объединяются в одну или получают более дробное расчленение. На многих месторождениях выделяются до шести (Майданпек) и даже восьми - десяти стадий минералообразования (Эрдэнэтуин-Обо, Каджаран, Гендерсон и др.). Доказаны взаимосвязи гидротермально-метасоматических пород и руд с разновозрастными фазами магматитов (Бингхем, Гендерсон и др.) и наличие пострудных интрузий (Эль-Сальвадор, Эль-Теньенте, Гендерсон, Медет).

Температурный режим минералообразования по данным изучения газо-жидких включений оценивается в 700-100 °С с выделением основных рудообразующих минералов в интервале 350-250 °С /Перваго, 1978; Курс..., 1986/. Этим условиям отвечают и температуры образования структур распада твердых растворов: сфалерит + халькопирит при 350-400 °С, борнит + халькопирит при 300 °С. Температуры формирования метасоматитов различных зон оцениваются следующим образом /Кривцов и др., 1986/: 750-300 °С (калийшапатовая зона), 350-200 °С (филлизитовая), 250-150 °С (аргиллизитовая), 250-100 °С (пропилитовая).

Газово-жидкие включения в минералах содержат рассолы хлоридного состава (ранние стадии) и обогащены углекислотой (поздние стадии). Содержание солей (преимущественно NaCl и KCl) в рассолах превышает 30 % эквивалентного количества NaCl, а иногда достигает 70-80 %. Плотность рассолов составляет 1-1,3 г/см³, а отношение K:Na для молекулярных количеств меняется от 0,17 до 0,59 и более. Разбавленные растворы содержат 10-20 % эквивалентного количества NaCl, плотность их 0,7-0,9 г/см³. Плотность газообразной фазы (вода + углекислота) отвечает 0,1-0,3 г/см³. На месторождениях Алмалыкского рудного поля рудоносные растворы, например, имели щелочно-хлоридно-карбонатный состав с концентрацией растворенных солей до 40-50 % эквивалентного NaCl /Кривцов и др., 1986/. На месторождении Бингхем по данным Дж. Уилсона предполагается следующий состав рудообразующего флюида (в %): H₂O - 30, NaCl - 30, KCl - 10, CuFeS₂ - 20, SiO₂ и другие компоненты - 10. Такой высококонцентрированный флюид отвечает гидросолевому расплаву с долей растворенной твердой фазы более 50 % /Кривцов, 1983/. В составе воды по данным изучения изотопного состава водорода минералов и пород установлено широкое участие как ювенильной, так и метеорной составляющих /Кривцов и др., 1986; Берзина и др., 1986/. В газовой фазе рудообразующих растворов кроме паров воды и углекислоты в заметных количествах иногда присутствуют метан и этан (Актогайское месторождение и др.). В поздних карбонатных прожилках выявлены паробитумы /Кривцов и др., 1986/. Эти данные отражают вероятность восстановительного режима глубинных флюидов, что подкрепляется и наличием в рудах достаточно широкого спектра самородных элементов.

Многочисленными определениями изотопного состава серы сульфидов установлено, что $\delta^{34}\text{S}$ близко к нулю, но на разных месторождениях меняется от +3,1 до -3,3 % /Курс..., 1986; Кривцов и др., 1986/. Это свидетельствует о ведущей роли в рудах ювенильной серы и частичном заимствовании ее из вмещающих пород. Имеющиеся данные в совокупности с минералогическими особенностями руд и составом магматитов допускают мантийно-коровое происхождение рудного вещества медно-порфировых месторождений. Вероятнее всего, такие крупномасштабные рудно-магматические системы зарождаются в земной коре под воздействием базальтоидных магм и глубинных (подкоровых) флюидизированных (и металлизированных) тепло-вых потоков с восстановительным режимом компонентов.

Крупномасштабные колчеданные провинции свойственны геосинклинально-складчатым системам, включающим срединные массивы и островодужные структуры. Колчеданные месторождения меди, свинца и цинка формировались преимущественно в ранние стадии развития геосинклиналей и представляют собой сложную полигенную группу. Они связаны с вулканогенными поясами архея – раннего протерозоя (Флин-Флон, Канада), эвгеосинклиналями и эвгеосинклинально-складчатыми системами верхнего протерозоя (Сулливан, Канада; Маунт-Айза, Брокен-Хилл, Австралия; Холоднинское, СССР) и фанерозоя (месторождения Урала, Рудного Алтая, Северного Кавказа и Южно-Сибирской провинции СССР).

По геотектонической позиции, особенностям геологического разреза и составу промышленных руд различаются восемь типов колчеданных провинций /Колчеданные месторождения..., 1979/: Кипрский (Кипр, Мугоджары, Турция), уральский (Южный Урал, Северный Кавказ, Швеция), малокавказский (Малый Кавказ, Среднегорская зона Болгарии), рудноалтайский (Рудный Алтай, район зеленых туфов Японии), хандизинский (Юго-Западный Гиссар), филизчайский (Большой Кавказ, Северное Прибайкалье), тип Маунт-Айза (Австралия, Канада), атасуйский (Центральный Казахстан). Первые пять типов провинций относятся к разряду вулканогенных геосинклиналей и эвгеосинклинальных систем (офиолитовые и первичные эвгеосинклинали, эпиэвгеосинклинали или вторичные эвгеосинклинали на срединных массивах, сочетание эвгеосинклинальных и эвгеоантиклинальных зон); три последних – к геотектоническим типам терригенных эвгеосинклиналей (филизчайский), перикратонных прогибов, авлакогенов (тип Маунт-Айза) и впадин, наложенных на геосинклинальные структуры (атасуйский). По составу руд месторождения соответствующих провинций являются существенно медными (Агрокиния, Кипр; им. 50 лет Октября, Мугоджары; Эргани, Турция), медными и цинково-медными (Гайское, Сибайское, Урал; Худесское, Урупское, Северный Кавказ; Болидек, Швеция), медно-цинковыми (Маднеульское, Шамлугское, Малый Кавказ; Радка, Болгария), полиметаллическими (Ленингорское, Зыряновское, Рудный Алтай; Филизчай, Кавказ; Холоднинское, Северное Прибайкалье; тип Курско, Япония), свинцово-цинковыми (Хандиза, Гиссар; Жайрем, Центральный Казахстан) и цинково-свинцовыми (Маунт-Айза, Австралия; Сулливан, Канада). В.В. Попов и Г.Ф. Яковлев /1985/ внутрисубконтинентальные провинции (типы Маунт-Айза и атасуйский) объединяют под названием атасуйского типа, считая его переходным звеном от колчеданных месторождений в вулканогенных формациях к свинцово-цинковым неколчеданным в карбонатных толщах. Хандизинский тип колчеданных провинций они не выделяют.

Особенностью всех колчеданных провинций мира является наличие вулканитов, сочетающихся в различных пропорциях с осадочными породами: от преобладания вулканических пород (кипрский, уральский, малокавказский, рудноалтайский, хандизинский типы) до обратных соотношений (прочие типы провинций). Продуктивными формациями вулканогенных геосинклиналей считаются недифференцированная базальтовая, контрастная риолит-базальтовая, непрерывные базальт-андезит-дацит-риолитовая и андезит-дацит-риолитовая, а также риолит-дацитовая и риолитовая с натровым профилем щелочей в первых трех типах провинций, калинатровым – в рудноалтайском и существенно калиевым – в хандизинском /Бородаевская и др., 1977; Колчеданные месторождения..., 1979; Ширай, 1981/. Параллельно с изменением петрохимического профиля вулканитов (от натрового к калиевому) возрастает в составе формаций и количество пород кислого состава (от ничтожной доли в кипрском типе до господства их в рудноалтайском и хандизинском). Колчеданоносными породами в трех других типах провинций являются преимущественно битуминозные, углистые,

углисто-глинисто-карбонатно-кремнистые, карбонатно- и песчано-глинистые отложения. В качестве рудогенерирующих в этом случае рассматриваются вулканы недифференцированной и контрастной базальт-риолитовой формаций, а также разнообразие по составу субвулканические и дайковые тела /Колчеданные месторождения..., 1979; Дистанов, 1977; Холодильское колчеданно-полиметаллическое месторождение..., 1982/.

Палеотектоническая позиция крупномасштабных колчеданных провинций определяется связью их с региональными длительно развивающимися глубинными подвижными зонами: внутри- и окраинно-континентальными рифтами на океанической коре (кипрский тип); окраинно-континентальными островодужными системами, заложеными на океанической (уральский), промежуточной (малокавказский) и интенсивно переработанной континентальной (рудноалтайский) коре; окраинно-континентальными геоструктурами, сформировавшимися на слабо переработанной коре континентального типа (хандизинский). Колчеданные провинции с существенно терригенным и карбонатно-терригенным разрезами приурочены к глубоководным окраинно-континентальным прогибам (филищайский тип), окраинно- и внутриконтинентальным рифтовым зонам умеренного прогибания (тип Маунг-Айза) и внутриконтинентальным зонам слабого прогибания (атасуйский).

Распределение месторождений в пределах колчеданосных провинций неравномерное, линейно-узловое и определяется внутренним строением эвгеосинклиналей и эвгеосинклинально-складчатых систем, прежде всего особенностями вулканотектонических структур и размещением глубинных разломов. Наиболее продуктивными зонами являются внутренние части древних островных дуг, образованные сочетанием положительных и отрицательных вулканотектонических структур (Урал), узкие протяженные прогибы – рифтогенные трюги (Кипр, Олоkitский трюг Северного Прибайкалья, Улугуйская трюговая зона Тувы и др.), вулканогенные геодантиклинали, разделенные прогибами с широким развитием осадочных толщ (структуры Рудного Алтая), конседиментационные и наложенные депрессии, граничащие с относительно приподнятыми участками (филищайский, атасуйский типы провинций). Образование и размещение месторождений тесно связано с зонами глубинных разломов, длительно контролировавших процессы магматизма и связанного с ним рудообразования. Это – краевые разломы геосинклинальных прогибов, разломы, ограничивающие рифтогенные трюги и внутригеосинклинальные поднятия, системы разломов второго порядка, сопряженные с краевыми тектоническими швами, зоны интенсивного смятия и рассланцевания пород, нередко контролируемые размещения субвулканических тел и поясов базитовых и габбро-гранитоидных интрузий геосинклинальных и орогенных этапов развития складчатых областей. Такая сложная система взаимосвязанных глубинных разломов свойственна колчеданным провинциям Урала /Бородаевская и др., 1977; Серавкин, 1986/, Рудного Алтая /Шерба, 1970; Кузубный, 1975/, Южной Сибири /Дистанов, 1977; Дистанов и др., 1985/, Японии, Кипра /Колчеданные месторождения..., 1979/ и других регионов мира /Глобальные закономерности..., 1974/. Все рассмотренные типы рудоносных структур составляют структурно-формационные зоны (и подзоны) провинций и определяют поясное размещение оруденения внутри последних.

Исключительно важную роль в размещении крупномасштабного оруденения играют системы поперечных глубинных разломов и сквозных рудоконцентрирующих структур. Установлено, что наиболее крупные промышленные рудные районы, рудные поля и месторождения приурочены к узлам пересечения продольных металлогенических единиц геосинклинально-складчатых областей (зоны, подзоны, рудные пояса) поперечными глубинными разломами и ру-

доконцентрирующими глыбово-складчатыми структурами, пересекающими границы структурно-формационных зон и провинций. Такова структурная позиция основных рудных районов Рудного Алтая /Воробьев, 1968; Воробьев и др., 1974; Кузубный, 1975/, Урала /Червяковский и др., 1966; Прокин, 1977; Серавкин, 1986/, Канадских Кордильер и др. /Глобальные закономерности..., 1974/. В последние годы поперечные рудоконцентрирующие структуры выделены в пределах Улугуйского трога Тувы (Кызыл-Таштыгский рудный узел). Рудолокализуемыми структурами рудных полей и крупных колчеданных месторождений являются прежде всего длительно развивающиеся палеовулканические сооружения и составляющие их элементы — вулканические купола и вулканотектонические депрессии, кальдеры, стратовулканы, жерла палеовулканов, контактовые зоны экструзивных куполов и субвулканических тел, а также разломы, межслоевые срывы, зоны расщепления и др. /Яковлев, 1982/.

Таким образом, крупномасштабные колчеданные провинции пространственно тесно связаны с протяженными (линейными) длительно формирующимися эвгеосинклинальными структурами различного типа и возраста, образующимися под влиянием глубинных подвижных зон и уходящими своими корнями в мантию. Наиболее продуктивными зонами таких эвгеосинклиналей и эвгеосинклинальных систем являются мобильные в тектоническом отношении внутренние части древних островных дуг, рифтогенные трюги, вулканогенные геоантиклинали, конседиментационные (и наложенные) депрессии и системы глубинных разломов. Позиция крупнейших рудных районов, рудных полей и месторождений контролируется узлами пересечения продуктивных продольных рудоносных зон поперечными глубинными разломами и сквозными глыбово-складчатыми структурами. Это определяет взаимосвязи оруденения с базальтоидными магмами и сопровождающими их кислыми расплавами. Обращает на себя внимание повышенная углеродистость колчеданосных отложений, в частности наличие горизонтов кремнисто-углеродистых, углисто-глинистых и углисто-карбонатно-глинистых пород как в вулканогенных, так и в существенно терригенных разрезах рудоносных эвгеосинклиналей /Осетров, 1978; Ручкин, 1984/. Не исключено, что углерод здесь, как на объектах золото-углеродистой формации /Иванкин, Назарова, 1982; Иванкин и др., 1985/ и других типах месторождений /Шеглов, 1980; Томсон, Полякова, 1985/, имеет эндогенную природу.

Крупные и уникальные медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения тесно связаны с последовательно дифференцированными (кегрерывными) и контрастными риолит-базальтовыми и базальт-риолитовыми формациями, сопровождающимися пестрыми по составу малыми интрузивными экструзивно-субвулканической и гипабиссальной фаций. В строении рудных полей преобладают вулканиты и вулканогенно-осадочные отложения, обычно интенсивно дислоцированные и интродуцированные многочисленными телами (силлы, лакколиты, штоки, дайки) диабазов и габбро-диабазов, диоритовых габброидов и лампрофиров, дацитов и гранодиорит-, риолит-порфиров, кварцевых порфиров, гранит- и плагиогранит-порфиров. Характерны, как и для медно-порфировых месторождений, тела многоактных минерализованных брекчий, отражающих флюидонасыщенность рудно-магматических систем. Типичными примерами являются многочисленные месторождения Урала и Рудного Алтая, Северного Кавказа, Японии и др. Реже рудовмещающие разрезы представлены существенно терригенными и карбонатно-терригенными отложениями, содержащими потоки, силлы и дайки диабазов или пород пестрого состава (Филизчай, Холоднинское, Жайрем, Сулливан и др.). Особенностью геологического разреза многих крупных месторождений является присутствие горизонтов "рудокласт". Взаимоотношения интрузивных пород и руд сложные. В одних

случаях малые интрузии и дайки подвергаются гидротермальному метаморфизму и оруденению, т.е. являются дорудными, в других – они рассекают ранние гидротермалиты, но предшествуют оруденению (предрудные) или впадают в рудный процесс (внутрирудные), а в третьих – являются пострудными. На месторождениях многих крупномасштабных провинций, например в Рудном Алтае, известны малые интрузии и дайки всех типов /Кузубный, 1975/.

Рудные тела колчеданных месторождений обладают значительными параметрами. Длина их меняется от 0,5–1 до 3–5 км, мощность достигает 50–100 м. По падению рудные залежи прослеживаются на 600–1000 м, иногда более 2 км (Гайское на Урале). Вертикальный размах гидротермально-метасоматического оруденения оценивается в 3–4 км и выше /Иванкин и др., 1961; Курс..., 1986/. Форма рудных тел пластовая и пластообразная, линзовидная, трубообразная и штоковидная. В лежачем боку рудных залежей (иногда вверху) проявляются жилы и штокверки прожилково-вкрапленных руд. При сочетании на месторождениях согласных и секущих рудных залежей форма рудных тел определяется как комбинированная (Николаевское на Рудном Алтае и др.).

Руды представлены сплошными массивными, слоисто-полосчатыми и пятнисто-брекчиевидными или вкрапленными и прожилково-вкрапленными агрегатами сульфидов железа (пирит, пирит-мельниковит, марказит, пирротин), меди (халькопирит), цинка (сфалерит, реже вюртцит) и свинца (галенит). Второстепенными минералами являются борнит, блеклые руды (теннантит, тетраэдрит), бурнонит, халькозин, магнетит, гематит, люцит, энаргит, валлеирит, аргентит, арсенопирит. В небольшом количестве встречаются: антимонит, алтаит, бетехтинит, броньардит, висмутин, витгехенит, вольфрамит, гессит, германит, глауколот, галеновисмутит, гринокит, геокронит, джемсонит, джалпаит, домейкит, дигенит, идаит, иорданит, кобальтин, касситерит, киноварь, кубанит, калаверит, козалит, клокманиит, лёллингит, линнеит, миллерит, молибденит, макинавит, мларгрит, неодигенит, полибазит, прустит, пираргирит, петцит, рецбаниит, реньерит, станнин, сильванит, стефанит, тетрадимит, теллуrowисмутит, фаматинит, фрейбергит, фукучилит, цинкенит, шеелит, штроемейерит, штернбергит, эмплектит и др. Самородные элементы и интерметаллические соединения – золото, серебро, висмут, сурьма, сера, теллур, графит, электрум, дискразит, кюстелит, иногда платиноиды /Минералогия..., 1957; Иванкин и др., 1961; Рудные месторождения..., 1974; Хачатурян, 1977; Колчеданные месторождения..., 1979, 1983; Томсон, Полякова, 1985/. Нерудные минералы обычно представлены кварцем, серицитом, хлоритом, карбонатами (кальцит, доломит, сидерит), тальком и баритом. Иногда характерны гипс, ангидрит, диаспор, каолинит, алунит, монтмориллонит, опал, флюорит и др. Общее количество гипогенных минералов в рудах крупномасштабных объектов нередко достигает 70–80 индивидов и более (месторождения Рудного Алтая, Урала, Австралии и др.).

Руды крупных и уникальных медно-колчеданных и колчеданно-полиметаллических месторождений – комплексные. Они содержат серу (до 40 %), медь (от 1–3 до 10–12 %), цинк (2–7 % и более), свинец (до 5 % и выше). Попутно извлекаются золото, кадмий, селен, теллур, а на многих полиметаллических месторождениях, кроме того, – серебро, сурьма, мышьяк, ртуть, висмут, индий, галлий, германий, таллий и др. Особенности руд являются широкий полиморфизм сульфидных минералов (пирит – марказит, халькопирит – валлеирит, сфалерит – вюртцит, энаргит – люцит, халькозин – неодигенит) и обилие структур распада твердых растворов (сфалерит + халькопирит, сфалерит + халькопирит + пирротин, борнит + халькозин и др.).

Характерными элементами-спутниками медно-колчеданных и медно-цинковых руд считаются золото, кадмий, селен, теллур, кобальт, висмут, марганец, титан, ванадий, никель и хром. Колчеданно-полиметаллическим рудам свойственны золото, серебро, кадмий, мышьяк, сурьма, висмут, селен, теллур, галлий, таллий, индий, германий, ртуть, барий, стронций, иногда кобальт, титан, марганец и др. На уровне кларков и ниже кларковых значений присутствуют никель, хром, ванадий, олово, молибден, вольфрам и др. Имеющиеся данные отражают участие в рудообразовании мантийных и коровых компонентов с преобладанием первых. Геохимические ореолы месторождений и рудных тел представлены основными рудообразующими (медь, цинк, свинец) и сопутствующими элементами. По масштабу они сопоставимы с зонами гидротермально измененных пород и вкрапленного оруденения (сотни метров - первые километры). Многие рудные поля характеризуются крупными локальными отрицательными ореолами петрогенных элементов, соответствующими зонам прерудного гипогенного выщелачивания (окварцевания, серицитизации) вмещающих пород. На фоне этих отрицательных полей размещаются высокие положительные аномалии главных рудообразующих и сопутствующих металлов, отвечающие конкретным месторождениям и рудным залежам (Березовско-Белосовское рудное поле на Алтае, Кызыл-Таштыгское в Туве и др.).

Рудовмещающие отложения колчеданных месторождений подвергнуты интенсивным гидротермально-метасоматическим изменениям. Околорудные метасоматиты обычно представлены кварц-серицитовыми, кварц-серицит-хлоритовыми, березит-лиственитовыми, кварц-хлоритовыми, хлорит-, кварц-карбонатными, кварц-баритовыми породами и кварцитами выщелачивания и отложения. Реже встречаются хлоритолиты, доломитолиты, талькиты или существенно баритовые метасоматиты, аргиллизиты и др. Наиболее интенсивно изменены породы лежащего бока рудных залежей /Иванкин и др., 1961; Колчеданные месторождения..., 1979, 1983/. На многих месторождениях отмечается вертикальная зональность метасоматитов с преобладанием продуктов прерудного гипогенного выщелачивания пород (окварцевание, серицитизация) в корневых частях и на средних уровнях рудно-магматических систем, а продуктов отложения (хлоритолиты, доломитолиты, кварц-карбонатные и баритовые породы) - во фронтальной зоне месторождений /Иванкин и др., 1961/.

Одновременно с зональным размещением метасоматитов на месторождениях проявлена и рудная зональность. На колчеданно-полиметаллических рудных полях она выражена в последовательной смене серно- и медно-колчеданных руд медно-цинковыми и барит-полиметаллическими от нижних горизонтов к верхним и от центральных частей к флангам месторождений. Типичными в этом отношении являются месторождения Рудного Алтая /Иванкин и др., 1961; Воробьев, 1963; Попов, 1968; Орловское рудное поле..., 1972/. На медно-колчеданных рудных полях Урала и других провинций серно- и медно-колчеданные руды снизу вверх постепенно сменяются медно-цинковыми /Курс..., 1986/. Иногда в них при уменьшении количества халькопирита возрастает роль борнита.

Процесс формирования крупных и уникальных колчеданных месторождений всегда сложный, многоэтапный и полистадийный. Обычно выделяются три этапа, которые расчленяются на стадии минералообразования. Первый из них выражен гидротермальной переработкой и пиритизацией вмещающих пород (многие месторождения Рудного Алтая) или образованием слоистых (и массивных) колчеданных, колчеданных медно-цинковых и полиметаллических руд вулканогенно-осадочного типа (месторождения Южного Урала, Мутоджар, Японии, Прибайкалья, Западного Забайкалья и др.). Во второй этап формируется главная масса эпигенетических гидротермально-метасоматических колчеданных, колчеданных медно-цинковых и полиметаллических руд (месторождения Урала,

Рудного Алтая, Центрального Казахстана, Южного Узбекистана, Восточной Тувы и др.). Внутри этапа различаются несколько рудных стадий: колчеданная, медно-цинковая, полиметаллическая, барит-полиметаллическая и др. /Иванкин и др., 1961; Колчеданные месторождения..., 1979, 1983/. Третий этап рудообразования в одних случаях представлен продуктами метаморфизма и регенерации сульфидов (месторождения Урала, Мугоджар, Прибайкалья, Западного Забайкалья), а в других – барит-полиметаллическими рудами гидротермального типа, которые формируются в две-три стадии и отчетливо наложены на колчеданно-полиметаллическое оруденение предшествующих этапов (месторождения Змеиногорского района Рудного Алтая, Кызыл-Таштыгское в Туве, Жайремское в Центральном Казахстане). Иногда на месторождениях хорошо выражен поздний этап медного оруденения (Золотушинское в Рудном Алтае).

Соотношение руд разных этапов минералообразования на месторождениях меняется в широких пределах – от ничтожной доли до преобладания. Разрыв между этапами рудообразования различный. В одних случаях этапы геологически одновозрастны (месторождения Южного Урала, Северного Кавказа, Японии и др.). На других месторождениях доказываются полигенность руд и связь их с вулканическими (первый этап), субвулканическими (второй этап) и жильными (третий этап) породами одной геологической (вулканической) формации (Кызыл-Таштыгское, Жайремское). В третьих случаях руды различных этапов сочетаются в структурах с разновозрастными магматитами и разделены значительными временными перерывами (некоторые месторождения Рудного Алтая, Северных Мугоджар, Прибайкалья, Узбекистана и др.). В этой связи медно-колчеданные и колчеданно-полиметаллические месторождения, прежде всего крупные и уникальные по своим масштабам, рассматриваются многими геологами в качестве полихронных, полигенных и даже полиформационных образований /Колчеданные месторождения..., 1979, 1983; Курс..., 1986; Дистанов и др., 1985; Ручкин, 1984; Попов, Яковлев, 1985/.

Температурный режим колчеданного рудообразования по данным изучения газовой-жидких включений в рудных и сопутствующих минералах оценивается в интервале от 450–400 до 150–70 °С /Колчеданные месторождения..., 1979, 1983/. Вулканогенно-осадочные медно-колчеданные руды формируются при температурах 200–150 °С (месторождения Японии), а колчеданно-полиметаллические – от 200–120 до 80 °С и ниже (Жайрем, Рио-Тинто, Риддер-Сокольное и др.). Эпигенетические гидротермально-метасоматические колчеданные руды являются более высокотемпературными. Образование медно-колчеданных залежей такого типа обычно отвечают 400–150 °С (месторождения Гайское, Бор, Рио-Тинто и др.), а колчеданно-полиметаллических – 360–125 °С и ниже (Риддер-Сокольное, Жайрем и др.). Эти данные подтверждаются и температурным режимом формирования структур распада твердых растворов руд: сфалерит + халькопирит – 350–400 °С, борнит + халькозин – 225 °С. Температуры образования гидротермально-метасоматических пород различных зон оцениваются следующим образом: кварц-серпичитовые метасоматиты – 400–200 °С, пропилитизированные (хлоритизированные) породы – 250 °С, каолинизированные породы – 200–100 °С /Колчеданные месторождения..., 1979, 1983/. Имеются сведения и о более высокотемпературных (около 500 °С) условиях формирования кварц-серпичитовых метасоматитов /Париллов, Михалева, 1977/.

Газово-жидкие включения в минералах имеют существенно хлоридный, хлоридно-гидрокарбонатный и хлоридно-сульфатный состав анионной части при ведущей роли натрия, калия, магния и кальция (Гайское, Жайремское, месторождения Рудного Алтая, Японии и др.). Кроме хлоридов, гидрокарбо-

натных соединений и сульфатов в них присутствуют бромиды и кремниевая кислота. Концентрация солей меняется в широких пределах. Так, соленость жидкости во включениях сульфидов месторождений Куроко всего на 65–75 % выше солености морской воды, что, вероятно, указывает на участие последней в рудообразовании. Рассолы, сформировавшие руды Жайрема, содержали 17–27 % солей, а месторождений Рудного Алтая – от 20 до 40 % /Попов, Яковлев, 1985/. На месторождении Майкаин во флюидных включениях минералов разных стадий минералообразования количество солей меняется от 153 до 863 г/кг и более /Париллов, Михалева, 1977/.

В составе летучих компонентов во флюидах реликтовых включений обычно обнаруживаются H_2O , H_2S , N_2 , CO_2 , SO_2 , H_2 и CO . Вода рудоносных растворов, формирующих крупные и уникальные колчеданные месторождения, генетически разнородна, обычно смешанная. Изучением химического состава включений в минералах руд Куроко и других месторождений, а также изотопного состава стронция, водорода и кислорода из них, термальных и морских источников установлено участие в рудообразующих флюидах ювенильных, метеорных и морских вод /Уайт, 1977; Russel et al., 1981; Попов, Яковлев, 1985; и др./. Для некоторых месторождений отмечается относительная "сухость" рудообразующих флюидов или резкое изменение в них количества воды во времени. Так, содержание воды во флюидных включениях минералов разных стадий Майкаинка меняется от 16–18 до 756–822 г/кг /Париллов, Михалева, 1977/. В существенно газовых флюидах резко преобладают H_2S (до 191–322 г/кг) и N_2 (до 138 г/кг). Характерны Ar , CO_2 , CO , H_2 и NH_3 . В составе газовой-жидких включений рудных и сопутствующих минералов Руддер-Сокольского месторождения установлены: H_2O – менее 20, редко 30–45 об. % (кварц, карбонаты), $H_2S + CO_2$ ($H_2S \gg CO_2$) – 50–85 об. % и более, SO_2 – менее 10 об. % и смесей газов (N_2 , H_2 , CO и др.) – от 4 до 20 об. % и более /Кокшаров, Кузубный, 1977/. Позднее аналогичные данные были получены этими авторами по другим месторождениям Рудного Алтая. Дополнительно выявлены HCl и NO . Н.А. Гибшер /1978/ указывает на наличие во включениях Рубцовского месторождения азота и редких газов (до 18–22 об. %), водорода (до 46–47 об. %) и углеводородов (до 20–25 об. %). Отмечается повышение восстановленности флюидов для ранних стадий минералообразования и окисленности их на поздних. Восстановительный характер глубоководных рудообразующих сред находит свое отражение в повышенном содержании в рудах крупных месторождений самородных элементов и интерметаллических соединений.

Анализ материалов по изотопам свинца выявляет близость изотопного состава рудных и породных свинцов на крупных месторождениях при значительном различии значений на мелких объектах. Так, например, отношение $^{206}Pb / ^{204}Pb$ в рудах Куроко и кайнозойских вулканитах Японии равно 18,38 и 18,42; $^{208}Pb / ^{204}Pb$ – 38,51 и 38,26 /Колчеданные месторождения..., 1979/, а в рудах и породах Лениногорского рудного поля соответственно 17,96 и 17,99; 38,08 и 38,04 /Рудные месторождения..., 1974; Колчеданные месторождения..., 1983/. Характерно, что значения $^{206}Pb / ^{204}Pb$ и $^{208}Pb / ^{204}Pb$ для крупных и уникальных колчеданных месторождений обычно не превышают 20 и 40, что отвечает статистике Б. Доу и Дж. Стейси /1977/ по месторождениям цветных и благород-

ных металлов в целом. Имеющиеся данные отражают эволюцию свинцов в условиях, близких к одностадийной системе (обычные свинцы), и свидетельствуют о глубинном источнике металлов. Однако в процессе формирования геосинклинально-складчатых структур, вмещающих главную массу колчеданных месторождений, так или иначе происходит взаимодействие рудоносных базальтовых магм с кристаллическим веществом Земли. Это позволяет говорить о частичном заимствовании металлов, например свинца, серебра, некоторых редких элементов, из сиалического слоя и предполагать двойственный – мантийный и мантийно-коровый – характер источников металлов колчеданных руд /Колчеданные месторождения..., 1979, 1983; Попов, Яковлев, 1985; и др./.

Многочисленными определениями изотопного состава серы сульфидов колчеданных месторождений установлена близость ее во всех типах провинций к метеоритному стандарту /В.А. Гриенко, Л.Н. Гриненко, 1974; Колчеданные месторождения..., 1979; Ручкин, 1984/. Отклонения $\delta^{34}\text{S}$ от стандарта составляют $-6 \div +8\%$, с максимумом средних значений от -1 до $+5\%$. Это позволяет считать главную массу серы колчеданных месторождений глубинной (мантийной) по своему происхождению. Вместе с тем изотопный состав серы некоторых месторождений филизчайского, атасуйского и других типов значительно варьирует. Так, на месторождении Филизчай основная масса серы пиритовых руд характеризуется вариациями $\delta^{34}\text{S}$ от $1,0$ до $+5\%$, а сера пиритов из конкреций, маломощных горизонтов и частью слоистых руд основной залежи имеет широкую дисперсию изотопных соотношений со значениями $\delta^{34}\text{S}$ от $-22,3$ до $30,4\%$ /Колчеданные месторождения..., 1983/. На месторождении Хандиза одновременно с устойчивостью изотопного состава серы полиметаллических руд ($\delta^{34}\text{S} +3,14 \div +3,71\%$) отмечается разброс $\delta^{34}\text{S}$ от $-13,6$ до $-1,3\%$ в кремнисто-гематитовых породах и конкреционных обособлениях пирита седиментационно-диагенетического этапа рудообразования /Колчеданные месторождения..., 1979/. Для оолитовых руд Карелии дисперсия $\delta^{34}\text{S}$ составляет $-12,2 \div +12,1\%$ /Колчеданные месторождения..., 1983/. Во всех случаях предполагается участие в процессах рудообразования биогенной серы. На месторождении Кизил-Дере при общей устойчивости изотопов серы сульфидов медно-пирротиновых и полиметаллических руд ($\text{S}^{32}/\text{S}^{34} = 22,10-22,35$) в пиритах из конкреций в сланцах и ранних колчеданов Левобережной залежи установлена сера с соотношением $\text{S}^{32}/\text{S}^{34} = 21,76$, близкая к сере сульфата морской воды. На месторождениях Куроко отмечено широкое участие в колчеданном рудообразовании сульфатной серы /Колчеданные месторождения..., 1978, 1983/. Сказанное выше позволяет считать, что при формировании руд колчеданных месторождений определенную роль играет как ювенильная (мантийная) сера, выносимая вместе с главной массой металлов из подкоровых глубин, так и сера, заимствованная из вмещающих пород (включая эвалориты) или образующаяся за счет сульфатов морских вод. Ведущее значение при крупномасштабном колчеданном рудообразовании имеет ювенильная сера.

Имеющиеся данные в совокупности с минералого-геохимическими особенностями руд, составом магматитов и структурной позицией тех и других однозначно свидетельствуют о мантийной (медно-колчеданные месторождения) и корово-мантийной (колчеданно-полиметаллические) природе рудообразующих сред, формирующих крупные и уникальные колчеданные объекты. Та-

кие крупномасштабные рудообразующие системы зарождаются, вероятно, под воздействием восстановительных интрателлурических потоков флюидов, обогащенных рудным веществом. Уровень образования месторождений оценивается небольшими глубинами (от 200–300 м до 1–4 км) от дневной поверхности /Иванкин, Кузубный, 1960; Иванкин и др., 1961; Колчеданные месторождения..., 1979, 1983/.

Стратиформные месторождения, как известно, дают значительную долю запасов свинца, цинка (35 %) и меди (25 %). Свинцово–цинковые провинции и рудные районы размещаются в пределах щитов (Канадский), древних и молодых платформ (Северо–Американская, Сибирская, Европейские), складчатых миогеосинклинальных зон (Западное Прибайкалье, Южные Аппалачи, Атласские зоны) и срединных массивов (Казахстано–Тянь–Шаньский, Колымский, Чукотский, о. Сардиния и др.). По масштабам рудоносности они являются преимущественно крупными и уникальными (провинции Мидконтинента в США, рудные районы Пайн–Пойнт в Канаде, Силезско–Краковский в Польше, Сардинийский, Тянь–Шаньский в СССР). Оруденение формировалось на протяжении почти всей геологической истории Земли (от протерозоя до кайнозоя включительно) и обнаруживает временные связи с позднеорогенными этапами развития складчатых областей и с периодами автономной активизации консолидированных структур. Главная масса руд образовалась в палеозойскую (около 65 % суммарных ресурсов свинца и цинка стратиформных месторождений) и мезозойскую (около четверти ресурсов) металлогенические эпохи /Попов, 1980; Попов, Яковлев, 1985/.

Стратиформные свинцово–цинковые месторождения локализуются преимущественно в чехле платформ, срединных массивов и консолидированных складчатых областей, а также в разрезах смежных с платформами миогеосинклиналей. Рудоконцентрирующими палеоструктурами при этом являются склоны древних поднятий при пространственной близости их с прогибами: борта антеклиз, переходящих в синеклизы, склоны сводовых поднятий, кристаллических массивов и щитов в сочетании с перикратонными прогибами и рифтовыми структурами на платформах; краевые зоны срединных массивов и прилегающих к ним и платформам миогеосинклиналей; прогибы и выступы внутри срединных массивов и миогеосинклиналей /Попов, 1980/. Рудоносные провинции обычно отделены от других металлогенических структур региональными глубинными разломами. Нередко они размещаются непосредственно в шовных зонах, которые прослеживаются на значительную глубину, проникая в верхнюю мантию /Архангельская, Вольфсон, 1977/. В докембрийских структурах различаются месторождения эпикратонных геосинклиналей, терригенных эвгеосинклиналей, краевых миогеосинклинальных прогибов, протоплатформенных и платформенных чехлов /Ручкин, 1984/. Сказанное подчеркивает значительную роль в рудоконцентрации глыбово–складчатых структур, подвижных зон, палеорифтов и глубинных разломов.

Продуктивные на свинцово–цинковое оруденение геологические разрезы относятся к карбонатной (известняково–доломитовой) и терригенно–карбонатной формациям аридных областей, которые сопровождаются сульфатными и галогенными эвапоритами. Рудоносные горизонты в них представлены мелководными прибрежно–морскими и лагунными доломитовыми и известняково–доломитовыми литофациями, содержащими прослой мергелей, черных кремней, сланцев и сульфатных эвапоритов. Отмечается /Попов, 1980/ постоянная обогащенность пород органическим веществом (до 4–5 % органического углерода) и битумами (до 0,4–0,77 %). Встречаются антракосолит и графит /Ручкин, 1984/. Иногда с рудоносными районами ассоциируют залежи углеводородных газов и нефтеносные структуры /Попов, 1980; Щеглов, 1980/.

На геотектонической и формационной основе среди стратиформных месторождений свинца и цинка выделяются Тянь-шаньский, миссисипский и приаргуньский типы /Попов, Яковлев, 1985/. Первый тип месторождений контролируется мезогеосинклинальными зонами (области перехода от стабильных структур к эвгеосинклиналям), сложенными карбонатными и терригенно-карбонатными формациями со слабым проявлением вулканизма (месторождения Южно-Тянь-Шаньской зоны, Известняковых Альп, Северо-Ирландской равнины). Месторождения второго типа размещаются на платформах, срединных массивах, в сопряженных с ними миогеосинклиналях и ассоциируют с карбонатными и терригенно-карбонатными толщами, слагающими платформенный или посторогенный чехол (районы Миссисипи – Миссури, Пайн-Пойнт, Верхняя Силезия, Атласская провинция и др.). Приаргуньский тип месторождений отличается широким проявлением трансформизма первичной стратиформной минерализации в карбонатных отложениях геосинклинальных зон под воздействием орогенного магматизма и процессов тектономагматической активизации структур. Большинство геологов считают эти месторождения плутоногенными /Рудные месторождения..., 1974; Архангельская, Вольфсон, 1977; Курс..., 1986/.

Крупные и уникальные стратиформные месторождения свинца и цинка, несмотря на постоянную приуроченность к сложным осадочным разрезам платформ и миогеосинклиналей, обнаруживают тесную связь с мобильными зонами, долгоживущими глубокофокусными тектоническими разрывами (глубинными разломами, структурами активизации и рифтогенеза) и узлами пересечения их поперечными нарушениями. Такова позиция крупномасштабных свинцово-цинковых провинций и рудных районов Канадского щита, Северо-Американской и Европейских платформ, Восточного Приалданья, Западного Прибайкалья, Тянь-Шаня, Южных Аппалачей и др. /Глобальные закономерности..., 1974; Архангельская, Вольфсон, 1977; Попов, 1980; Щеглов, 1980; Ручкин, 1984; Щеглов, Говоров, 1985/. Установлено, что рудные районы Мидконтинента (США) приурочены к субмеридиональной зоне поднятий и пространственно тяготеют к субширотной тектонической зоне Кентукки – Миссури, имеющей глубинный характер. Месторождение Пайн-Пойнт (Канада) размещается в зоне субширотного глубинного разлома длительного развития, проходящего через Большое Невольничье озеро. Рудносные зоны Тянь-Шаня и Западного Прибайкалья (СССР) пространственно ассоциируют с крупными разломами глубокого заложения, а рудное поле Остенвилл (Южные Аппалачи) представлено грабеном, который пересекается поперечным разломом /Попов, 1980; Ручкин, 1984/. Всеми исследователями подчеркивается роль долгоживущих разрывных нарушений в размещении полиметаллических месторождений Верхней Силезии. При этом отмечается, что вдоль разрывов и грабенов северо-западного простирания и на участках пересечения их поперечными разломами происходит наибольшая концентрация оруденения. В приразломных зонах увеличиваются мощности рудных тел и содержания металлов в них. Большое значение в локализации руд имеют межслоевые тектонические нарушения, зоны трещиноватости и брекчии /Попов, 1980/. В тесной связи со структурными факторами рудолокализации находится форма рудных тел.

Стратиформные месторождения меди представлены медистыми песчаниками и сланцами. Они размещаются преимущественно в орогенных (Джезказган) и платформенных (месторождения Заира, Замбии, Конго; Удоканское в СССР) структурах, осложненных краевыми и внутренними впадинами и прогибами в позднеорогенные этапы формирования подвижных поясов и при автономной активизации консолидированных блоков земной коры. Реже оруденение встречается в миогеосинклиналях (Кабульская зона Афганистана и др.).

Промышленные руды образовались в протерозойскую (55 % от общих ресурсов стратиформной меди), палеозойскую (около 20 %) и мезозойскую (24 %) металлогенические эпохи /Наркелюн и др., 1983/. С отложениями протерозоя связаны крупнейшие месторождения Африканской и Сибирской платформ, с породами карбона – Джезказганское, а к разрезам перми и триаса приурочены медистые сланцы Мансфельда.

Стратиформные месторождения меди тесно связаны с красноцветными (пестроцветными) и терригенно-карбонатными формациями. Нередко они сопряжены в пространстве с гипсо- и соленосными отложениями. Крупномасштабное оруденение ассоциирует с прибрежно- и мелководно-морской (месторождения медного пояса Заира – Замбии, Центрально-Европейской провинции) и лагуно-дельтовой (Удоканское, Джезказганское) литофациями пород. Продуктивными в них являются горизонты обогащенных органическим веществом (от 0,1–0,3 до 3–9,6 % органического углерода) серцветных песчаников (40–45 % выявленных запасов стратиформной меди), терригенно-карбонатных пород (около 30 %), глинистых сланцев и мергелей (25–30 %). По ряду признаков (особенности оруденения, литолого-фациальные типы рудовмещающих отложений, геотектонические условия образования) различаются четыре типа месторождений: замбийский, джезказганский, мансфельдский и каргалинский /Наркелюн и др., 1983/.

Характерная особенность регионального размещения медистых песчаников и сланцев – неравномерность их распределения по латерали с образованием в структурах земной коры крупных металлогенических провинций (свыше 20). Большинство провинций объединяются в три планетарных пояса – Восточно-Европейский, Восточно-Сибирский и Тихоокеанский /Наркелюн и др., 1983/. Интересно отметить, что в пределах этих же металлогенических поясов сосредоточены многие крупные и уникальные месторождения цветных металлов иных промышленных типов – медно-порфировые, колчеданные медные и полиметаллические. В некоторых провинциях медное оруденение тесно сочетается со стратиформными полиметаллическими рудами (Центрально-Европейская, Центрально-Казахстанская, Южно-Африканская провинции).

Рудоконцентрирующими для крупномасштабного оруденения обычно являются региональные тектонические структуры длительного и сверхдлительного развития, сочетающие в себе крупные разломы, палеоподнятия, рудоносные впадины и прогибы разного типа (краевые и внутренние прогибы и впадины складчатых областей, краевые и внутренние прогибы, авлакогены и грабены платформ). Во многих случаях отчетливо выражена рудоконцентрирующая роль региональных тектонических зон, расположенных поперек или диагонально к главным. Комбинация тех и других определяет структурную позицию металлогенических поясов и провинций, а также линейно-узловой характер распределения меденосных зон и “ветвей” внутри них. Локализуется рудная минерализация, как уже отмечалось, в обогащенных органическим веществом серых песчаниках, терригенно-карбонатных породах, глинистых сланцах и мергелях красноцветной (пестроцветной) и терригенно-карбонатной формаций. С этим связана преимущественно пластовая форма рудных тел.

Приведенные данные показывают, что стратиформное крупномасштабное оруденение свинца, цинка и меди, несмотря на повсеместное размещение его в осадочных формациях, отчетливо взаимосвязано с региональными и планетарными тектоническими структурами Земли, имеющими глубокое заложение и длительную историю развития. Рудоконцентрирующими структурами обычно являются наиболее мобильные краевые и внутренние глыбово-складчатые зоны орогенов, платформ и шитов, срединных массивов и миогеосинклиналей, сочетающие в себе системы палеоподнятий, рудоносных впадин разного типа (крае-

вые и внутренние впадины и прогибы, авлакогены, грабены, рифтогенные трюги и др.) и глубокофокусных разрывов (глубинные разломы, структуры автономной активизации, палеорифты). Отчетливо выражена рудоконцентрирующая роль трансформных поперечных (и диагональных) тектонических зон и узлов пересечения их с главными (продольными) структурами. Это определяет линейно-узловой характер распределения металлогенических провинций, рудных районов и входящих в их состав рудных полей и месторождений, а также предполагает глубинный (мантийный или мантийно-коровый) источник металлов.

Стратиформные месторождения цветных металлов характеризуются тесной связью руд с осадочными породами и слабым развитием или отсутствием продуктов магматизма, согласным с напластованием (стратиформным) размещением оруденения и существенно пластовой формой рудных тел, относительно слабыми околорудными изменениями вмещающих пород и малым количеством или отсутствием в рудах пирита. В их геологическом строении определяющее значение имеют карбонатные и карбонатно-сланцевые отложения (свинцово-цинковые месторождения) или красноцветные (пестроцветные) терригенные песчано-сланцевые и терригенно-карбонатные разрезы (медистые песчаники и сланцы), нередко сопровождающиеся сульфатными (гипсоносными) и галогенными эвапоритами. Продуктивными литофациями в одних случаях являются доломитовые и известняково-доломитовые, а в других – горизонты сероцветных песчаников, терригенно-карбонатных пород, глинистых сланцев и мергелей. Характерна обогащенность рудоносных горизонтов органическим веществом (до 4–5 % и более органического углерода) и битумами (до 0,77 %) с появлением антракосолита и графита /Ручкин, 1984; Наркелюн и др., 1983/.

Магматические породы на крупных и уникальных стратиформных месторождениях проявлены далеко не всегда. Они представлены в основном лавами среднего – основного состава и их интрузивными аналогами (Мансфельд), вулканитами и телами малых интрузий габбро, диабазовых порфиритов, кварцевых диоритов (медный пояс Африки, Казахстан), дайками и силлами слюдяных перидотитов, лампрофиров и эксплозивных брекчий (месторождения Мидконтинента). Редко встречаются щелочные и кислые породы (Катанга). Размещение магматитов тесно связано с крупными тектоническими нарушениями /Архангельская, Вольфсон, 1977; Вольфсон, Архангельская, 1986/. Многие исследователи, как уже отмечалось, считают их до- или послерудными и на этом основании рассматривают стратиформные месторождения в качестве амагматических образований /Попов, 1980; Наркелюн и др., 1983; Курс..., 1986/.

Рудные тела стратиформных месторождений обладают большой протяженностью по простиранию (до 10 км) и по падению (до 1 км и более) при мощности от 0,5–1 до 150–200 м (в среднем 10–20 м). Они представлены согласными пластовыми, ленто- и линзообразными залежами, обычно имеющими многоярусное строение. Встречаются секущие рудные тела трубообразной и жильной формы, а также комбинированные залежи и минерализованные зоны дробления. Главное промышленное значение имеют согласные с напластованием пласто- или линзообразные тела с послойно-вкрапленными, штокверковыми, брекчиевыми, массивными рудами и зоны линзо-, пластообразных и комбинированных рудных залежей, объединенных убогими прожилково-вкрапленными рудами (месторождения Мидконтинента, Сардана, Миргалимсай, Катанга, Джезказган и др.). Руды образуют послойные вкрапленные и полосчатые, реже прожилково-вкрапленные, пятнистые, брекчиевидные, массивные и друзовые агрегаты сульфидов в карбонатных, мергелистых и песчано-сланцевых породах.

Главными рудными минералами свинцово-цинковых месторождений являются сфалерит и галенит; нерудными – доломит, кальцит, барит и кварц. На многих месторождениях развиты пирит (иногда кобальтсодержащий), марказит, халькопирит, теннантит, иногда борнит, мельниковит, пирротин, анкерит и флюорит. Второстепенные минералы – гематит, вюртцит, миллерит, энаргит, реже неодигенит, халькозин, сидерит. Редко встречаются зигенит, бравоит, магнетит, тетраэдрит, аргентит, бурнонит, сульванит, джемсонит, буланжерит, фрейбергит, арсенопирит, штроемерит, грейтонит, иорданит, гринокит, кобальтин, киноварь, дигенит, биннит, галлит, джарлеит, виоларит, ялпаит, пирсеит, ирризит, витерит, гудмундит, штернбергит, галенобисмутит, висмутин, эмплектит, айкинит, виттихенит, фаматинит, германит, молибденит, реальгар, ковеллин и др.; из нерудных – халцедон, серицит, хлорит, опал, каолинит, иллит, диккит, ангидрит, гипс и цеолиты. Самородные элементы и интерметаллические соединения представлены серебром, золотом, висмутом, сурьмой, электрумом и дискразитом /Рудные месторождения..., 1974; Архангельская, Вольфсон, 1977; Попов, 1980; Ручкин, 1984/. М.И. Новгородовой /1983/ отмечены железо, медь, кадмий и карбиды (SiC , Fe_3C). Характерной особенностью руд является наличие в них твердых, жидких и газообразных битумов – антраколита, асфальтитов, гагата, нефти, метана и др. (Миргалимсай, Уч-Кулач; Иллинойс – Кентукки в США и др.).

Полиморфные модификации рудных минералов представлены сочетаниями пирит – марказит – мельниковит, сфалерит – вюртцит, халькозин – неодигенит (Миргалимсай, Уч-Кулач, Кайракты и др.). Типовые структуры распада твердых растворов (галенит + аргентит, галенит + штроемерит, галенит + фрейбергит, галенит + самородное серебро, халькозин + штроемерит, реже халькопирит + борнит, сфалерит + халькопирит) отражают низкотемпературные ($70\text{--}125^\circ\text{C}$) условия образования свинцовых руд и среднетемпературный режим формирования цинковых и медно-цинковых минеральных ассоциаций.

Отмечаются вертикальная и горизонтальная зональность руд. Вертикальная зональность проявляется в закономерном увеличении в них содержания свинца и уменьшении концентрации цинка снизу вверх (месторождения Мидконтинента, Силезско-Краковского района и хр. Каратау). Медно-свинцово-цинковые руды обычно размещаются на нижних горизонтах месторождений и сменяются выше свинцово-цинковыми, а затем барит-свинцовыми и существенно баритовыми. Горизонтальная зональность выражена в снижении концентраций бария, свинца, серебра и увеличении роли цинка от центра к периферии месторождений (Миргалимсай, Шалкия и др.).

Приведенные данные отражают более сложный вещественный состав рудных залежей крупных и уникальных свинцово-цинковых месторождений стратиформного типа, чем это предполагалось ранее. На большинстве из них установлено до 30–40 и более гипогенных минералов (Силезско-Краковский рудный район, Мидконтинент). В объектах хр. Каратау имеется около 60 рудообразующих минералов, а на уникальном месторождении Брокен-Хилл (Австралия) их насчитывается более 70. Руды таких месторождений являются комплексными. Помимо свинца, цинка, серы и бария на многих месторождениях попутно извлекаются серебро, кадмий и медь, реже кобальт, золото, таллий, галлий и германий. Второстепенными элементами-спутниками руд являются сурьма, висмут, никель, индий, селен, теллур, мышьяк, ртуть, молибден, олово, стронций и др. /Архангельская, Вольфсон, 1977; Попов, 1980/. Химический состав руд отражает мантийный и мантийно-коровый источник металлов.

Геохимические ореолы месторождений и рудных тел представлены основными и сопутствующими рудообразующими элементами. Масштабы их сопоставимы с зонами вкрапленной минерализации во вмещающих породах, нередко в несколько раз превышающими размеры залежей промышленных руд. Гидротермальные изменения вмещающих пород по сравнению с колчеданно-полиметаллическими месторождениями выражены относительно слабо. Обычно они представлены процессами доломитизации, кальцитизации, баритизации и окварцевания. Редко проявляются аргиллизиты, хлоритовые, кварц-серицитовые и другие метасоматиты и гидротермалиты.

В составе руд стратиформных месторождений меди (тип медистых песчаников и сланцев) участвуют около 70 минералов /Наркелюн и др., 1983/. Главные рудообразующие минералы – халькозин и борнит. На многих месторождениях широко представлены халькопирит, иногда магнетит и гематит. Второстепенные – пирит, галенит, сфалерит, блеклые руды, реже джарлеит, дигенит, идаит, пирротин, иногда шеелит (Удокан) и урановые минералы (провинции Африки и Северной Америки). Редко встречаются анилит, энаргит-люционит, бетехтинит, валерит, виттихенит, карролит, галлит, германит, реньерит, джезказганит, домейкит, марказит, арсенопирит, штроейерит, аргентит, линнеит, кобальтин, саффорит, скуттерудит, глаукоdot, каттьерит, зигенит, мелонит, бравоит, никелин, маухерит, мюллерит, полидимит, герсдорфит, раммельсбергит, пентландит, молибденит, гринокит, висмутин, киюварь, реальгар, леллингит, отавит, ильменит и др. /Сатпаева, 1958, 1961; Рудные месторождения..., 1974; Наркелюн и др., 1983/. Из нерудных установлены кварц, карбонаты, барит, целестин, ангидрит, гипс, флюорит.

Самородные элементы и интерметаллические соединения представлены в основном медью, серебром, золотом, висмутом и дискразитом. Из других самородных элементов заслуживает внимания углерод, почти постоянно присутствующий в составе различных углистых веществ (графит, антраксолит, углефицированные растительные остатки). В некоторых меденосных зонах (Джезказганская, Предсудетская и др.) установлены закономерное размещение месторождений на участках с повышенным содержанием органического углерода и прямо пропорциональная зависимость между содержанием меди и $C_{орг}$. Количество последнего в различных типах руд меняется от 0,1 до 9,68 % /Наркелюн и др., 1983/.

Полиморфизм рудных минералов представлен различными модификациями халькозина (ромбический, гексагональный), дигенита (кубический, тригональный), домейкита (кубический, гексагональный) и сочетанием пирит – марказит (Джезказган и др.). Типовая структура распада борнит – халькозин и наличие полиморфных модификаций домейкита с переходами на уровне 225 °C указывают на сравнительно низкотемпературные условия рудоотложения.

Приведенные данные свидетельствуют об относительно сложном составе руд крупных и уникальных месторождений медистых песчаников и сланцев. В них установлено от 30 до 40 и более первичных рудных минералов (Судеты, Удокан, Джезказган, меденосный пояс Заира – Замбии и др.). Руды в связи с этим являются комплексными. Промышленное значение, кроме меди, представляют свинец, цинк, серебро, рений, реже кобальт, никель, золото, уран, молибден, германий, ванадий, галлий и другие элементы. Для медистых песчаников и сланцев характерно зональное размещение основных рудообразующих минералов. Л.Ф. Наркелюн и др. /1983/ различают четыре типа зональности (от почвы к кровле рудных тел): 1) пирит – халькопирит – борнит – халькозин (тип месторождения Роан-Антлоп Медного пояса Замбии); 2) халькозин – борнит – халькопирит – пирит (тип месторождения

Чамбиши Медного пояса Замбии); 3) халькозин - борнит - халькопирит - пирит со смещением рудных зон (тип Джеккаганского месторождения); 4) халькозин - борнит - халькопирит - пирит - халькопирит - борнит - халькозин (удоканский тип). Геохимические ореолы месторождений и рудных тел сложены главными и сопутствующими рудообразующими элементами. По размеру они сопоставимы с зонами вкрапленного оруденения или превышают их в несколько раз. Процессы гидротермального метаморфизма на месторождениях обычно выражены слабо. Из жильных минералов наиболее типичны кальцит, барит, кварц, доломит, целестин, арагонит и гипс /Сатпаева, 1958, 1961/.

К числу типовых признаков крупных и уникальных стратиформных месторождений полиметаллических руд относятся однородность и стабильность изотопного состава свинца при соответствии его обыкновенному свинцу, формирующемуся в условиях, близких к одностадийной системе /Доу, Стейси, 1977; Скрипченко, 1980; Ручкин, 1984; Попов, Яковлев, 1985; Томсон, Полякова, 1985/. В некоторых районах (Сардана, Каратау Мидконтинент) одновременно отмечается в рудах и аномальный свинец /Попов, 1980; Ручкин, 1984/. Однородность и устойчивость изотопии свинца объясняются привнесом рудных компонентов из подкорковых глубин /Сливсон, Рассел, 1970; Скрипченко, 1980/. Это подтверждается и пространственной связью стратиформных месторождений с глубокофокусными тектоническими разрывами, вскрывающими подкоровые источники металлов. Образование аномального свинца, вероятно, связано с процессами регенерации и перетолжения исходного рудного вещества пород и руд месторождений, первоначальные характеристики которых отвечали обыкновенному свинцу. Многие геологи ведущее значение в формировании руд отводят коровым источникам металлов или допускают двойственный (мантийный и коровый) их характер /Источники..., 1976; Попов, 1980; Ручкин, 1984/.

Неоднородность серы полиметаллических руд показана в сводках В.А. Гриженко и Л.Н. Гриненко /1974/, Р. Рая и Х. Омото /1977/. В свинцово-цинковых рудах карбонатных формаций обычно устанавливается сера, возникшая в процессе сульфатредукции ($\delta^{34}\text{S}$ от +13 до +28,5 ‰), и сера органического происхождения ($\delta^{34}\text{S}$ от -20 до +35 ‰). Примерами являются месторождения Пайн-Пойнт, Миргалимсай, Сардана, Краковско-Силезский район и др. /Рудные месторождения..., 1974; Попов, 1980; Попов, Яковлев, 1985/. Допускается и иная природа серы. Так, Г.В. Ручкин /1984/ считает, что источниками серы стратиформных месторождений свинца и цинка являются мантия (сера однородна по составу, величина $\delta^{34}\text{S}$ близка к 0 ‰) и гомогенизированная кора (вариации $\delta^{34}\text{S}$ не превышают 10 ‰), морская вода и морские эвапориты (сера относительно однородного состава, но обогащена тяжелым изотопом ^{34}S) и сера, прошедшая биогенный цикл и сульфатредукцию (значительные вариации и дисперсия величин $\delta^{34}\text{S}$ и преобладание либо легкого изотопа ^{32}S , либо тяжелого ^{34}S).

В рудах медистых песчаников и сланцев изотопный состав серы имеет большой разброс ($\delta^{34}\text{S}$ от +13,5 до -21,8 ‰ на Удокане, от +17,3 до -27,4 ‰ на Джеккаганском месторождении и др.). Эти данные и обогащенность серы легкими изотопами свидетельствуют о ее биогенном происхождении /Рудные месторождения..., 1974; Наркелюн и др., 1983; Курс..., 1986/.

Включения флюидов в галените, сфалерите и нерудных минералах крупных стратиформных свинцово-цинковых месторождений представлены концентрированными рассолами, обогащенными натрием, кальцием и относительно бедными калием, магнием, сульфатами. По данным В.В. Попова и Г.Ф. Яковлева /1985; Попов, 1980/, концентрация солей в минералах Силезско-Краковского рудного района составляет 15 %, Каратау (Шалкия) – 26–33 %, а на месторождениях Пайн-Пойнт и Мидконтинента достигает 35–40 %, т.е. в 4–10 раз выше солености морской воды. В реликтовых флюидах сульфидных минералов и флюорита нередко отмечается нефть. Иногда включения флюидов по содержанию солей, отношению дейтерия к водороду, магния к калию, хлора к натрию сходны с нефтяными водами (месторождения Мидконтинента, Сардана). Эти сведения и данные по изотопии кислорода /А. Хейл и др., 1977; Д. Уайт, 1977/ отражают активное участие в процессах стратиформного рудообразования вод различного типа (смешанных вод), в том числе морских, метеорных, погребенных вод нефтеносных полей, метаморфических и др. Газовая фаза флюидных включений состоит в основном из метана и углекислоты. Широкое участие в первичных флюидах углеводородных соединений подтверждается наличием в рудах графита, антраксолита, асфальтитов, гагата, нефти и др. Восстановительным режимом потоков глубинных флюидов, вероятно, определяется также присутствие в сульфидоносных зонах самородных элементов, интерметаллических соединений и карбидов.

Процесс формирования крупных и уникальных стратиформных месторождений является сложным, многоэтапным. Некоторые месторождения считаются полигенными и полихронными с продолжительностью рудообразования в десятки миллионов лет и более /Попов, 1980; Курс..., 1986/. Так, на месторождении Миргалимсай, по данным С.А. Юшко /1969/, рудообразование происходило в три этапа: сингенетичный и диагенетичный (три стадии), гидротермальный (три стадии). На Сардане установлено пять разновозрастных минеральных ассоциаций (стадий), а на месторождениях Силезско-Краковского рудного района – четыре стадии с продолжительностью оруденения от среднего триаса до поздней юры. Полихронными двух- и трехэтапными считаются месторождения Мидконтинента (США), Пайн-Пойнт (Канада), а также медистые песчаники и сланцы Джеказгана, Удокана и др. /Попов, 1980; Наркелюн и др., 1983; Курс..., 1986/.

Температурный режим минералообразования свинцово-цинковых руд по результатам изучения газово-жидких включений рудных минералов в сводных работах В.В. Попова и Г.Ф. Яковлева /1985; Попов, 1980/ оценивается от 45–80 °С (пластообразные залежи хр. Каратау) и 50–140 °С (месторождения Мидконтинента, Силезско-Краковского рудного района, Пайн-Пойнт, секущие рудные тела Каратау) до 260–360 °С (Сардана). Руды медистых песчаников и сланцев образуются при температурах от 70–150 до 300–400 °С. Низкотемпературные условия минералообразования обычно свойственны стратиформным рудам, а среднетемпературные – гидротермальным и кварцево-сульфидным жилам гидротермально-метаморфогенного типа /Наркелюн и др., 1983; Курс..., 1986/.

Вопрос о генезисе стратиформных месторождений является дискуссионным. Месторождения свинца и цинка одними исследователями считаются эпигенетичными гидротермальными (Ф.И. Вольфсон, Е.Е. Захаров, В.В. Архангельская), другими – сингенетичными осадочными (В.С. Домарев, М.М. Константинов, Г. Шнейдержен), а третьими – эпигенетичными инфильтрационными (В. Линдгрэн и др.). В последнее десятилетие активно развивается гипотеза о полигенном и полихронном образовании промышленных руд,

которые сочетают в себе черты сингенетического осадочного или гидротермально-осадочного и эпигенетического метаморфогенно-гидротермального рудообразования (В.И. Смирнов, Г.Н. Шерба, В.В. Попов, Н.С. Скрипченко и др.). Наш взгляд, наиболее приемлемой в приложении к крупным и уникальным стратиформным месторождениям свинца и цинка является гипотеза полигенного и полихронного образования руд. Руды медистых песчаников и сланцев, по мнению одних геологов, формируются гидротермальным путем (И.С. Яговкин, К.И. Сатпаев, С.Ш. Сейфуллин, Ф.И. Вольфсон и др.), а по представлениям других, — являются осадочными, преобразованными в различной степени последующими геологическими процессами (диагенез, катагенез, метаморфизм).

Наиболее сложным в проблеме генезиса стратиформных месторождений является вопрос о природе рудного вещества. В качестве потенциальных источников его разными исследователями рассматриваются морская вода, продукты вулканизма, вмещающие породы, геологическая среда областей сноса, мантия и земная кора. Крупные и уникальные месторождения свинца, цинка и меди образуются в условиях синхронного вулканизма или вне связи с ним и отличаются громадными скоплениями руд, однотипным минеральным их составом (в соответствующих типах объектов) с наличием самородных металлов и интерметаллических соединений, широким спектром сопутствующих элементов (железо, кобальт, никель, серебро, висмут, сурьма, мышьяк, кадмий, ртуть, барий, стронций, молибден, олово и др.), повышенной углеродистостью и устойчивым изотопным составом свинцов (преобладает обыкновенный свинец).

Отмеченные особенности месторождений свидетельствуют об универсальности источника металлов и длительности его активной жизни [Щеглов, Говоров, 1985]. Таким условиям из указанных выше возможных источников, по нашему мнению, отвечают два — геологическая среда областей эрозии (и сноса) и глубинный мантийно-коровый, а в полной мере только последний. Отрицание областей эрозии и сноса в качестве основного источника металлов в этом случае базируется прежде всего на геологических данных — размещении месторождений в зонах глубинного заложения и в сопряженных с ними структурах, связи крупнейших скоплений меди (месторождения Заира, Замбии и др.) с грубокластическими осадками, синхронное накопление которых должно способствовать скорее разубоживанию, а не концентрации руд и др. Сказанное подтверждается результатами изучения минералого-геохимических особенностей руд и изотопии свинца. Сера в рудах является гетерогенной с преобладанием сульфатной и биогенной. Состав флюидных включений в минералах отражает широкое участие в рудообразовании углеводородных соединений, солей (прежде всего хлоридов натрия) и разнообразных по своей природе вод.

Из сказанного вытекает, что рудообразующие среды крупных и уникальных стратиформных месторождений свинца, цинка и меди имеют сложную природу и содержат в себе компоненты различных уровней разреза земной коры и подкоровых глубин. Наиболее глубинными (мантийными), вероятно, являются основные массы главных металлов (медь, свинец, цинк) и сопутствующие им кобальт, никель, висмут, сурьма, ртуть и углеводородные соединения. К числу коровых элементов, по-видимому, относятся некоторые металлы (молибден, олово и др.), барий и стронций. Главные массы воды, серы и галогенидов скорее всего вовлекаются в рудообразующие системы на уровне формирования месторождений — в областях встречи флюидизированных тепловых потоков, характеризующихся восстановительным режимом компонентов, с обогащенными кислородом водами морских и океанических бассейнов или подзем-

ными водами континентов. Осаждение металлов, привнесенных эндогенными флюидами и содержащихся в водах, происходит в этом случае из термальных высококонцентрированных рассолов (гидротермально-осадочное или экзогенно-гидротермальное рудообразование). Реальность существования таких рудообразующих палеосистем, по существу, доказана на месторождениях Мидконтинента, хр. Каратау, Пайн-Пойнт и др. Глубина формирования руд оценивается от 0,4 до 2 км /Архангельская, Вольфсон, 1977; Попов, 1980/. Типовой моделью стратиформного рудообразования в палеоструктурах может служить формирование современных металлоносных осадков в придонных рифтовых впадинах Красного моря.

1.5. ВЫВОДЫ

Крупные и уникальные месторождения меди, никеля, свинца и цинка относятся к четырем геолого-промышленным типам – магматическому (ликвационному) сульфидному медно-никелевому, гидротермальному медно-порфировому, колчеданному и стратиформному медным и полиметаллическим. Такие месторождения известны на всех континентах и формировались в различные геологические периоды развития Земли с максимумом оруденения в протерозое и мезозое кайнозойе (медь), протерозое и мезозое (никель), протерозое и палеозое (свинец, цинк). Для протерозойской метасигогенической эпохи характерны месторождения магматического, колчеданного и стратиформного типов, палеозойской – колчеданные и стратиформные, мезозойской – магматические, медно-порфировые и стратиформные, а для кайнозойской – преимущественно медно- и молибден-меднопорфировые. Наиболее продуктивной в отношении крупномасштабного оруденения является протерозойская эпоха.

Размещаются крупномасштабные провинции, рудные районы, рудные поля и месторождения в разнообразных геологических структурах континентов и океанов – в складчатых областях, средних массивах и палеоостроводужных системах (колчеданные, стратиформные, медно-порфировые), платформах, зонах автономной тектономагматической активизации и рифтогенеза жестких континентальных блоков земной коры (магматические сульфидные медно-никелевые, медно-порфировые, стратиформные), в системах срединноокеанических хребтов – рифтов океанов (колчеданные медно-цинковые, стратиформные свинцово-цинковые). Рудоконтролирующими структурами во всех случаях являются мобильные региональные (и планетарные) тектонические линеаменты, характеризующиеся сложным внутренним строением (системы блоков и ограничивающих их разломов), длительным (и сверхдлительным) развитием, повышенной сейсмичностью и "океаничностью" коры с обычным преобладанием в разрезе ее базальтового (или диоритового) слоя и относительно неглубоким залеганием мантии, насыщенностью продуктами "сухих" высокотемпературных магм (ультрабазитами, базитами, андезитами, дацитами и риолитами – гранитоидами) и аномальными тепловыми и геохимическими полями. К числу таких структур относятся прежде всего зоны глубинных разломов, автономной тектономагматической активизации и рифтогенеза с разнообразными по своей природе прогибами, впадинами, депрессиями и куполами внутри и на обрамлении геосинклинально-складчатых областей и жестких блоков земной коры (шиты, платформы, срединные массивы), вулканические пояса, а также внутренние части островных дуг на границе континент – океан и системы рифтов в пределах последнего.

Важнейшими рудоконцентрирующими структурами являются поперечные (и диагональные) к главным рудоносным линеаментам региональные и транс-

формные разломы длительного развития, особенно узлы пересечения их с металлогеническими провинциями и рудными поясами. Такие рудоносные структуры выделяются многими геологическими признаками: высокой тектонической нарушенностью и своеобразием состава рудовмещающих сред (повышенное содержание углерода, битумов, карбонатов и др.), максимальной насыщенностью разнообразными по составу магматами, аномальными тепловыми и геохимическими полями, длительностью и многоэтапностью развития эндогенных процессов. Сочетание продольных и поперечных линейных элементов предопределяет линейно-узловой характер распределения рудных районов и входящих в их состав рудных полей и месторождений, а также подтверждает связь крупномасштабного оруденения со структурами подкорового заложения. Обладая высокой проницаемостью, глубинные структуры служат основными каналами накопления и проникновения в земную кору интрателлурических флюидных потоков и мантийных расплавов. К узлам пересечения их приурочены наиболее протяженные и длительно развивающиеся рудоносные флюидные и флюидно-магматические колонны.

Изучение магматических образований крупномасштабных рудных районов и полей, проведенное многими советскими и зарубежными исследователями, выявило принадлежность их к габбро-норитовой, габбро-долеритовой (медно-никелевые), габбро-диорит-кварц-диоритовой, габбро-диорит-гранодиоритовой, диорит-гранодиорит-монзонитовой (медно-порфировые), базальтовой, базальт-андезитовой, контрастной риолит-базальтовой и другим формациям (колчеданные, частью стратиформные). Характерными особенностями магматических образований являются: 1) разнообразие состава (от габбро-базальта до гранита - риолита) и сложность внутреннего строения тел и их совокупностей (многократное чередование лавовых потоков в разрезах, многофазность формаций); 2) сочетание в единых магматических телах и комплексах пород, близких по составу, но разнообразных по структурно-текстурным особенностям; 3) наличие эксплозивных и эксплозивно-гидротермальных брекчий; 4) повышенная степень дифференциации магматических формаций и составляющих их тел (контрастность состава, многофазность становления, расслоенность рудоносных интрузий и т.д.).

Анализ природных ассоциаций магматитов и петрологических особенностей пород показывает, что они являются продуктами кристаллизации подкоровых базальтоидных магм и их дифференциатами или образуются из кислых высокотемпературных ("сухих") палингенных расплавов, зарождающихся на значительных глубинах (уровень гранулит-базитового слоя Земли) под воздействием глубинных флюидизированных тепловых потоков и базальтоидных магм. Становление глубинных по зарождению магматических расплавов происходило в приповерхностных и наземных условиях (гипабиссальная, субвулканическая и вулканическая фации). Формы связи крупномасштабного оруденения с магматизмом определяются как генетическая (магматические медно-никелевые месторождения), парагенетическая (медно-порфировые, колчеданные) и комагматическая (стратиформные). Часть крупных стратиформных месторождений свинца, цинка и меди формируется вне видимой связи с магматическими процессами.

В качестве главных геологических и минералого-геохимических индикаторов крупных и уникальных месторождений меди, никеля, свинца и цинка установлены следующие их признаки.

1. Размещение рудных полей и месторождений в длительно развивающихся зонах глубокого (подкорового) заложения (глубокофокусные разломы, зоны автономной тектономагматической активизации и рифтогенеза континентов, вулканические пояса, внутренние части палеоостровных дуг и др.), узлах

пересечения их поперечными региональными и трансформными разломами и в сопряженных с ними структурах висячих боков линеаментов.

2. Повышенная углеродистость, битуминозность и карбонатность рудовмещающих сред и руд.

3. Широкое разнообразие магматических пород (от ультрабазитов – коматиитов и габбро-базальтов до гранитов – риолитов), иногда с повышенной щелочностью, многофазность их становления (до пяти – шести фаз и более), значительная дифференцированность и малые глубины формирования магматитов и руд (уровень морского дна – субвулканическая и гитабиссальная фации). Для многих месторождений характерны эксплозивные и эксплозивно-гидротермальные брекчии, отражающие высокую газонасыщенность рудно-магматических систем.

4. Многообразие магмо- и рудолокализирующих структур (зоны разломов и рифты, меж- и интратриформационные контакты, плоскости отслоения складок и куполов, зоны повышенной трещиноватости и расщепления пород, периферические и апикальные части интрузивов, эксплозивные брекчии, палеовулканические сооружения и структуры).

5. Значительные параметры рудных тел (первые километры) и соответствие их формы конкретным структурно-геологическим условиям рудообразования (преобладают линзовидные, пласто-, трубообразные, конусовидные, штокообразные залежи и комбинации их с жилами).

6. Большой (до 3–4 км) вертикальный размах оруденения с зональным размещением гидротермалитов и руд в рудоносных структурах (медно-порфировые, колчеданные месторождения) и многоярусность его распределения в расслоенных интрузивах (магматические медно-никелевые) и мощных разрезах рудовмещающих осадочных пород (стратиформные).

7. Многоактность и длительность формирования руд (от четырех-пяти до восьми-десяти этапов и стадий рудообразования). На многих колчеданных и стратиформных рудных полях сочетается оруденение различных генетических (например вулканогенно-осадочное и гидротермально-метасоматическое колчеданное, гидротермально-осадочное и гидротермальное свинцово-цинковое) и формационных типов (колчеданный и скарновый полиметаллические, скарновый и стратиформный свинцово-цинковые и др.), разделенных по периоду образования значительными промежутками геологического времени. Характерны рудокласты. Руды таких месторождений являются полигенными, полихронными и полиформационными. Известны месторождения, формирование которых происходило даже в различные металлогенические эпохи (Сулливан в Канаде и др.).

8. Многокомпонентность и комплексность руд. Крупные и уникальные месторождения являются промышленными по трем-четырем и более металлам (Садбери, Норильская группа, Бингем, Маунт-Айза, Брокен-Хил, месторождения Рудного Алтая и др.). Из сульфидных руд магматических медно-никелевых месторождений извлекаются медь, никель, кобальт, золото, серебро, платиноиды и попутно многие другие элементы; медно-порфировых – медь и молибден, иногда рений, а попутно – золото, серебро, селен и теллур; колчеданных – медь, цинк, свинец, серу, а попутно – золото, серебро, кадмий, селен, теллур, висмут, сурьму, мышьяк и др.; стратиформных свинцово-цинковых и медных – свинец, цинк, медь, иногда серебро, попутно – серу, кадмий, иногда кобальт, никель, золото, рений, теллур, галлий, германий и др.

9. Многообразие гипогенных минералов (до 70–80 и более) с повышенной ролью среди них кобальт- и никельсодержащих сульфидов.

10. Значительное количество полиморфных модификаций рудных минералов (до пяти – шести) и минеральных видов, образующих структуры распада твердых растворов (до семи пар).

11. Обилие в рудах самородных минералов (золото, серебро, медь, висмут, железо, руды сурьма, платиноиды, теллур, кадмий, сера, углерод), интерметаллических соединений (кюстелит, электрум, дискразит) и наличие карбидов (муассанит, когенит).

12. Широкий спектр элементов-примесей руд (кобальт, никель, висмут, золото, серебро, сурьма, мышьяк, селен, теллур, хром, титан, ванадий, марганец, галлий, германий, кадмий, молибден, олово, иногда ртуть, рений, вольфрам, платиноиды, стронций, барий, литий и др.) и корреляция размеров первичных ореолов главных и сопутствующих рудных компонентов с масштабами месторождений. Характерно явное преобладание в рудах подкоровых элементов, в том числе кобальта, никеля, хрома, титана, "маркирующих мантию" /Щеглов, Говоров, 1985/, и повышенное содержание в них кобальта, никеля и висмута /Осташенко и др., 1982/.

13. Преобладание в рудах изотопов свитца, указывающих на эволюцию его в условиях, приближающихся к одностадийной системе (обыкновенный свинец).

14. Разнообразие серы (мантийная, сульфатная, биогенная).

15. Повышенная роль в газовой-жидких включениях рудных (и сопутствующих) минералов водорода, углеводородов (метан, этан, твердые и жидкие битумы), окиси углерода, сероводорода и азота в сочетании с хлоридными, хлоридно-гидрокарбонатными и хлоридно-сульфатными растворами и рассолами, обогащенными катионами натрия, калия, магния и кальция.

16. "Сухость" сульфидной фазы (магматические медно-никелевые месторождения) и маловодность флюидов из включений в минералах руд некоторых крупных месторождений (колчеданные месторождения Рудного Алтая, Майкаин и др.).

17. Многообразие воды, содержащейся в газовой-жидких включениях минералов руд, и корреляция ее с типом месторождений: ювенильная (магматические сульфидные медно-никелевые месторождения), ювенильная и метеорная (медно-порфировые), ювенильная, метеорная и морская (колчеданные), ювенильная, метеорная, морская и нефтеносных полей (стратиформные).

Приведенные данные расширяют и уточняют признаки крупных месторождений халькофильных металлов, рассмотренные как отдельно взятые, так и в виде тех или иных совокупностей в ряде работ /Томсон, Фаворская, 1968; Глобальные закономерности..., 1974; Томсон, Полякова, 1979, 1985; Кантор, 1982, 1983; Щеглов, Говоров, 1985/. Они указывают на уникальность крупномасштабного рудогенеза и независимость его проявления от особенностей развития структур земной коры, однотипность формирования и закономерность размещения руд. Все это позволяет говорить о единстве и глобальном характере причин возникновения таких рудных полей. Тем самым подтверждается правомерность отнесения рассматриваемых месторождений к классу мантийных и мантийно-коровых /Щеглов, Говоров, 1985/ или выделения их в особый ряд рудных формаций, возникновение которых обязано эволюции флюидных и флюидно-магматических колонн мантийного заложения /Иванкин, 1986/.

Важнейшими факторами, определяющими значительные масштабы рудных полей и месторождений, являются: 1) глубинный источник основных рудных компонентов (см. признаки 1, 3, 4, 6, 8, 9, 12-15) и восстановительный режим транспортирующих металлы первичных (подкоровых) флюидов (см. признаки 1, 10, 11, 15, 16); 2) вторичный характер рудообразующих гидротермальных растворов и рассолов (см. признаки 14, 15, 17); 3) длительная активность и высокая "работоспособность" источника металлов в условиях унаследованного развития глубинных структур (см. признаки 1, 3, 4, 5,

7–9, 12). Рудообразование в таких случаях реализуется в малоглубинных условиях континентов и в рифтовых структурах морей и океанов при встрече энерго- и металлоемких флюидов с обогащенными кислородом подземными или морскими водами, обладающими высокими окислительными свойствами (кислородный геохимический барьер). Главной причиной рудоотложения в таких условиях следует, по-видимому, считать резкое нарушение окислительно-восстановительного режима системы. При этом происходят смешивание рудоносных флюидов с водой и трансформация восходящих существенно газовых флюидных потоков в гидротермальные рудообразующие растворы, отлагающие свой полезный груз в различных геолого-структурных обстановках.

Глава 2

ИСТОЧНИКИ ИНФОРМАЦИИ И ДАННЫЕ О ФЛЮИДНОМ РЕЖИМЕ ЗЕМЛИ, УСЛОВИЯХ ЗАРОЖДЕНИЯ И РАЗВИТИЯ КРУПНОМАСШТАБНЫХ РУДООБРАЗУЮЩИХ СИСТЕМ

2.1. ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ РИФТОГЕННЫХ СТРУКТУР И ГЛУБИННЫХ РАЗЛОМОВ

Рифтогенные структуры и глубинные разломы являются крупнейшими проводниками тепла и вещества из глубоких недр Земли. Эти структуры контролируют как горячее (области вулканизма), так и холодное газовое дыхание планеты. Масштабы последнего по некоторым оценкам /Войтов, 1976; Осика, 1981/ сопоставимы, а возможно, и превосходят масштабы дегазации недр в областях активного вулканизма. Примеры непосредственного притока активных (неконденсированных) газов в рифтогенных структурах и зонах глубинных разломов довольно многочисленны. Д.К. Бейли /1981/ указывает, что во всей Восточно-Африканской рифтовой системе выделяется углекислый газ. Во многих районах этого рифта, где проводятся геотермические исследования, ювенильный CO_2 рассматривают в качестве главного носителя тепловой энергии. В двух точках Кении проводится даже его коммерческая добыча из скважин, откуда газ поступает под давлением 4 кг/см². Современные выделения газов из вод оз. Киву, расположенного в зоне этого же рифта, представлены CO_2 (71,7–78,1 об. %) и CH_4 (20,7–26,2 об. %), остальное приходится на H_2S и другие газы.

Многочисленные примеры повышенного притока в рифтогенных структурах и глубинных разломах гелия и водорода приведены в работах В.П. Якуцени /1976/, В.К. Гавриш /1978/, В.И. Молчанова /1981/, Д.Г. Ссика /1981/, В.И. Кононова /1983/. В термальных флюидах срединной зоны Исландии (Срединно-Атлантический рифт) отмечается высокая концентрация водорода, вплоть до преобладания его в общем составе газов. Значительное количество водорода обнаружено в рифтовых структурах Калифорнийского залива и некоторых районов Центральной и Северной Америки, сопряженных с Восточно-Тихоокеанским поднятием /Кононов, 1983/. В рифтовых зонах этих хребтов вместе с водородом отмечается значительное количество метана (до 51,4 об. %) и азота (до 44 об. %) На дне Тихого океана в настоящее время открыто более 50 крупных термальных полей и соседствующих с ними сульфидных руд, характеризующихся ореолами рассеяния метана в придонных водах. Метановая съемка признана одним из ведущих методов обнаружения глубинных гидротермальных систем /Бескровный, 1985/. Газы

знаменитых "черных курильшиков" (Восточно-Тихоокеанское поднятие) помимо основных компонентов (водорода и метана) обогащены радоном и гелием. Последний по изотопным отношениям близок к мантийному. Стмечается высокое содержание водорода в термальных источниках Байкальского рифта. В третичных отложениях Байкальской впадины газы на 80 % состоят из водорода.

В.И. Молчанов /1981/, обобщивший большой материал по водородной съемке, констатирует наличие повышенного потока водорода в центральных частях тектонических депрессий, где он обнаруживает тесную связь с сульфидно-углекисло-метановыми водами. Газы из вод отложений предгорных прогибов, межгорных впадин и платформенных депрессий также обогащены водородом. Воды наиболее глубоких впадин и платформенных авлакогенов, наряду с повышенным притоком водорода, характеризуются значительной температурой (до 200 °С и более). Повышенный тепловой поток, очевидно, отражает глубокий характер водородных струй в пределах тектонических депрессий и раздвигах рифтогенного типа. Д.Г. Осика /1981/ провел анализ выделений водорода в различных структурных зонах земной коры (табл. 3) и показал устойчивость потоков этого чрезвычайно летучего и подвижного газа. Повышенные содержания водорода отмечаются в газовых струях океанических рифтов по сравнению с континентальными. Высок уровень концентрации водорода в газовых эманациях разломных зон древних шитов и некоторых рудных месторождений. На кимберлитовой трубке Удачная (Якутия) в одной из скважин интенсивность выделения водорода достигала 100 000 м³/сут (см. табл. 3). В целом плотность газового потока меняется в зависимости от проницаемости и активности геологических структур, а содержание водорода в атмосфере, почве и в отложениях осадочного чехла определяется динамическим равновесием между поступлением его из недр и диссипацией в космическое пространство.

Более сложным является вопрос о роли рифтогенных структур и глубинных разломов в формировании скоплений углеводородных газов и нефти. Сторонники абиогенного происхождения нефти считают, что основная роль в миграции нефти и газа, генерировавшихся в мантии Земли, принадлежит глубинным разломам /Кудрявцев, 1964; Кравцов, 1976; Порфирьев, 1976/. Н.А. Кудрявцев /1964/ указывает на связь месторождений нефти с грабенами рейнского типа, отмечая, что нефтепроявления в таких структурах встречаются на самых низких уровнях, нередко – в метаморфическом фундаменте. Случаи находок скоплений нефти в тектонических зонах кристаллических (гранитоидных) и метаморфических пород описаны неоднократно. Иногда с ними связаны промышленные залежи нефти с запасами порядка миллиарда тонн /Порфирьев, 1976/. Сторонники осадочного происхождения нефти /Гавриш, 1978/ считают, что следы миграции нефти и газа в глубинных разломах фиксируются только там, где разломы осложняют потенциально нефтегазоносные толщи. При отсутствии последних в зонах разломов по их данным наблюдается незначительное увеличение (относительно фонового) содержания метана и слабые нефтепроявления. Благоприятная роль рифтогенных структур в аккумуляции нефти и газа как этими авторами, так и другими исследователями не отрицается.

Не вдаваясь в дискуссию о природе нефти и горючего газа, отметим ряд фактов, прямо указывающих на сильно восстановительный характер газовых эманаций некоторых разломов и на глубокий генезис части тяжелых углеводородов. Прежде всего это – находки нефтепроявлений в кальдере Узон на Камчатке, где углеводороды тесно ассоциируют с рудной (реальгаровой) минерализацией /Бескровный и др., 1974; Бескровный, 1976/. В

Таблица 3. Состав газов различных структур и рудных месторождений, % /по Сике 1981/

Сбъект изучения	He	H ₂	CO ₂	CH ₄	N ₂	Прочие
Газы рифтовых зон						
Гейзеры Исландии (Намафьядн)	-	55-24,1	34,4	2,5	5,7	H ₂ = 32,8
Гейзеры Калифорнии (Долина Сонома)	-	14-15,0	-	-	-	-
Термальное поле Азупчан в Сальвадоре	-	40,0	-	-	-	-
Верхняя Заимка, Саяно-Байкальская область	0,017	0,3	1,1	-	93,3	-
Мошака-5, Танзания, скв. 95	8,1	0,1	0,7	1,2	89,6	-
Газы древних щитов						
Балтийский щит, Печенгская структура, скв. 2300 м	0,02	34,87	-	2,24	55,36	-
Украинский щит, Кривой Рог, Шахта Ленина, горизонт 825 м	1,12	13,07	-	71,40	12,40	-
Австралийский щит, п-ов Йорк	-	76,0	0,8	7,5	30,8	-
Африканский щит, месторождение Восточная Вирджиния	0,005	50,95	0,05	35,1	12,6	-
Газы эпигерцидских платформ						
Туранская, Юго-Восточный Усть-юрт, скв. 2288-2849 м	-	21,2	6,0	65,2	7,6	-
Прикаспийская скв. 5424-5487 м	-	13,8-28,1	5-40	He обн.	30,9-70,4	-
Газы зон альпийского орогенеза						
Тянь-Шань, Серафимовская площадь, скв. 2954-2980 м	-	20,0	0,5	12,0	46,45	0,25
Кавказ, месторождение Берикей, скв. 20	0,021	0,004	27,23	0,02	He обн.	71,44
Зурамкентский источник	-	0,0-1,12	0-4,1	1,2-98,0	22,2-96,7	0,007-0,1
Газы некоторых рудных месторождений						
Хибины, Росвумчорр	0,53	7,2	0,6	82,47	11,7	-
Нижнетагильский дунитовый массив	-	79,4	-	11,3	9,3	-
Худесское, медно-колчеданное	0,003	80,5-82,6	1,1-4,5	0,05	12,4-15,4	-
Кизил-Дере, медно-колчеданное	0,015	24,6	23,0	27,8	31,6	-
Тырныауз, вольфрам-молибденовое	-	71,50	18,9	4,82	4,5	-

Таблица 4. Средние составы флюидов в породах /Флюидный режим..., 1977/

Порода	Кол-во анализов	H ₂ O	CO ₂	-CO	CH ₄
<u>Срединно-Атлантический хребет</u>					
Базальты	16	1,424	0,337	0,659	0,244
Габброиды, ультрабазиты	8	1,241	1,648	0,663	0,240
<u>Восточно-Африканский рифт</u>					
Базальты	8	5,84	0,84	0,77	0,09
Трахибазальты	3	3,11	0,80	0,33	0,13
Нефелинит	6	6,78	2,9	0,49	0,19

пределах Западно-Туркменской впадины в зоне глубинного разлома выявлены кальцитовые жилы, содержащие 0,09 % битума, в то время как вмещающие известняки имеют его содержания на порядок ниже /Бескровный, 1964/. Все больше внимание исследователей привлекают частая ассоциация нефти и ртути, высокие концентрации рудных элементов в соляных рассолах нефтяных и газовых месторождений, а также наличие углерода в эндогенных битумах в месторождениях флюорита, урана, цветных металлов /Щеглов, 1980; Томсон, Полякова, 1985; Бескровный, 1985/. Высказываются мысли о единой (глубинной) природе углеводородов и металлов /Кравцов, 1976; Кротова, 1976; Щеглов, 1980/. Эманации азотисто-метановых газов с повышенным содержанием гелия установлены в трещинных зонах протерозойских образований Кольского полуострова. Состав газов Мончегорского никеленосного массива на руднике Сопча следующий: гелия до 37 %, водорода до 0,8 %, метана до 74,5 %, азота до 34 % /Петерсилье, 1963; Петерсилье, Павлова, 1976/.

Увеличенный приток по разломам метана отмечается в сейсмически активных областях во время землетрясений. С горением CH₄ и H₂ некоторые исследователи связывают частые пожары в эпицентрах крупных землетрясений /Осика, 1981/. Глубинная природа этих газов доказывается тем, что перед землетрясением увеличивается приток не только водорода и метана, но также гелия и радона. С содержанием газов тесно коррелируется содержание глубинных компонентов в гидротермальных источниках – хлоридов щелочей, брома, мышьяка, кремниевой кислоты и др.

Обобщая вышеизложенное, можно констатировать, что состав газовых эманаций рифтовых зон и глубинных разломов разнообразен и неоднороден. Наиболее характерными газами являются углекислота, водород, азот, метан, гелий. В меньших количествах присутствуют сероводород, радон, кислород, CO и др. Почти во всех газовых эманациях в тех или иных количествах отмечаются восстановительные компоненты, в первую очередь H₂ и CH₄ (см. табл. 3).

Для характеристики флюидного режима глубинных уровней рифтовых структур представляют интерес исследования Ф.А. Летникова и др. /Флюидный режим..., 1977/ по сопоставлению газового состава базальтов Восточно-Африканского, Срединно-Атлантического (табл. 4) и Байкальского рифтов.

H_2	N_2	Газ + $+ H_2C$	Сумма газов	CO/CO_2	H_2/H_2C	$K_{вос}$
0,518	0,95	4,103	2,679	2,15	0,36	0,82
0,408	0,277	3,98	2,739	3,44	0,742	1,125
0,61	-	6,42	2,26	0,99	0,10	0,22
0,48	-	4,89	1,78	0,47	0,15	0,24
0,23	-	10,52	3,44	0,17	0,03	0,09

Сравнение показало, что для базальтоидных пород Восточно-Африканского рифта характерны аномально высокие содержания суммы углеродсодержащих газов (CH_4 , CC , CC_2). Такая "углеродная" специализация находит свое выражение в проявлении вулканических эманаций углекислого состава и в отмеченных выше газовых струях глубинных разломов. Близки к Африканским базальтам по содержанию CC_2 , CC , CH_4 и аналогичные породы Срединно-Атлантического рифта, в то время как у Байкальских оно в 5-10 раз меньше. Считая компонент CC , CH_4 , H_2 перзичис-мантийными, Ф.А. Летников с соавторами /Флюидный режим..., 1977/ приходят к выводу о более глубоком дренировании верхней мантии Срединно-Атлантическим и Восточно-Африканским рифтами по сравнению с Байкальским, где количество этих газов минимально. При сравнении базальтов Срединно-Атлантического рифта по степени окисленности флюида с базальтами Восточно-Африканского рифта (см. табл. 4) видна большая восстановленность газов в первых ($K_{вос} = 0,82$) по сравнению с базальтами Африки ($K_{вос} = 0,22$). Очевидно, прохождение расплава по разрезу земной коры в случае ^{вос} континентального рифта приводит к большему окислению первичных ювенильных флюидов, чем в разрезе океанической коры.

Приведенные данные показывают, что на современном этапе эволюции Земли происходит активная дегазация недр планеты. Интенсивность газовыделений наиболее высока в структурах глубокого (подкорового) заложения, что подтверждает известные идеи В.И. Вернадского /1954, 1960/ о существовании в земной коре глубинных газовых струй. Газовые эманации характеризуются сложным составом (H_2 , CO , CC_2 , He , CH_4 , N_2 и др.) с различными соотношениями углерода и водорода в конкретных структурах, что является свидетельством их подкорового происхождения. Почти во всех газовыделениях присутствуют восстановленные компоненты, причем степень восстановленности газов тем больше, чем глубиннее дренирующие структуры.

2.2. ОСОБЕННОСТИ ФЛЮИДНОГО РЕЖИМА ОБЛАСТЕЙ СОВРЕМЕННОГО ВУЛКАНИЗМА

Вулканизм представляет собой мощный планетарный процесс дегазации глубоких недр Земли и проявляется в структурах океанов, континентов и островодужных систем. Устойчивая магматическая, гидротермальная и газовая активность свойственна крупным вулканическим областям, которые характеризуются длительностью развития и разнообразием форм проявления и состава магматических продуктов, в том числе и рудных месторождений. Позиция вулканических поясов и центров определяется каркасом глубинных структур земной коры – рифтами, региональными разломами и участками их пересечения. Это позволяет рассматривать вулканы и продукты их извержения как один из основных источников информации о глубинном горячем “дыхании” Земли.

Эксталяционные возгоны вулканов характеризуются сложным составом. Из неметаллов наиболее широко в них представлены водород, кислород, углерод, сера, хлор и фтор. В подчиненных количествах присутствуют аргон, гелий, азот, бор, фосфор и др. Форма молекулярных соединений и состав вулканических газов некоторых вулканов мира по сводным данным В.В. Ярмолюка /1982/ отражены в табл. 5. Е.К. Мархинин /1980/ приводит более детальные анализы проб вулканических газов Южного прорыва Толбачинского извержения. Средние содержания газов по 36 пробам, без учета конденсата по ним, составили (об. %): H_2 – 0,002–25,5; O_2 – 0,6–19,7; N_2 – 38,6–83,4; $He + Ne$ – 0,02–0,17; CO_2 – 0,2–41,0; CO – 0,0–0,6; CH_4 (и другие углеводороды) – 10^{-5} –0,56; HF – 0,005–0,06; HCl – 0,05–0,07; SO_2 – 0,002–0,006; H_2S – 0,003–0,008. Количество водяного пара в газе достигает более 90 об. %. В углеводородной части газа преимущественное положение занимает метан и его гомологи до гексана и выше. Полные результаты анализов проб газов из жидкой лавы приведены в табл. 6.

Отчетливо проявляется зависимость состава вулканических газов от стадии развития вулканов, места и времени отделения летучих компонентов. С понижением температуры наблюдается уменьшение H_2 , $HCl + HF$, CO , увеличение доли SO_2 , а на конечных стадиях остывания – CO_2 /Мархинин, 1980/. Для газов с высокими температурами характерна более высокая степень их восстановленности, что нередко рассматривается как признак глубинности источника /Меняйлов, 1980/. Порядок выделения газов из магмы при снижении температуры связан, по мнению этих авторов, с различной растворимостью газов в расплаве. Для лав Большого Трещинного Толбачинского извержения этот ряд следующий: $(N + Ar) \rightarrow CO_2 \rightarrow H_2C \rightarrow H_2 \rightarrow (H_2S + SO_2) \rightarrow HCl \rightarrow HF$. Два последних газа относительно преобладают в поздних фумарольных отщеплениях при $T = 380–500$ °C. Приведенные составы газов из лав, вероятно, сильно отличны от ювенильных вулканических газов прежде всего по H_2 и CO . Эти газы, как показал спектральный анализ пламени вулканических факелов /Слободской, 1981/, выгорают на ранней стадии извержения с образованием воды и CO_2 .

Состав газов и их относительное количество очень сильно зависят от типа расплавов. С расплавами основного ряда связаны преимущественно восстановленные газы с относительно высоким содержанием CH_4 , H_2 и CO . В вулканических эманациях андезитовых и липаритовых вулканов преобладают окисленные газы (H_2O , CO_2 , SO_2) и газы, определяющие сильную кислотную среду – HF , HCl /Яр-

Таблица 5. Средний состав вулканических газов /по Ярмолюку, 1982/, об. %

№ п/п	T °C	Кол-во анали-зов	H ₂ O	H ₂	C ₂	CO ₂	CO	SO ₂	H ₂ S	N ₂	HCl	HF
1	-	1	98	0,8	0,01	0,05	-	0,06	0,1	0,05	0,9	-
2	1020	2	93,87	0,46	0,89	0,23	-	0,06	0,01	3,91	0,27	0,03
3	980	2	85,22	0,05	2,40	0,22	-	0,12	-	10,89	0,24	0,05
4	-	1	92 ⁻²	0,2·10 ⁻⁴	-	8±2	-	0,2	0,03	-	-	-
5	-	18	79,4	1,49	-	10,4	-	7,36	-	0,18	0,42	-
6	1100	1	64,6	-	-	13,7	-	2,27	-	-	-	-
7	1200	1	53,50	0,87	-	21,8	0,77	11,90	0,28	10,06	-	-
8	1127	1	58,40	0,75	-	24,53	0,69	14,97	0,11	-	-	-
9	900	1	67,62	4,7	2,25	1,12	-	0,54	-	21,17	2,37	0,13
10	800	1	97,80	0,19	-	1,9	0,01	0,05	0,01	-	0,06	-
11	-	12	98,3	-	-	0,3	-	0,66	0,07	-	0,56	0,06
12	750	1	99,2	0,2	-	0,5	-	0,1	-	0,2	-	-
13	-	10	52,7	0,9	-	21,4	0,8	11,5	2,01	10,1	0,1	-
14	-	1	43,2	0,8	-	40,9	2,4	4,4	-	8,3	-	-
15	-	11	83,1	2,8	-	4,6	0,3	4,1	-	4,5	0,6	-

Примечание. Вулканы: 1-3 - Толбачик, 5 - Эрта-Але, 6-8 - Гавайские, 9 - Алаид, 10 - Авачинский, 11 - Сацума-Ивошима, 12 - Шова-Шиндзан, 13 - Килауэа, 14 - Ньярогонго, 15 - Суртсей; 4 - Сольфер-Банк.

Таблица 6. Состав газов из лав Большого Трешинного Толбачинского извержения /по Мархинину, 1980/, об. %

Компоненты (за вычетом сконденсированной фазы)	Температура, °С			
	1040	950	1065	1035
CO ₂	7,49	7,40	24,40	16,30
CO	-	0,26	-	0,20
He + Ne	Сл.	0,17	0,22	Сл.
O ₂	9,60	9,66	1,50	2,40
N ₂ + Ar	74,4	82,20	39,28	55,59
H ₂	8,50	0,30	34,60	25,50
Углеводороды	$0,7 \cdot 10^{-3}$	$0,11 \cdot 10^{-1}$	$0,70 \cdot 10^{-2}$	$0,50 \cdot 10^{-3}$
Сумма...	99,99	100,0	100,0	100,0
Углеводородный состав магматического газа, об. %				
CH ₄	66,17	41,33	29,52	10,38
C ₂ H ₆	2,56	8,98	4,49	Сл.
C ₂ H ₄	4,06	21,56	15,30	1,61
C ₃ H ₈	2,10	4,49	28,85	3,80
C ₃ H ₆	6,39	10,78	4,77	6,43
изо = C ₄ H ₁₀	1,28	0,52	0,86	6,73
Н-C ₄ H ₁₀	3,01	2,25	2,06	4,24
C ₄ H ₈	3,16	1,17	6,68	8,33
изо = C ₅ H ₁₂	Сл.	5,75	0,81	5,70
Н-C ₅ H ₁₂	"	1,08	3,81	4,53
Н-C ₆ H ₁₄	11,28	2,07	2,86	48,25
Сумма...	100,01	99,98	100,01	100,00

молюк, 1982/, Е.К. Мархинин /1980/, сравнивая газы вулканов Ключевской (базальт), Шивелуч (андезит) и Шова-Шинзан (дацит), обращает внимание на то, что с уменьшением основности лав уменьшается содержание галоидных газов и увеличивается количество углекислоты.

Конкретные составы газов вулканов в значительной степени зависят от

типа (мощности) земной коры и степени дегазации мантии. В этой связи интересно сравнение состава газов океанического вулкана Килауэа (Гавайские острова), вулкана островной дуги (Ключевской) и континентального африканского вулкана Ньярогонго /Мархинин, 1980/. Сравнение проведено для одинаковых составов магм. Для Ключевского вулкана, несмотря на более низкие температуры газовых проб, отмечается наиболее высокое содержание H_2 , HCl , HF , CO . В то же время на вулканах Гавайских островов при высоких температурах преобладают CO_2 - 58,4 об. % (данные без учета конденсатов) и SO_2 - 37,4 об. %, свойственные на Ключевском вулкане значительно более низким температурам. Для Гавайских вулканов характерны также отсутствие HF и низкое содержание HCl (0,5-0,7 %), что в 30 раз меньше, чем для Ключевского вулкана. Газ континентального вулкана Ньярогонго резко отличен как от газа вулканов океанических островов (Килауэа), так и от газа вулкана переходной от континента к океану зоны - Ключевской. В нем совершенно отсутствуют галоидные соединения, содержится ничтожное количество H_2 , CO и SO_2 . При температуре 1000 °C газ на 86,3 об. % состоит из CO_2 (без учета конденсатов). Отношение сера:углерод:хлор для вулкана Килауэа составляет - 37:62:1; Ключевского - 14:52:34; Ньярогонго - 7:93:0. По этим данным можно констатировать более высокую степень окисленности флюидов континентального вулкана Ньярогонго, а также устойчивое увеличение относительной доли серосодержащих газов в ряду: континентальный вулкан - вулкан островной дуги - вулкан океанический.

Говоря о металлической составляющей вулканических эксгалляций, отметим, что основные данные по ним получены посредством анализа газовых конденсатов. Так, средний состав конденсатов Южного прорыва Толбачинского извержения, по данным Е.К. Мархинина, составил (мг/л): Cl^- - 23800; F^- - 2560; SO_4^{-2} - 220,4; H_2SO_4 - 1327; NH_4^+ - 6,2; Al^{+3} - 250,6; Zn^{+2} - 1903; Cu^{+2} - 93,5; Ca^{+2} - 68,0; Fe^{+2} - 37,5; Mg^{+2} - 18,3; Cd^{+2} - 24,79; K^+ - 2,58; Li^+ - 1,5; Pb^{+2} - 1,41; Mn^{+2} - 1,23; Sn^{+2} - 0,05; As^{+2} - 0,05; Cs^{+2} - следы; Pt - 0,66-0,85. Из приведенных анализов видно, что в эксгалляциях установлены высокие концентрации цинка, меди и кадмия, которые в некоторых случаях преобладают над породообразующими. В пробах обнаружено мало калия, содержание которого близко к литию. В целом с магматическими газами выделяется относительно незначительное количество петрогенных компонентов (за исключением натрия) при высоких содержаниях рудных элементов.

И.А. Меняйлов с соавторами /1980/, детально изучившие состав эксгалляций Южного прорыва Большого Трещинного Толбачинского извержения, приводят следующий их состав (табл. 7). Соотношение вода:газы:металлы составило 1000:29,9:1,15. Наиболее высокую степень подвижности в газовой фазе обнаруживают K , Na , Al , Fe , Ti , Ni , Cs , Au , Ag , особенно Pt и Pd . Содержания Pt в отдельных пробах достигали 373 мг/м³. Величины отношений щелочных металлов показали, что газовая фаза была обеднена Li , обогащена Rb и особенно Cs по сравнению с K и N_2 . Расчеты относительного выноса соединений и элементов в эксгалляциях Южного прорыва выявили, что наиболее подвижными при переходе из магматического расплава в газовую фазу были: H_2O (87 % в газах, остальное в расплаве), Cl (54 %), N_2 (25 %), Sb (11 %), Br (5 %), S (4 %), Cs (3 %), F (2 %). Наиболее заметным был вынос Pt - 90 %. Остальные металлы переходили в газовую фазу слабо, в количествах значительно ниже 1 %. По-

Таблица 7. Содержание компонентов вулканических эксгаляций Южного прорыва Большого Трещинного Толбачинского извержения 1976 г. (среднее из 13 проб /по Меняйлову и др., 1980/, мг/м³)

Компонент	Содержание	Компонент	Содержание	Компонент	Содержание
H ₂ O	7,5·10 ⁵	Br	29,3	Cr	0,29
HCl	1,4·10 ⁴	Fe	27,0	Mn	0,27
CO ₂	1,3·10 ³	Zn	32,7	La	0,27
SO ₂	2,2·10 ³	Sb	4,7	Ni	0,34
HF	2,2·10 ³	Cs	11,3	Li	0,11
N ₂	760	Ca	10,7	Hg	0,03
H ₂	1·10 ³	Mg	7,3	Co	0,016
H ₂ S	650	As	9,7	Au	0,012
O ₂	240	Cu	4,6	Rh	0,01
K	233	P	4,0	Ir	1,5
Na	180	Rb	1,36	Ag	3·10 ⁻³
Al	34,0	Pb	1,15	Pd	0,02
Pt	78	Ti	0,88	Ga	4·10 ⁻³
B	50,0	Cd	0,82		

казательно, что ряд отношений металлов в составе эксгаляций Толбачинского вулкана, такие как Cu/Zn, Zn/Pb, Cu/Pb, находятся в соответствии с распределением их в сульфидных медно-никелевых, колчеданных и сурьмяно-ртутных месторождениях /Смирнов, 1976в; Меняйлов и др., 1980/. Величины Ti/Al оказались близки к значениям для бокситов, а (Fe+Mn)/Ti — для осадков дна океанов.

Завершая краткий обзор особенностей вулканических эксгаляций областей современного вулканизма, можно сделать следующие выводы.

1. В вулканических газах наряду с окисленными компонентами присутствуют (иногда в значительных количествах) водород, окись углерода и углеводороды, характеризующие восстановительные условия формирования магматических расплавов;

2. Восстановленность вулканических газов определяется основностью расплавов (повышена в основных), их температурным режимом и глубиной магмогенерации;

3. Состав газов и степень их окисленности существенно зависят от типа земной коры;

4. Подавляющее число халькофильных металлов, обнаруживая высокую подвижность, концентрируются в газовой фазе вулканов.

2.3. ОСНОВНЫЕ ПОРОДООБРАЗУЮЩИЕ МИНЕРАЛЫ, МИНЕРАЛЬНЫЕ ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ВКЛЮЧЕНИЯ (НОДУЛИ) В МАГМАТИТАХ

По данным минералогической термометрии температуры кристаллизации главных типов вулканических и плутонических горных пород оцениваются следующим образом: базальты – 950–1100 °С и габбро – 800–950; андезиты – 850–1000 и кварцевые диориты – 750–850; риолиты – 700–900 и граниты – 680–750; трахиты – 900–1100 и сиениты – 750–900; фонолиты – 800–1200 и нефелиновые сиениты – 650–850 °С /Петрография, 1981/. Приведенные соотношения температур кристаллизации однотипных по химизму магм в условиях разной глубинности свидетельствуют о том, что при формировании магматитов важное значение имеет флюидный режим системы, так как само по себе литостатическое давление не понижает, а повышает температуру магматической кристаллизации. В этой связи представляется целесообразным рассмотреть разноглубинные минеральные парагенезисы магматитов, чтобы на фоне изменяющихся P - T параметров охарактеризовать по возможности особенности флюидного режима магм.

Самый широкий спектр разноглубинных ультраосновных пород представлен в ксенолитах из кимберлитов /Лутц, 1968; Н.В. Соболев, 1968, 1974; Глубинные ксенолиты..., 1975/. Преобладающей минеральной ассоциацией их является гранатовый лерцолит (средний состав: оливин – 64 %, ортопироксен – 27, клинопироксен – 3, обогащенный пиропом гранат – 6 %). Температура равновесия этой ассоциации по дупироксеновому термометру оценивается в 800–1300 °С, давление в $2\text{--}6 \cdot 10^9$ Па /Рингвуд, 1981/, что соответствует глубинам 100–180 км. Глубины формирования алмазоносных гипербазитов определяются в 150 км и более ($P > 5 \cdot 10^9$ Па) /Глубинные ксенолиты..., 1975/. Температура магмообразования по результатам гомогенизации расплавных включений в пироксенах и оливинах маймечита и дунитов оценивается в 1200–1500 °С /Денисов, 1968; В.С. Соболев, 1973; Н.В. Соболев, 1974/.

Процесс кристаллизации ультрабазитов нередко прерывистый, на что указывает порфиоровое или порфировидное их сложение. Породы содержат два поколения минералов, относящихся к высокобарической (алмазоносной) и низкобарической ассоциации. Первая составляет порфировидные, порфиоровые выделения и представлена хромистым пиропом, оливином, орто-, клинопироксеном, хромистой шпинелью ($P > 5 \cdot 10^9$ Па). Минералы низкобарической ассоциации представлены глиноземистым орто-, клинопироксеном, шпинелью, флогопитом. Они резорбируют ранние минералы с образованием келифитовых кайм, отражая неустойчивость первых в восходящем потоке магмы /Петрография, 1981/. На контрастную смену условий формирования указывает ряд минеральных ассоциаций глубинных гипербазитов трубки Мир (Якутия). Б.М. Владимиров с соавторами /1976/ выстраивают их по термодинамическим уровням формирования (в следующем порядке (снизу вверх): гранат-ильменитовые алмазоносные (оливин + гранат + ильменит) → гранатовые (энстатит + диопсид + гранат + оливин) → шпинель-гранатовые (оливин + шпинель + гранат ± энстатит) → шпинелевые (оливин + шпинель ± энстатит). Условия образования гранат-ильменитовых гипербазитов: $T = 1000\text{--}1250$ °С, $P > 5 \cdot 10^9$ Па; гранатовых – $T = 850\text{--}1000$ °С, $P = 3\text{--}4 \cdot 10^9$ Па.

Показательно, что с уменьшением глубины формирования гипербазитовых ассоциаций возрастает степень их окисленности. На это указывает тесная связь парагенезисов алмазов, кристаллизующихся в высоковосстановительных условиях, с гипербазитами больших глубин. Алмазы сопровождаются пиропом и хромистым пиропом – индикаторами высоких давлений и низкого кислородного потенциала. В ассоциации с Са–гранатом верлитового типа алмазы не известны. Такой гранат формируется в более окислительной обстановке, о чем свидетельствует присутствие в минерале трехвалентного железа.

Глубинное магмообразование, вероятно, протекает при высокой фугитивности серы. Содержание сульфидов в наиболее глубинных гранат–ильменитовых гипербазитах кимберлитовых трубок достигает 11 % (среднее 1–3 %), а в ксенолитах ультраосновных пород из щелочных базальтов – 5 % от площади шлифа /Владимиров и др., 1976; Вахрушев, 1980/. Установлено, что парагенезис сульфидов глубинных ксенолитов ультрабазитов и эклогитов (пирротин, пентландит, халькопирит, редко сфалерит) и форма их выделений (каплевидные обособления) аналогичны составу и особенностям проявления главных рудных минералов ликвационных медно–никелевых месторождений /Вахрушев, 1980; Шеглов, Говоров, 1985/. Возможная продуктивность эклогитового субстрата в отношении медно–никелевой минерализации подчеркивается наличием в ксенолитах глубинных эклогитов из кимберлитовых трубок Якутии джерфшерита (калийсодержащего сульфида), устойчивого при высоких давлениях и низком потенциале кислорода /Добровольская и др., 1975; Лазько, Цепин, 1977; Говоров и др., 1984; Шеглов, Говоров, 1985/. Особый интерес представляют первые находки в эклогитах самородного золота и серебра /Шеглов, Говоров, 1985/.

Присутствие в глубинном флюиде воды и фтора фиксируется появлением среди ксенолитов ультраосновных пород экзотических флогопит–ильменитовых перидотитов и флогопит–ильменитовых пироксенитов. Иногда флогопит образует мономинеральные скопления – глиммериты /Говоров и др., 1983/. Природа этих образований до конца не ясна. Ряд исследователей считают, что для наиболее глубинных включений убедительных доказательств первичной природы флогопита нет /Глубинные ксенолиты..., 1975/. В.И. Коваленко и его соавторы /1986/ описали уникальные образцы мантийных ксенолитов из щелочно–базальтового вулкана Шаварын–Царам в Монголии. Изучение включений минералообразующих сред в кристаллах клинопироксена показало, что они образовались из флюида, представляющего собой эмульсию высокоплотной углекислоты (около 70 об. %) с взвешенными каплями сульфидно–силикатного расплава (около 30 об. %). При ликвации сульфидно–силикатной жидкости образовались силикатный и сульфидный расплавы. Формирование включений (и кристаллов) происходило при температуре 1100 °С и давлении 1,5–2·10⁹ Па.

Промежуточное звено между глубинными ультраосновными породами и ультраосновными вулканитами (маймечитами и коматиитами) представляют собой альпинотипные гипербазиты. Наиболее распространенные разновидности их – дуниты, пироксеновые перидотиты (верлиты, гарцбургиты, лерцолиты), роговообманковые и плагиоклазовые перидотиты. Температурный диапазон формирования этих пород по различным оценкам составляет 800–1100 °С /Петрография, 1981; Рингвуд, 1981/ при давлении порядка 1·10⁹ Па. Стмечаемый в некоторых гипербазитовых массивах и в нодулях щелочных базальтов парагенезис пироп + оливин указывает на давления более 2·10⁹ Па. Сохранность этой ассоциации могла быть обеспечена либо быстрым перемещением из глубины /Вильямс и др., 1985/, либо внедрением гипербазитовой магмы в виде "каши" /Шкодзинский, 1985/.

Температуры формирования перидотитовых коматитов оцениваются в 1200–1400 °С, что существенно выше температур кристаллизации плутонических ультраосновных пород. Этот факт связывают с более низким давлением флюида в вулканитах. Пузыристое и мидалекаменное сложение последних отражает бурное отделение газов из расплава в момент излияния и при формировании субвулканических тел. Флюиды по составу, вероятно, водные с высоким содержанием водорода и углеводородов. Последнее доказывается меньшей окисленностью глубинных пород по сравнению с излившимися (более низким отношением в них содержания трехвалентного железа к двухвалентному). Свидетельством сильно восстановительных условий формирования магматитов являются находки джозефинита в перидотитовом массиве местности Джозефина (США). Представлен минерал сплавом железа и никеля в сростании с магнезиальными силикатами (энстатит, диопсид, оливин, гранат), арсенидами и сульфидами. В некоторых образцах установлено присутствие самородного кремния. В газовой фазе установлен ацетилен — C_2H_2 / Owen, Burns, 1940; Bird, Weathers, 1975; Слободской, 1981/.

Снижение кислородного потенциала гипербазитовых магм с глубиной прослеживается не только в ряду вулканиты — глубинные гипербазиты. Г.В. Пинус и Л.В. Агафонов /1978/, сравнивая альпинотипные гипербазиты Монголии с аналогичными породами из ксенолитов (включений) в базальтах этого же региона и из кимберлитов, показали ряд особенностей минералов, отражающих рост восстановленности среды с глубиной. Так, оливин из ультраосновных включений в кимберлитах содержит окиси хрома в 3 раза больше, чем оливин альпинотипных гипербазитов. В ряду альпинотипные породы — гипербазитовые включения в базальтах — гипербазиты из ксенолитов в кимберлитах возрастает содержание хрома в хромшпинелидах. В клинопироксенах в этом же направлении отмечается рост содержания окиси натрия. Для крайних членов ряда достигается десятикратное различие. Натрий связан в пироксене в виде высокобарического жадеитового компонента, а в особо глубинных условиях — в виде юритового компонента, где недостаток алюминия компенсируется хромом. Очевидна также тенденция роста с глубиной содержания хрома в силикатах и шпинелидах гипербазитов. Тот факт, что рост хромистости породообразующих компонентов отражает рост глубины и восстановленности среды минералообразования, является общепризнанным /Н.В. Соколов, 1974; Васильев, 1978; Олейников и др., 1979; Олейников, 1983/.

Эволюция окислительно-восстановительного режима излившихся гипербазитовых расплавов хорошо прослежена по составу хромшпинелидов. Весьма показательны в них соотношения трех- и двухвалентного железа. Интересно, что в хромшпинелидах фанерозойских геосинклинальных и платформенных ультраосновных вулканитов обычно присутствует трехвалентное железо, в то время как в ультраосновных вулканитах (коматитах) докембрийских зеленокаменных поясов и шитов резко преобладает двухвалентное железо. Это обстоятельство некоторые исследователи склонны объяснять специфичным (восстановительным) режимом архейской атмосферы /Марковский, Ротман, 1981/. Особенностью хромшпинелидов современных вулканитов является обрастание их минералами группы магнетита с образованием сложных минеральных серий. Для пикритов Камчатки Б.А. Марковский и В.К. Ротман /1981/ выявили серию титан-феррихромитов — титан-хромит-магнетитов — титан-магнетитов. Появление таких серий обусловлено реакционным взаимодействием между магматическим расплавом и ранее выделившимися хромшпинелидами, протекавшим в условиях возрастающего окислительного потенциала среды их кристаллизации.

Таким образом, общей особенностью развития ультраосновных магм является увеличение в них давления флюидов с глубиной. Снижение в этом направлении окислительного потенциала отражает восстановленный характер глубинных флюидов. Эволюция гипербазитового расплава протекает по пути снижения восстановленности среды минералообразования.

Среди основных пород эффузивные разновидности представлены шире, чем интрузивные. Температурные условия формирования основных вулканитов обычно составляют более 1000 °С (пределы 950–1300 °С). Температурный интервал кристаллизации плутонических пород по минералогической термометрии отвечает 800–950 °С /Петрография, 1981/. Считается, что последние кристаллизуются в условиях более высокого флюидного давления. Г.С. Йодер и К.Э. Тилли /1965/ экспериментально доказали существенное снижение температуры ликвидуса и солидуса базальтов при различном давлении H_2O .

Содержание воды в основных расплавах, вероятно, весьма незначительное. Об этом свидетельствует низкое содержание в полнокристаллических основных породах амфибола и биотита. Последний образуется в присутствии воды при давлении более $7 \cdot 10^8$ Па на заключительной стадии кристаллизации расплава /Шкодзинский, 1985/. Надежных данных о влиянии на базальтовые расплавы других компонентов флюида немного. Сопоставление двух основных типов базальтов нормальной щелочности – толеитовых (пижочитовых) и гиперстеновых – позволяет говорить о различном флюидном режиме их формирования. Для толеитовых базальтов характерен более восстановленный характер флюидов, на что указывает повышенное отношение в них содержания двухвалентного железа к трехвалентному. Даже самые железистые разновидности их не содержат свободного магнетита (железо полностью входит в состав железо-магнезиальных силикатов). В трапповых формациях породы содержат самородное железо, троилит, когенит, что отражает еще более восстановительные условия развития базальтоидного магматизма. Скисное железо в составе пород химическим анализом не устанавливается.

Более окислительные условия характерны для гиперстеновых базальтов, входящих в ассоциацию с андезитами и кислыми вулканитами (базальты, андезитобазальты, андезиты, дациты, риолиты) и свойственных геосинклинальным и орогенным стадиям развития складчатых поясов. Для базальтов этого типа характерно присутствие в разном выделениях магнетита. Обычна также высокая степень окисления железа. В отличие от толеитовых базальтов извержения их носят эксплозивный характер. По поведению флюидов в расплаве в момент извержения эти базальты близки к кислым вулканитам

Базальты повышенной щелочности – более глубинные образования. По особенностям флюидного режима они несколько отличны от толеитовых. Для этих пород обычна порфиристая структура, свидетельствующая о последовательном дискретном отделении флюидов в момент кристаллизации, в то время как для толеитовых базальтов типичны афировые структуры – результат затвердевания расплава в условиях повышенного давления восстановленных флюидов и, как следствие, пониженной температуры ликвидуса. Характерная особенность базальтов повышенной щелочности – наличие в них включений (нодулей) ультраосновных пород. По составу это – лерцолиты, реже гарцбургиты, верлиты и гранатовые перидотиты. По мнению С.А. Щеки /1983/, эти породы в подавляющем большинстве являются продуктами глубинной кристаллизации пикритовой составляющей базальтовой магмы в условиях повышенного давления летучей фазы. По степени окисленности флюиды, формировавшие включения, занимают промежуточное положение между гипербазитовыми интрузиями и парагенезисами алмазоносных гипербазитов.

Включения ультраосновных пород в толеитовых базальтах – явление довольно редкое. Большинство исследователей этот факт объясняют генерацией толеитовых магм на умеренных глубинах. Как правило, среди включений устанавливаются или ксенолиты базит–гипербазитовых интрузий, или продукты кристаллизации магмы в промежуточных очагах. Они характеризуются толеитовым химизмом и по глубинности не опускаются ниже амфиболитовой фации /Щека, 1983/.

При анализе условий зарождения и развития основных магм в целом просматриваются те же закономерности, что и для ультраосновных расплавов. Вместе с тем обнаруживается большая специфика толеитовых базальтов. Аномально высокая “восстановленность” этих пород при умеренной глубинности очаговых зон заставляет предполагать участие в их формировании интенсивных потоков глубинных восстановленных флюидов.

Типы кислых магм и условия их формирования достаточно полно рассмотрены в разд. 1.3. Здесь мы подчеркнем только главные минеральные парагенезисы гранитоидов, свидетельствующие о РТ условиях существования расплавов различного типа. Минеральные парагенезисы аллохтонных высокотемпературных (“сухих”) гранитоидов, как было отмечено выше, сложены несколькими структурно–парагенетическими группами минералов, указывающими на длительный стадийно–прерывистый характер образования пород. Ранний (интрателлурический) парагенезис минералов представлен плагиоклазом (от № 30 до № 95), пироксенами (гиперстен и клинопироксен), реже оливином, гранатом (пироп–, спессартин–альмандин), самородным железом и муассанитом. Характерны кварц, высокий анортотоклаз и санидин. Оценки температур формирования этих ассоциаций ложатся в интервал от 850 до 1060 °С /Зубков и др., 1972; Демин и др., 1976; Кузубный и др., 1978/. Давления, судя по устойчивости пироп–альмандинового граната, составляли не менее $5 \cdot 10^8$ Па. На реальность оценки верхнего предела температуры формирования раннего парагенезиса указывает наличие такого высокотемпературного минерала, как муассанит, который является индикатором и восстановительных условий. Все это позволяет говорить о высоких температурах и восстановительных условиях на ранних стадиях эволюции “сухих” гранитоидов. Минеральные парагенезисы последующих стадий (кварц, плагиоклаз № 5–30, микроклин, ортоклаз, амфибол, биотит, магнетит) свидетельствуют о повышении в расплаве кислородного потенциала и парциального давления воды. Температуры формирования минералов заключительных стадий составляли 750–830 °С /Ермолов, Изох, 1976; Кузубный и др., 1978/.

Главные породообразующие минералы аллохтонных средне–, низкотемпературных гранитоидов – кислый плагиоклаз, калишпат (микроклин, ортоклаз), кварц, биотит, мусковит, иногда отмечаются гранат (спессартин–альмандин), дистен, ставролит и корунд, представляющие собой в большинстве случаев реликты метаморфического субстрата. Ранние парагенезисы этих гранитов отличаются от поздних большей основностью плагиоклаза и отсутствием мусковита. Температуры кристаллизации средне–, низкотемпературных гранитоидов оцениваются в 780–610 °С /Кузубный и др., 1978/. Широкое развитие гидроксидсодержащих минералов как в ранних, так и в поздних парагенезисах отражает устойчивое повышенное давление воды в расплаве. Исходя из присутствия в гранитоидах реликтовых минералов метаморфического субстрата, отвечающих амфиболитовой фации метаморфизма, можно предполагать, что давление на уровне генерации расплава отвечало $3\text{--}4 \cdot 10^8$ Па.

Таким образом, если первый тип гранитоидов возникает из “сухих” высокотемпературных расплавов, характеризующихся высокой восстановленностью флюида и низким парциальным давлением воды, то для гранитоидов вто-

рого типа характерны средне-, низкотемпературные водонасыщенные расплавы, формирующиеся в земной коре на уровне амфиболитовой фации метаморфизма.

Из анализа парагенезисов различных типов магматитов отчетливо видна зависимость степени восстановленности флюидов от глубины магмогенерации и уровня становления расплавов. С ростом глубинности преобладают высокобарические ассоциации минералов и наблюдается рост восстановленности металлов. Термодинамическими расчетами показано, что с ростом давлений на твердые фазы возрастает доля стабильности соединений легких металлов (щелочных и щелочно-земельных) с газами. Соединения тяжелых металлов и металлоидов, наоборот, неустойчивы, происходит их восстановление вплоть до полной металлизации /Маракушев, Перчук, 1974/.

2.4. АКЦЕССОРНЫЕ МИНЕРАЛЫ И САМОРОДНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОДАХ

Для выяснения РТ условий формирования магматических пород и характеристики их флюидного режима большое значение имеет изучение акцессорных минералов. Наиболее информативными акцессориями – индикаторами флюидного режима являются прежде всего самородные элементы, сплавы и карбиды, а также сульфиды, некоторые оксиды и силикаты (табл. 8).

В последние годы в магматических породах различного состава и глубинности обнаружено большое число самородных металлов (железо, никель, медь, цинк, кадмий, олово, свинец, сурьма) и их сплавов /Самородное минералообразование..., 1981/. Выявлены также самородный алюминий /Олейников и др., 1978/ и кремний /Маршищев и др., 1981/. Постоянная и тесная связь самородных металлов с карбидами и плотной модификацией кварца – коэсситом – индикаторами повышенных давлений позволила ряду исследователей считать зоны генерации основных и ультраосновных магм областями повышенных давлений и сильно восстановительной обстановки /Маракушев, Генкин, 1972; Маракушев, Перчук, 1974; Томсон, Полякова, 1985/. Особый интерес в этом отношении представляет собой самородный алюминий. Наличие его свидетельствует о весьма низкой фугитивности кислорода в системе. Вода в таких условиях становится электрохимически неустойчивой, и поле ее стабильности сменяется полем стабильности водорода /Зотов и др., 1980/.

Особенностью акцессорных минералов – индикаторов восстановительных условий формирования ультраосновных пород является присутствие их в виде включений в раннемагматических минералах, прежде всего в оливине. Так, в оливине из кимберлитов кроме наиболее распространенных пирита, жалькопирита, пентландита, хромшинелидов, графита, граната (пироба) и ильменита установлены алмаз, никелистое железо и алюминий. Эти данные, а также присутствие в кимберлите включений высокотемпературной разновидности карбида кремния (муассанита), содержащего самородный кремний, указывают на резко восстановительный режим флюидов раннемагматической стадии кристаллизации расплава. В дайке пикритового порфирита Сибирской платформы Б.В. Олейников с соавторами /Слейников и др., 1979; Слейников, 1983/ описали самородные алюминий, цинк, железо, свинец и сплавы медь + цинк, медь + олово, свинец + олово, медь + олово + цинк.

Акцессории и самородные элементы базитов также представлены широким набором минералов-индикаторов восстановительной обстановки. К числу их относятся муассанит, хромистый пироп, графит, троилит, когенит и многие металлы (см. табл. 8). Проявлены они в виде включений в раннемагматиче-

Таблица 8. Акцессорные минералы – индикаторы флюидного режима формирования магматических пород разного состава

Породные группы магматических пород	Минералы		
	Самородные элементы, их сплавы	Карбиды, силициды	Оксиды, силикаты, сульфиды
Ультрабазиты	Fe, Ni, Cu, Si, Zn, Pb, Sn, Al, Fe-Ni, Co-Fe, Cu-Zn, Pt, Cu-Sn, Pb-Sn, Cu-Sn-Zn, графит, алмаз	Муассанит, когенит	Корунд, хромшпинелиды, пикроильменит, пироп, кноррингит, рутил, коэссит, периклаз, сульфиды железа, никеля, меди
Базиты	Fe, Zn, Sn, Pb, Cu, Co, Cd, Al, Ni-Fe, Cu-Zn, Pb-Zn-Sb, алмаз, графит	Муассанит, когенит, карбид вольфрама, силицид магния	Гранат альмандин-пиропового ряда, кноррингит, корунд, ильменит, шпинелиды, сфен, апатит, хромит, сульфиды железа и цветных металлов
Гранитоиды высокотемпературные ("сухие")	Fe, Au, Sn, Pb, Zn-Cu, Zn, графит	Муассанит, когенит	Вюстит, иоцит, гранат (пироп-альмандин), магнетит, ильменит, сфен, апатит, сульфиды железа и цветных металлов, троилит, пирротин
средне-, низкотемпературные ("водные")			Ильменит, апатит, циркон, гранат, ксенотим, монацит, магнетит, касситерит, шелифит, сфен, дистен, ставролит, корунд, турмалин, ортит

Примечание. В таблице использованы данные из следующих литературных источников: В.С. Кузбный и др. /1978/; Б.В. Слейников и др. /1979/; Петрография /1981/; А.В. Округин /1981/; М.И. Новгородова /1983/; Б.В. Олейников /1983/; А.Ф. Коробейников /1985/.

ских минералах как интрузивных, так и эффузивных пород. Особенность металлических фаз в основном расплаве – проявление их неполного окисления. Вокруг самородного железа отмечается оболочка феррошпинелида сложного химического состава. Самородная медь окружена каймой куприта; с цинком ассоциирует цинкит, а с алюминием – корунд. Сокисление металлических фаз происходит в докамерную стадию магмообразования /Слейников, 1981, 1983/. Металлы, восстановленные в высокотемпературных расплавах до са-

мородного состояния и обособленные в форме жидких капелек, по мере дальнейшей эволюции магмы, протекающей с повышением фугитивности кислорода, окисляются с поверхности, образуя тонкие пленки. Последние предохраняют самородные фазы от дальнейшего замещения и полного уточнения даже при излиянии магм на поверхность. Факты раннемагматического окисления самородных фаз металлизированных базитовых и андезит-базитовых магм приводились и в более ранних работах Б.В. Слейникова и др. /1978, 1979/. Хромистые пиропы, представляющие собой раннюю субликвидусную силикатную фазу мантийных расплавов, по мнению этих авторов, кристаллизуются в восстановительной среде минералообразования.

Акцессорные минералы высокотемпературных гранитоидов вулканических формаций также отражают стадийное развитие расплава. В ранних (интрателлурических) парагенезисах отмечаются самородное железо, гранат (пироп-альмандин), муассанит /Кузевный и др., 1978/, а также когениит, иоцит, графит /Новгородова, 1983; Коробейников, 1985/ – высокобарические минералы восстановительных условий. Появление на раннем этапе (этапе протокристаллизации) муассанита свидетельствует о весьма высоких температурах и сильно восстановительных условиях минералообразования, что указывает на глубинное происхождение расплавов и сопровождающих их флюидов /Коробейников, 1985/. Считается, что формирование ранних акцессорных минералов связано с довнутрикамерной стадией кристаллизации. В это же время в гранитном расплаве может происходить обособление самородных металлов и их сплавов, а также создаваться предпосылки для появления дефицитно-сернистых соединений – троилита и пирротина. На стадии внутрикамерной кристаллизации высокотемпературного расплава появляются циркон, апатит, магнетит, сфен и другие минералы (см. табл. 8). Они формируются при более высоком окислительном потенциале и относительно повышенном давлении воды. Ранние акцессорные минералы в этом случае сохраняются как неравновесные фазы в связи с их химической устойчивостью (муассанит) или благодаря защитным реакционным оболочкам (самородное железо в “рубашке” из вюстита и магнетита) /Слободской, 1979, 1981/.

Набор акцессорных минералов средне-, низкотемпературных (водных) гранитоидов представлен в табл. 8. Характерными особенностями их являются отсутствие ранних высокотемпературных парагенезисов, высокая степень окисленности элементов, широкое развитие минералов литофильных элементов. Часть акцессорных минералов этих гранитов (в частности, гранат, дистен), вероятно, являются реликтами метаморфического субстрата. На распространенности тех или иных видов акцессорных минералов существенно сказывается влияние среды. В водных гранитоидах, внедрившихся в железо-магнезиально-известковые среды, преобладают сфен и магнетит, а в алюмосиликатные – дистен, ставролит, корунд, ильменит и др. /Кузевный и др., 1978/.

Из краткого обзора акцессорных минералов различных типов магматических пород можно вывести следующие общие тенденции. В период зарождения и ранней эволюции ультрабазитовых, основных и кислых “сухих” высокотемпературных магм режим флюидов в системах резко восстановительный, приводящий к различной по интенсивности металлизации расплавов. В процессе эволюции расплавов восстановленность флюидов уменьшается, возрастает фугитивность кислорода. Это приводит к окислению значительной части самородных элементов и появлению в системах оксидных и других акцессориев. Средне-, низкотемпературные граниты резко отличаются от высокотемпературных по набору акцессорных минералов, что отражает формирование магм в условиях обводненного гранитно-метаморфического субстрата (амфиболитовая фация метаморфизма) при высокой фугитивности кислорода.

2.5. ИЗОТОПИЯ ЭЛЕМЕНТОВ И ТЕРМОБАРОГЕОХИМИЯ ВКЛЮЧЕНИЙ В МИНЕРАЛАХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД И РУД

В настоящее время составы флюидной фазы выводятся из данных изучения газовой-жидких включений и газового хроматографического анализа горных пород и минералов с последующим математическим моделированием процессов, недоступных для прямого наблюдения. Не останавливаясь на достоинствах и недостатках разных методов, которые неоднократно обсуждались ранее /Ермаков, 1978; Летников и др., 1981/, обратимся к конкретным данным, полученным при исследованиях флюидов.

Известные теоретические концепции о преобладании восстановленных газов в верхней мантии /Маракушев, Перчук, 1974/ подтверждаются газовым анализом ультраосновных пород (табл. 9) и базальтоидов молодых вулканов юго-западной части Тихого океана (табл. 10). Как видно из таблиц, в составе газов этих магматитов неизменно преобладают водород, метан и CO. Наибольшие количества углеводородов характерны для оливинитовых базальтов и андезитобазальтов /Золотарев и др., 1976/. Содержание углеводородных газов в мантии, судя по включениям в алмазах /Giardini, Nelson, 1983/, составляет $16,9 \cdot 10^{-7}$ г/г. Включения силикатного расплава в кимберлитах из трубок Мир и Удачная /Попивняк, Лазько, 1979/ по результатам гомогенизации образовались при температурах 1150–1270 °C. По данным Б.Г. Лутца и др. /1976/, в трех образцах свежих кимберлитов содержится (см³/г): He – 0,0012–0,0035; H₂ – 1,89–3,64; O₂ – 0,0077–0,16; N₂ – 0,30–3,20; CH₄ – 0,068–0,14; CO₂ – 0,031–0,91.

А.И. Кравцов и др. /1979/ показали, что газы из монофракций пироба и ксенолита перидотита (трубка Мир) имеют состав H₂ + N₂ + CH₄ + C₂H₆ + C₃H₈ + C₂H₄. Окисленных газов не обнаружено. Происхождение кимберлитов по Р.Ж. Wyllie /1980/ и D.K. Bailey /1980/ зависит от высвобождения восстановленных газов, которые вызывают частичное плавление вещества высоких горизонтов земной коры.

Определение летучести кислорода (f_{O_2}) в минералах глубинного происхождения с помощью электрохимических ячеек показало, что величины f_{C_2} для областей базальтовых магм в верхней мантии на 3–4 порядка ниже тех значений, которые определяются для лавовых излияний и вулканических газов на поверхности Земли, и соответствуют условиям свободной фазы углерода. Данные и расчеты в системе C – O – H, равновесной с графитом /Macdonald, 1983/, при условиях генерации базальтовых магм (P = 1000–5000 МПа, T = 1200–1300 °C) отражают доминирующее значение во флюидах мантийных глубин CH₄, CO и H₂, а не H₂O, SO₂ и CO₂, которые преобладают в вулканических газах. Многочисленные данные указывают /Eggler, Baker, 1980/, что при мантийных P и T фугитивность кислорода контролируется алмазным буфером.

Анализы газов базальтовых стекол из хр. Рейкьянес Восточно-Тихоокеанского поднятия, Срединно-Атлантического хребта и вулкана Килауэа показали /Harrys, 1981/, что общая сумма неконденсированных газов в них составляет от 0,9 до 3,2 мол. %. Преобладающая роль среди этих га-

Таблица 9. Состав газовой фазы, выделенной при ступенчатом нагревании

Порода	Общее количество газа	H ₂ C
Шпинелевый перидотит (Богемский массив)	16,781	2,448
Гранат-шпинелевый перидотит	214,765	126,75
Пироповый эклогит	127,742	29,895
Порфирированный гранатовый перидотит слабо серпентинизированный	504,74	332,55

зов принадлежит H₂ и CO при подчиненном содержании O₂, Ar, Ne и CH₄.

Анализ нодуль. перидотитов в кайнозойских базальтах Прибайкалья свидетельствует о том, что количество газов в породе более чем в 11 раз превышает содержание H₂O, а коэффициент восстановленности флюида достигает 1,82. Для перидотита в базальте Нигерии коэффициент восстановленности также достаточно высок (состав газов в мл/г породы: H₂C = 0,64; CO₂ - нет, CO - 0,63, CH₄ - 0,057, H₂ - 0,96, N₂ - 3,88). Сработка анализа по программе "Селектор" /Летников, 1979/ показала, что при понижении Р и Т мантийная флюидная система испытывает инверсию и из восстановительной становится более окисленной, существенно водной. С последнем свидетельствуют и прямые измерения флюидных компонентов в габбро и анортозитах Прибайкалья, габбро-диабазы Норильского района (мл/г): H₂O - 6,16-9,86; CO₂ - 0,36-1,26; CO - 0,26-0,29; CH₄ - 0,01-0,04; H₂ - 1,25-2,27; N₂ - 0,04-0,05; H₂/H₂O = 0,20-0,23; CO/CO₂ = 0,20-0,80; K_{вос} = 0,22-0,24 /Летников, 1979/.

Обобщенные материалы по роли глубинных флюидов в эволюции магматизма и минерализации Тихоокеанского подвижного пояса свидетельствуют о резком повышении количества воды (до 80-90 %) в базальтах океанических рифтов /Моисеенко и др., 1978/. Глиноземистые базальты отличаются резким увеличением окисленных газов (до 89 %), что указывает на рост окисленности флюида с увеличением мощности земной коры (табл. 11, 12). Исследования газовой-жидких включений для условий метаморфизма и анатексиса /Долгов и др., 1978/ показали наличие CH₄, CO, H₂ лишь в первичных наиболее плотных включениях. Коэффициент восстановленности флюидов наиболее древних эклогитоподобных сланцев и гнейсов Алдана достигает 1,26-1,46 /Летников, 1979/. Игнимбриты вулканических зон Дальнего Востока по данным изучения расплавленных включений (табл. 13) отличаются резким преобладанием воды над другими компонентами флюида /Сахно и др., 1978/. В другом случае "сухой" тип кислого (гранитоидного) расплава характеризуется высокой долей восстановленных газов (более 77 %) и низким содержанием воды. Газовый состав первичных расплавленных включений свидетельствует о выделении кварца и плагиоклаза в "сухих" условиях высоких надликвидусных температур /Жовтуля и др., 1978/. Расплавленные включения вулкана Шивелуч (Камчатка) в амфиболе показывают следующий состав флюида: N₂ - 56,89-84,6; H₂C - 11,7-16,0; CO₂ - 3,6-20,16; CH₄ - 4,4-10,17; этилена -

ультраосновных пород до 1200 °С /по Каржавину и др., 1978/, см³

H ₂	CH ₄	C ₂ H ₆	CC	CC ₂	N ₂
6,154	0,1504	0,0138	6,574	0,851	0,482
42,064	2,478	0,0667	17,172	24,9	1,682
38,0	3,001	0,0168	33,662	22,329	0,756
55,86	4,594	0,14	22,445	84,054	3,94

Таблица 10. Средние данные о химическом составе газов в образцах базальтоидов островов юго-западного сектора Тихого океана /по Золотареву и др., 1976/

Порода	Место отбора	Кол-во проб	Содержание газов*			
			H ₂	CH ₄	C _n H _{2n+2}	C _n H _{2n}
Базальт афировый	Фиджи	5	<u>1,19</u>	<u>0,071</u>	<u>0,012</u>	<u>0,005</u>
			93,13	5,55	0,94	0,5
"	Норфолк	1	<u>1,80</u>	<u>0,066</u>	<u>0,016</u>	<u>0,009</u>
			95,20	3,49	0,84	0,47
Базальт порфировый оливиновый	Лорд-Хау	4	<u>1,24</u>	<u>0,086</u>	<u>0,011</u>	<u>0,007</u>
			92,26	6,39	0,81	0,54
Базальт миндалекаменный	Там же	2	<u>1,10</u>	<u>0,043</u>	<u>0,010</u>	<u>0,004</u>
			95,09	3,71	0,86	0,34
То же	Фиджи	2	<u>0,97</u>	<u>0,045</u>	<u>0,009</u>	<u>0,003</u>
			94,68	4,20	0,84	0,28
Базальт окварцованный	Там же	1	<u>1,00</u>	<u>0,043</u>	<u>0,008</u>	<u>0,001</u>
			95,32	3,87	0,72	0,009
Андезитобазальт	Лорд-Хау	1	<u>1,65</u>	<u>0,110</u>	<u>0,019</u>	<u>0,016</u>
			91,45	6,49	1,12	0,94
Андезит	Фиджи	1	<u>1,25</u>	<u>0,075</u>	<u>0,004</u>	<u>0,014</u>
			93,09	5,58	0,29	1,04
"	Норфолк	1	<u>1,10</u>	<u>0,063</u>	<u>0,008</u>	<u>0,004</u>
			93,54	5,44	0,68	0,34
Миндалины	Фиджи	1	<u>0,80</u>	<u>0,034</u>	<u>0,007</u>	<u>0,007</u>
			94,26	4,10	0,82	0,82
Габбро-диабаз	Новая Зеландия	2	<u>0,90</u>	<u>0,063</u>	<u>0,007</u>	Не обн.
			92,80	6,48	0,72	

* В числителе - см³/кг, в знаменателе - %.

Таблица 11. Состав газовых включений в лавах базальтовых формаций Тихого океана и его обрамления /по Моисеенко и др., 1978/

Порода	CO ₂		CO		CH ₄		H ₂		N ₂		Элементный состав газов, отн. %			
	1	2	1	2	1	2	1	2	1	2	H	C	O	N
	<u>Рифты океанов</u>													
Базальт	15,98	68,1	2,16	9,2	0,31	1,3	5,0	21,4	-	-	17,6	28,9	53,5	-
	<u>Острова</u>													
Оливиновый базальт	8,60	68,2	1,51	12,0	2,16	17,1	0,33	2,7	-	-	23,1	30,5	46,4	-
	<u>Континенты</u>													
Щелочной оливиновый базальт	8,02	67,5	2,84	23,9	0,27	2,3	0,64	2,3	0,12	1,0	7,2	34,1	57,9	0,8
Толент	13,04	80,9	2,71	16,8	0,14	0,9	0,22	0,4	-	-	2,2	34,8	63,0	-
	<u>Островные дуги</u>													
	Мал. Курильская													
Щелочной базальт	16,46	61,5	2,01	7,5	0,70	2,6	6,46	24,1	1,15	4,3	21,8	26,7	48,5	3,0
Толент	28,42	77,3	2,87	7,8	3,64	9,9	0,85	2,3	1,0	2,7	14,4	30,9	52,9	1,8
	Бол. Курильская													
Толент	77,14	89,4	5,37	6,2	1,20	1,4	2,56	3,0	сл.	-	3,9	33,1	63,0	сл.
	<u>Скраинные моря</u>													
Базальт	21,87	84,7	2,73	10,6	0,08	0,3	0,12	0,3	0,03	0,1	0,8	34,4	64,7	0,1
Щелочной базальт	48,6	93,7	1,82	3,5	0,35	0,7	0,86	1,6	0,26	0,5	1,6	33,2	64,8	0,4
Меймечит	11,19	68,1	0,37	2,3	0,50	3,0	4,38	26,6	-	-	23,6	26,5	49,9	-

Примечание. Здесь и в табл. 12: 1 - м.моль/кг; 2 - экв. %.

1,0–3,9 об. %; в плагиоклазе – N_2 – 28,1–65,9; H_2O – 10,91–31,7; CO_2 – 2,61–17,04; CH_4 – 8,0–29,17; этана – 1,5–4,25; пропана – 2,0–3,6 об. %.

При формировании плагиобазальтов вулкана Штюбеля (Камчатка) на ранних этапах кристаллизации ($T = 1300$ °C) плагиоклаз захватывал расплав, близкий к критическому состоянию. Состав газовой фазы включений в оливине и газовый состав пузырьков в стекле, цементирующем плагиоклаз, оливин и пироксен, показывает, что по мере кристаллизации основных минералов происходило обогащение летучей фазы расплава водой и высшими гомологами метана (C_2H_6 , C_3H_8). Последние установлены в газовой фазе включений в стекловатой основной массе /Братусь и др., 1978/. Карбонатитовые массивы Якутии, приуроченные к зонам глубинных разломов, в кальците, апатите, нефелине, пироксене содержат битуминозную фазу во включениях. Изотопия и отсутствие органики во вмещающих породах свидетельствуют о транспортировке углеводородов подкоровыми флюидами /Соколов, 1978/.

Во включениях пород и минералов Хибинских апатитовых месторождений /Закржевская, Элисон, 1966; Петерсилье, Павлова, 1976/ установлен довольно простой состав компонентов (без учета кислорода и азота; табл. 14). Значительное количество метана и его тяжелых гомологов авторы считают доказательством их неорганического происхождения. В щелочных породах Хибинского, Ловозерского, Кия–Шальтърского, Среднетагарского и Иллимауссакского (Греция) массивов содержание метана достигает $100 \text{ см}^3/\text{кг}$ породы. Битуминозное вещество в породах восстановлено. В его составе широко распространены парафиновые, нафтеновые, ароматические углеводороды за счет абиогенного синтеза, происходившего в остывающих интрузивных телах.

Во всех изверженных породах, кроме щелочных, установлено преобладание спирто–бензольных смол над бензольными /Петерсилье, 1963/. Для Хибинского и Ловозерского массивов кроме углеводородов характерны водород (3–10 %) и азот (0,5–8 %) + редкие газы. Максимальное количество газов содержится в нефелине, минимальное – в апатите и альбите /Каржавин, Петерсилье, 1978/. Такой же состав газов свойствен массивам Гренландии, причем изотопия углерода подтверждает абиогенность его происхождения /Закржевская, Элисон, 1966/.

Граниты и кварцевые сиениты континентальных рифтов содержат много CO_2 и мало CH_4 , агпайтовые нефелиновые сиениты – много CH_4 и мало CO_2 . Изотопия свидетельствует о ювенильном происхождении обоих типов флюидов /Konnerup–Madsen, 1984/.

Таким образом, данные по газовой хроматографии и расплавленным включениям в породах и минералах магматитов свидетельствуют о том, что для высокотемпературных глубинных расплавов характерен восстановительный флюидный режим с четко намечающейся тенденцией увеличения восстановленности на глубину и окисленности по мере уменьшения глубины очаговых зон. Продукты кристаллизации в условиях континентальной коры формировались в более окислительной обстановке. Состав флюида усложнялся по мере подъема расплавов. С понижением температуры и давления наряду с метаном в составе флюидов в возрастающем количестве появляются его более тяжелые гомологи. Большинство поступающих из мантии магм находилось первоначально в высоковосстановленном состоянии, близком к тому, которое контролируется железо–вюститовым буфером /Arculus, Delano, 1981/. Признаки более окисленного состояния расплава отражают изменения, связанные с потерей водорода /Sato, 1978/.

Таблица 12. Состав газовых включений в породах вулканических зон

Порода	CO ₂		CO		CH ₄	
	1	2	1	2	1	2
Андезит						
Сихотэ-Алинский пояс	100,51	95,8	1,46	1,4	0,17	0,1
Липарит						
Комплекс						
приморский	7,71	63,1	0,95	7,7	-	-
сияновский	4,98	55,7	0,51	5,7	-	-
самаргинский	12,70	71,0	1,05	5,9	0,14	0,8
богоюльский	16,36	63,8	3,70	14,4	0,73	2,9
Андезит						
Внутриконтиненталь- ная Баджалская	22,68	82,9	2,08	7,6	0,30	1,1
Липарит						
	3,29	22,9	1,25	8,7	0,42	2,9

Флюидный режим гранитообразования менялся в процессе постепенного наращивания гранитного слоя коры в сторону большей окисленности флюидов /Летников и др., 1981/. Постоянная приуроченность мантийных пород, богатых углеродом (щелочных пород, карбонатов, кимберлитов, кальцифиров), к наиболее глубинным разломам позволила Ф.А. Летникову считать, что флюидный режим более низкой "углеродной зоны" к поверхности сменялся или существовал параллельно с флюидным режимом водородной зоны. Восстановительные условия гранитообразования фиксируются прежде всего развитием в гранитах ранних минеральных ассоциаций – плагиоклаза, кварца и калишпата с незначительным количеством безводных железо-магнезиальных силикатов (оливин, пироксен, гранат). Этот высокотемпературный "сухой" тип гранитов существенно отличается от "водных" слюдяных гранитов относительным дефицитом воды. Высококонцентрированные флюиды, обычные для гранит-порфировых интрузий, с которыми связаны медно-порфировые месторождения, содержат, как правило, небольшие количества воды. Они имеют сравнительно низкие давления пара и могут находиться во флюидных включениях, захваченных в близповерхностных условиях /Реддер, 1987/.

Тренд-анализ для флюидных компонентов /Летников и др., 1981/ свидетельствует о росте роли водорода при повышении давления и температур до 950–1050 °С. Иллюстрацией к сказанному могут послужить гранитоиды Забайкалья, флюидный состав которых отражает отличия существенно "сухих" гранитоидов кыринского комплекса от "водных" гранитов боршевочного и ред-

H ₂		N ₂		Элементный состав газов, отн. %			
1	2	1	2	H	C	O	N

Андезит

1,16	1,1	1,64	1,6	1,0	32,9	65,1	1,0
------	-----	------	-----	-----	------	------	-----

Липарит

3,6	29,2	-	-	22,3	26,9	50,8	-
2,08	23,3	1,37	15,3	18,2	24,0	45,8	12,0
3,87	21,6	0,13	0,7	17,0	28,4	54,1	0,5
4,33	16,9	0,51	2,0	16,6	29,8	52,1	1,5

Андезит

1,02	3,7	1,27	4,7	4,1	32,0	60,6	3,2
------	-----	------	-----	-----	------	------	-----

Липарит

9,35	65,2	0,03	0,3	61,3	15,0	23,5	0,2
------	------	------	-----	------	------	------	-----

Таблица 13. Состав расплавных включений в игнимбритах вулканических зон Дальнего Востока Сихотэ-Алинского пояса /по Сахно и др., 1978/

Место взятия образца, минерал, порода	T, °C	Состав газов, об. %					
		H ₂	N ₂	CO	CH ₄	CO ₂	CO ₂ /H ₂ O

Приморский комплекс
первичные включения

кварц	1100-1150	32,6	4,9	23,6	2,3	37,0	0,22
-------	-----------	------	-----	------	-----	------	------

плагноклаз	1030-1050						
------------	-----------	--	--	--	--	--	--

вторичные включения		-	0,4	сл.	-	99,6	0,005
---------------------	--	---	-----	-----	---	------	-------

Богоюльский комплекс

кварц	1040-1120						
-------	-----------	--	--	--	--	--	--

"	1220-1250						
---	-----------	--	--	--	--	--	--

плагноклаз	1150-1180	-	2,4	5,7	1,6	90,3	0,15
------------	-----------	---	-----	-----	-----	------	------

Баджалская зона

липарит	950-980	65,2	0,3	8,7	2,9	22,9	0,15
---------	---------	------	-----	-----	-----	------	------

Таблица 14. Состав включений в породах и минералах Хибинских апатитовых месторождений /по Закржевский, Элисон, 1966/

Образец	Содержание компонентов без C_2 и N_2 , %		
	CO_2	H_2	CH_4 + тяжелые гомологи
Крупноблоковая руда (нефелина 26,2 %)	66,7	0,0	33,3
Нефелин из крупноблоковой руды)	17,4	52,2	30,4
Истонит (нефелина 61,7 %)	17,0	7,1	75,9
Нефелин из истонита	12,5	31,3	56,6

кометалльного кукульбейского комплексов (табл. 15–17). Роговообманковые гранитоиды кыринского комплекса характеризуются высокой восстановленностью флюидов ($K_{вос} > 0,6$). В породах его дополнительных фаз содержание водорода уменьшается (в 1,5 раза), а содержание воды увеличивается. Общий коэффициент восстановленности уменьшается до 0,37, а в жильных фациях снижается до 0,07 при постоянном содержании углекислоты. Борщевочный плутон, связанный с гранитизацией древних гнейсовых куполов, имеет зональное строение. Для флюидного состава центральной части массива, сложенной средне-, крупнозернистыми биотитовыми гранитами, $K_{вос} = 0,31$. По направлению к краевой части в гнейсовидных биотитовых гранитах в составе флюидов увеличивается содержание воды и углекислоты, появляется сероводород, а содержание водорода остается на одном уровне. В ряду гранитоиды (центральной, краевой, апикальной частей массива) – жильные граниты закономерно уменьшаются коэффициент восстановленности и отношение H/C (см. табл. 16). Граниты кукульбейского комплекса имеют резко повышенные содержания фтора и редких металлов во всех разностях; коэффициент восстановленности флюидов не превышает 0,2 (см. табл. 17). Вместе с повышением содержаний CO_2 и CO отмечается увеличение количества CH_4 , $C_{12}H_{16}$ и $C_{13}H_{18}$ /Летников и др., 1981/. В аплитовых и мелкозернистых гранитах с повышенными содержаниями вольфрама и олова роль восстановленных газов незначительна. Гуджирский комплекс, с которым связано редкометалльное оруденение, также характеризуется сильно окисленными флюидами; метан в них отсутствует.

В гранитоидах Северо-Востока СССР /Загрузина и др., 1978/ установлено различие в содержании углерода Басугуньинского массива, с которым ассоциируют золотоносные кварцевые жилы, и Верхне-Сротуканского оловянного массива. Среднее содержание углерода в гранодиоритах Басугуньинского массива – 1300 г/т, в биотит-роговообманковых гранитах того же массива – 640 г/т, а в биотит-мусковитовых гранитах Верхне-Сротуканского массива – 255 г/т.

Таким образом, для процессов гранитообразования сохраняется в целом тенденция к нарастанию степени окисленности флюидов по мере удаления очаговых зон от мантии в связи с падением давления и температуры и возрастанием доли корового компонента в составе гранитов. Тенденция пространственно-временной изменчивости флюидов в сторону повышения их окисленности

Таблица 15. Средние составы флюидной фазы граптоидов кыринского комплекса /по Летникову и др., 1981/, мл/г

Гранитоид	Кол-во проб	H ₂ C	CC ₂	CC	CH ₄	H ₂	N ₂	K _{вос}	H ₂ /H ₂ O	CC/CO ₂	H/C
Роговообманковый крупно-, среднезернистый главной фазы	7	4,0	0,17	0,09	0,011	2,55	0,01	0,63	0,64	0,55	48
Биотит-роговообманковый средне-, мелкозернистый дополнительной фазы	8	4,8	0,17	0,049	0,005	1,8	0,03	0,37	0,4	0,3	58
Жильный мелкозернистый лейкократовый и аплитовидный граниты	5	2,0	0,17	0,014	-	0,14	0,02	0,07	0,07	0,08	23

Таблица 16. Средние составы флюидной фазы гранитов Боршевоочного плутона /по Летникову и др., 1981/, мл/г

Гранит	Кол-во проб	H ₂ O	CC ₂	CC	CH ₄	H ₂	N ₂	H ₂ S	K _{вос}	H ₂ /H ₂ O	CC/CO ₂	H/C
Биотитовый центральной части	3	3,66	0,11	0,06	0,007	1,10	0,023	-	0,31	0,30	0,54	54
Лейкократовый аликальной части	3	3,2	0,12	0,04	0,007	0,33	0,02	-	0,11	0,10	0,33	42
Порфиroidный краевой части	10	5,95	0,32	0,12	0,013	1,14	сл.	сл.	0,21	0,19	0,38	31
Мелкозернистый и жильный	10	3,99	0,28	0,136	0,012	0,43	-	"	0,14	0,11	0,48	21

Таблица 17. Средние составы флюидной фазы гранитов кукульбейского комплекса /по Летникову и др., 1981/, мл/г

Гранит	Кол-во проб	H ₂ C	CC ₂	CC	CH ₄	H ₂	N ₂	H ₂	K _{вос}	H ₂ /H ₂ O	CC/CO ₂	H/C
Среднезернистый биотитовый и лейкократовый (Соктуйский массив)	7	6,93	0,56	0,30	0,060	0,95	0,02	-	0,17	0,14	0,54	18
Порфиroidный и среднезернистый порфиroidный (Соктуйский массив)	7	6,0	0,30	0,15	0,012	0,79	0,03	-	0,15	0,13	0,52	30
Двуслюдяной порфиroidный (Хангилайский массив)	6	8,35	0,32	0,122	0,008	0,53	0,02	-	0,08	0,06	0,38	39
Двуслюдяной и амазонит-альбитовый (Хуху-Челотуйский массив)	14	2,8	1,122	0,035	0,005	0,149	0,18	-	0,06	0,050	0,29	38
Амазонитовый (Этыкинский массив)	18	1,62	0,112	0,062	0,010	0,104	0,130	-	0,07	0,06	0,55	19

в конкретных интрузивах определяется особенностями развития очаговых зон и становления массивов. С этими же процессами связываются утяжеление углеводородов и появление в составе флюидов коровых компонентов.

Данные по составу газов в магматических месторождениях также свидетельствуют о весьма восстановительной обстановке рудообразования на уровне металлизации силикатной матрицы. Так, в камасите габбро-долеритов г. Сзерной /Слейников, 1983/ 75 % объема газа приходится на водород, на долю CH_4 - 8 %, $\text{CO} + \text{N}_2$ - 15 %, а CO_2 - только 2 %. Отмечается нахождение вместе с самородными металлами графита и алмаза, что свидетельствует не только о высоких давлениях и температурах, но и о восстановительных условиях при резком дефиците воды /В.С. Соболев, 1973/. Последующая за металлизацией сульфуризация металлических фаз приводила к сульфидно-силикатной ликвации на протяжении всего периода взаимодействия интрателлурического флюида с магматическим расплавом. Подобным образом, вероятно, проходило образование крупнейших медно-никелевых месторождений Сибирской платформы /Слейников, 1983/. Изучение траппов и связанных с ними самородных металлов /Рябов и др., 1985/ показало, что обособление жидкого рудного вещества во включениях начинается уже при температуре 960 °С. В состав газов входили метан, реже другие углеводороды, окись углерода, водород и сероводород.

В гранитных пегматитах, являющихся производными водных средне-, низкотемпературных кислых магм, флюидный состав газово-жидких включений (без учета воды) показан в табл. 18, 19. Газовая составляющая в них представлена в основном смесью $\text{CO}_2 + \text{H}_2 + \text{H}_2\text{S}$ и N_2 + редкие газы, причем максимум смеси $\text{CO}_2 + \text{H}_2\text{S}$ обнаруживается в пробах вблизи занорыша, $\text{H}_2 + \text{N}_2$ + редкие газы - в кварце из полевошпатовой зоны /Калужный и др., 1966/. Те же самые взаимоотношения газов наблюдаются в аналогичных пегматитах Западного Тянь-Шаня /Захарченко и др., 1966/. Среди солей в раннем кварце пегматитов доминируют хлориды щелочных металлов. В подчиненном количестве имеются сульфаты и бикарбонаты. Калий тяготеет к кварцевым ядрам пегматитов, в кварце грейзенов и гидротермальном кварце отношение $\text{Na/K} = 1/3$. В ранние стадии пегматитообразования во флюиде преобладали галоиды (SnCl_4 , AlCl_3 и др.), а возможно и HF. В низкотемпературных образованиях роль галоидов падает до нуля и повышается роль бикарбонатных и сульфатных растворов. Пегматиты начинают кристаллизоваться при температуре более 600 °С. Состав растворов характеризуется обилием летучих (вода, галоиды, H_2 , CO_2 , N_2 + редкие газы), что свидетельствует о замкнутости системы. Собственно пегматиты образуются при температурах 650-300 °С, грейзены - при 550-200 °С, кварцевые жилы - 300-80 °С. Полости возникают в грейзеновую стадию, выполнение полостей - в гидротермальную /Захарченко и др., 1966/.

Флюидный режим газово-жидких включений в метаморфогенных кварцах (более 10 тыс. проб) характеризуется преобладанием в них $\text{H}_2\text{C} + \text{CO}_2$ (95-98 %), остальные компоненты - Cl , SO_4 , HCC_3 , K , Na , Ca , NH_4 и др. Соотношения $\text{H}_2\text{C}/\text{CO}_2$ для зеленосланцевой фации - 5, для эпидот-амфиболитовой - 2,5, гранулитовой - 1,4. Стношение $\text{Na/K} > 4-7$. В рекристаллизационном гранулированном кварце преобладают CO_2 и K /Мельников, 1976/.

Таблица 18. Состав газово-жидких включений в кварце пегматитов Волыни /по Калужному и др., 1966/, об. %

Газ	Содержание газов в пробах кварца							
CO ₂ + H ₂ S	41,2	11,3	42,9	30,0	78,7	74,0	75,9	35,8
O ₂	0,3	13,7	5,3	4,3	1,0	0,5	0,4	0,0
H ₂	10,8	11,5	0,3	2,7	1,7	8,2	3,3	35,8
CO	-	-	-	-	-	-	-	-
CH ₄	11,9	-	-	24,6	11,5	7,7	3,2	-
C _n H _m	-	-	-	-	-	-	-	-
N ₂ + редкие газы	35,8	63,5	51,5	38,4	7,1	9,6	17,2	26,59

Таблица 19. Состав газов во включениях кварцевых жил, грейзенов и пегматитов массива Кент /по Захарченко и др., 1966/

Кварц	Содержание в общем объеме газов				
	CO ₂ , H ₂ S, O ₂	H ₂	N ₂	He+Ne	Ar+Kr+Xe

Пегматиты

Черный	6,25	80,0	13,75	0,0135	0,0149
	7,0	85,5	7,50	0,0076	0,0953
	8,5	85,5	11,80	0,0023	0,0535
Белый, серый	3,10	85,0	7,0	0,0015	0,0335
Светло-серый	2,5	90,5	7,0	0,0015	0,0335
	3,3	82,5	14,2	0,0038	0,1462
Бесцветный (поздний)	3,75	77,5	18,75	0,0185	0,0832
Сиреневый	6,25	75,0	18,75	0,185	0,1975

Грейзены

Черный	4,00	80,2	15,80	0,0190	0,0096
--------	------	------	-------	--------	--------

Флюорито-кварцевая жила

Белый гребенчатый	0,0	90,0	10	0,029	0,0690
Сотовый (Каибский массив)	89,8	5,1	5,1	0,4800	0,457

Примечание. C₂, CC и CH₄ ни в одном образце не обнаружены.

Таблица 20. Самородные металлы в гидротермальных месторождениях /по Новгородовой, 1983/

Группы месторождений и их формации	Геотектоническая позиция месторождения	Самородные металлы и карбиды	Стадия процесса
Золотосодержащие колчеданные и колчеданно-полиметаллические	Эвгеосинклинали	Au, Ag, Cu, реже Bi	Средняя
Стратиформные полиметаллические	Платформы	Fe, Cu, Au, Cd, SiC, Fe ₃ C	Ранняя
Серебряные жильного типа висмут-кобальт-никелевые	Складчатые области	Ag, (Ag, As), As, Sb, (Ag, Sb), Bi	Средняя и поздняя
Олово-полиметаллические	Вулканогенные пояса	Ag	Средняя

Крупные и уникальные месторождения, по мнению многих геологов, имеют глубинные, вероятно, подкорковые источники металлов. В связи с этим есть основания ожидать проявления восстановительного режима флюидов в начальные этапы их формирования. Принципиальной особенностью таких месторождений является присутствие в рудах твердых и жидких битумов /Чешский срединный массив, плато Колорадо, месторождения штата Иллинойс и Кентукки, Средней Азии, Пакистана, Англии, Италии, ГДР, Прибайкалья и др.), самородных металлов (табл. 20), углерод-ильменит-сульфидных метасоматитов и черных кремней /Щеглов, 1980; Новгородова, 1983; Иванкин, Назарова, 1984; Томсон, Полякова, 1985/.

Исследования газово-жидких включений в рудах крупнейших стратиформных месторождений свинца и цинка свидетельствуют о широком температурном интервале их образования - от 50 до 300 °C /Архангельская, Вольфсон, 1977/. Изучение их в таких минералах, как галенит, сфалерит, флюорит для месторождений Мидконтинента показало, что рудообразующие растворы представляли собой концентрированные рассолы, богатые натрием, кальцием, хлором и относительно бедные калием, магнием, бором и SO₄. Сбщее содержание солей во включениях достигает 20-40 мас. %, т.е. в 4-10 раз превышает соленость морской воды. Стношение дейтерия к водороду, магния к натрию и хлора к натрию сближает состав включений в рудах с составом вод нефтеносных районов. Однако включения флюида в кристаллах флюорита содержат медь, цинк и марганец в количествах, значительно более высоких, чем в рассолах нефтяных полей. Температура рудообразования по данным изучения включений колеблется от 70 до 140 °C, иногда достигает 180 °C. Близкие значения по температуре и солености дают включения из месторождений Канады (месторождение Пайн-Пойнт - соленость 35 %, температура около 100 °C). Свинцово-цинковые месторождения Верхней Силезии /Gal-kiewicz, 1971/ образованы солеными флюидами (соленость 15 %) и содержат в составе жидкой фазы хлор, натрий, кальций, калий, магний. В составе газов преобладают CH₄ и CO₂. Руды Западно-Прибайкальской рудной зоны

Таблица 21. Газовый состав газовой-жидких включений из минералов Рубцовского месторождения /по Гибшер, 1978а/

Кол-во определений	Средний состав газовой фазы, об. %					
	H ₂ S, SO ₂ , SO ₃	CO ₂	Углеводороды	CO	H ₂	N ₂ + редкие газы
13	7	25	0-22	6	47	18
5	8	30	0-26	0	46	22
3	42	30	17	0	0	10
2	39	32	15	0	4	10
3	27	30	25	5	5	8
2	54	33	0	9	4	0
4	28	30	20	0	7	0
3	43	46	4	5	0	0
3	45	47	3	3	0	0
4	39	38	0	0	14	14
3	43	42	5	0	10	0

по газовой-жидким включениям имеют температуру рудообразования 120-270 °C, Пайхойско-Вайгачской зоны - 140-180 °C /Попов, 1980/.

Колчеданно-полиметаллические месторождения Рудного Алтая по данным изучения газовой-жидких включений /Гибшер, 1978/ формировались при температурах 150-350 °C. Соленость в процессе рудообразования снижалась от 20-30 до 2 мас. %. Состав жидкой фазы изменялся от существенно хлоридного до кальциево-серно-углекислого. Газовый состав включений характеризуется наличием сернистых газов, углекислоты, водорода, углеводородов, азота и окиси углерода (табл. 21). Для месторождений Куроко температуры образования руд колеблются от 150 до 360 °C, pH среды - от 3,5 до 5, соленость растворов - от 0,5 до 3 М, ΣS - от 10^{-3} до 10^{-2} М, f_{CO_2} - от 10^{-38} до 10^{-50} . Температуры образования колчедан-

ных месторождений Южного Урала, по данным И.А. Хайретдинова /1976/, колебались от 80 до 380 °C, pH среды - 7,7-8,0, состав включений: HCO₃⁻, Cl, Na, K, Ca, Mg. В составе газовой-жидких включений Риддер-Сокольского месторождения установлены /Кокшаров, Кузубный, 1977/: вода - <20, редко 30-45 об. %; SO₂ - 10 об. %; H₂S + CO₂ (H₂S ≧ CO₂) - 50-85, иногда 45-37 об. %. Газовый состав Рубцовского месторождения отражает повышенную восстановленность флюидов ранних стадий минералообразования и окисленность поздних /Гибшер, 1978а/. В водной фазе включений здесь присутствуют K⁺, Na⁺, Ca²⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, HCO₃⁻, 5-6 % объема водной фазы падает на галоиды (KCl, NaCl). Подобные данные известны и по другим месторождениям /Париллов, Михалева, 1977/.

Общей тенденцией развития гидротермальных систем остается повышение степени окисленности флюидов в ходе формирования месторождений с увеличением во времени в них доли воды и углекислоты. Данные, приведенные в табл. 9-21, свидетельствуют о наличии восстановленных металлоносных флюидов от уровня зарождения их в пределах мантии до уровней станов-

ления гидротермальных месторождений. Небольшое развитие самородных металлов и карбидов в продуктах гидротермального месторождения отражает высокую степень окисленности флюида в завершающие стадии формирования месторождений. Об этом же свидетельствует уменьшение давления флюида в процессе образования месторождений. При высоких давлениях основной тенденцией развития гидротермальных систем являются восстановительные процессы /Щербина, 1967/.

Успехи химии изотопов позволяют в значительной мере производить генетическую интерпретацию анализов главных компонентов флюида – воды, серы, углерода, водорода и др. Изотопно–кислородный метод широко используется для оценки принадлежности вод к определенному типу /Уайт, 1977; Шепард, Тейлор, 1977; Сокаи, Мацубая, 1977/. Наметилась следующая закономерность: в глубинных плутоногенных месторождениях существенную роль играют магматические воды, а при формировании месторождений вулканогенных и приповерхностных преобладают метеорные, морские и погребенные воды /Уайт, 1977/.

Представления о конечном составе рудообразующих флюидов можно получить из анализа современных геотермальных систем, состав вод которых весьма близок к составу флюидных включений многих месторождений мира. Салфар–Банк, Нгава, Челекен имеют поразительно близкие составы термальных вод, что отражает единство процессов, лежащих в основе образования этих рудообразующих систем. Термальные воды береговых хребтов Калифорнии, ассоциирующие с многочисленными месторождениями ртути, имеют в основном метеорное происхождение (источники Этна, Скагге, Амеди, воды ртутного рудника Кардеро). Более соленые воды по изотопному составу отличаются от метеорных вод. Так, для вод района Салфар–Банк характерны значительные концентрации B , CO_2 , NH_3 и более высокое содержание Cl (метаморфические воды). К западу от Салфар–Банк флюид состоит из богатого CO_2 пара, где практически отсутствует хлор. Воды Уилбур–Спринго и Грейт–Валли относятся к промежуточному типу метаморфических – к погребенным водам /Уайт, 1977/.

Система Стимбот–Спрингс (Невада) по изотопным данным близка к водам в составе газово–жидких включений типичных эпитеpmальных месторождений золота и серебра. Воды этой системы обогащены бором, цезием, серебром, мышьяком, сурьмой и др. Длительность (сотни тысяч – миллионы лет) существования системы и повышенное содержание элементов, дефицитных для земной коры, свидетельствуют против выщелачивания их из вмещающих пород и за поступление их с небольшим количеством магматической воды (около 5 %) из глубин. Температура вод Стимбот–Спрингс – 172–200 °С. Месторождение Боди имеет сходный интервал колебаний изотопного состава рудообразующих флюидов из включений с современной системой Стимбот–Спрингс. Температура образования его руд 215–245 °С. Сходные величины температур и значения изотопов имеют месторождения Тонопа, Комсток–Лоуд, Голдфилд, Орора. Еще 23 месторождения имеют флюиды подобной природы /С’Нил, Зильберман, 1977/. В диапазоне температур 250–50 °С наблюдается тенденция к стабилизации величины $\sigma^{18}\text{C}$ воды гидротермальных растворов, обусловленная водообменом гидротермальной системы с изотопно–легкими метеорными водами, имеющими устойчивый изотопный состав. Для эпитеpmальных месторождений Центральной Азии характерно смешение магматогенных ювенильных флюидов с метеорными и погребенными водами /Боршевский и др., 1984/.

Исследование ряда полей высокотемпературных ($T = 350$ °С) источников в восточной части Тихоокеанского хребта /Edmond, von Damm,

Таблица 22. Характеристика водной составляющей флюидов, образовавших некоторые рудные месторождения мира, по результатам изучения включений в минералах и изотопии

Месторождение	T, °C гомогенизации	Соленость в пересчете на % NaCl	$\sigma^{18}\text{O}$ ‰ флюида	$\sigma^{34}\text{S}$ ‰ сульфидов	σD ‰	Характеристика водной составляющей флюида
Провиденция (Мексика)	300-400	5-20	+5,8 ÷ +9,6	-2 ÷ +5,5	-50 ÷ -80	Мантийная вода
Касапалька (Перу)	280-370	4-40	+3,6 ÷ -9,6	-0,4 ÷ +2,4	-48 ÷ -60	Глубинная - мантийная
Пасто-Буэно (Перу)	400-500	>20	+2 ÷ +6	-2,5 ÷ +3,9	-29 ÷ -110	Смешанные воды (магматические + метеорные)
Куроко (Япония)	250	8-15	+6 ÷ +10	-2 ÷ +8	-10 ÷ -20	Смешанные воды (морская + метеорная + магматическая)
Дарвин (Калифорния)	330	3-10	-	+4,4 ÷ -5,74	-62 ÷ -70	Мантийная вода
Блубелл	320-450	3-10	+5 ÷ -13	+5 ÷ -13	-152 ± 5	Метеорная вода
Миссисипи (США)	70-200	2-70	-3	+35 ÷ -10	-43	Смешанные воды + нефть
Дактаун	-	-	+6,8 ÷ +7,6	-	-49 ÷ -77	Метаморфические воды
Бьютт (Монтана)	300-360	-	-9 ÷ +12	-	-115	Метеорная вода
Кляймакс (Колорадо)	300-360	1-18	-17,5 ÷ +7	-	-92 ÷ -145	Магматическая вода

Примечание. В таблице использованы данные Д. Уайта /1977/, С. Шеппарда, Х. Тейлора /1977/, Х. Сокан, С. Мацубая /1977/, Р. Рая, Х. Омото /1977/, А. Хейла и др. /1977/.

Таблица 23. Источники компонентов флюидов в месторождениях разных типов /по Уайту, 1977/

Компонент	Месторождения			
	Ртутные	Золото-серебряные	Полиметаллические	Медно-молибденпорфировые
H ₂ O	Разные	Метеорный + + магматический	Разные	Магматический + + метеорный
Cl	"	Магматический	"	Магматический + + другие
S	Магматический + другие	"	"	Магматический
C	Разные	"	Магматический + другие	Магматический + + другие
Металл	Метаморфический + + магматический	"	Разные	То же

1984/ показало преобладание в их составе натрия, кальция, калия, хлора. Гомогенные гидротермальные растворы имеют pH-3,5, значительный избыток H₂S над металлами (Zn, Cu, Co, Ag, Pb). Найдены места активного отложения сульфидных руд диаметром более 100 м. В пределах Испано-Португальского Пиритового пояса известны массивные пиритовые и медные штоки с запасами 1 млрд т, которые связаны с вулканизмом и представляют собой подающие каналы для сульфидных осадков /Strauss et al., 1984/.

Попытки определения изотопного состава флюидных включений (изотопы кислорода, гелия, азота, серы, свинца, стронция) показали, что воды флюидов на преобладающем большинстве высокотемпературных месторождений (пегматиты, скарны, медно-молибденовые месторождения) имеют глубинный источник, но на поздних стадиях становления разбавлены метеорными водами /Аревадзе, Ярошевич, 1984/. Сб этом же свидетельствуют данные по изотопному составу водорода минералов и пород медно-молибденовых месторождений МНР /Берзика и др., 1986/. Воды месторождений американских континентов и других районов мира имеют сложную природу. На многих месторождениях вода является смешанной (табл. 22). Источники основных компонентов флюидов рудообразующих систем различных месторождений мира отражены в табл. 23.

Анализ имеющихся данных (см. табл. 21-23) выявляет сложную природу рудоносных флюидов. В одних случаях источником составных компонентов флюида (включая металлы) считается магматический (ювенильный), в других — сочетаются компоненты различных уровней разреза Земли. Основным источником рудных компонентов крупнейших месторождений халькофильных металлов является ювенильный. Главная масса воды, вероятно, заимствуется рудообразующей системой в верхних частях земной коры, прежде всего на уровне формирования самих месторождений.

**2.6. СОВРЕМЕННЫЕ РУДООБРАЗУЮЩИЕ СИСТЕМЫ
КАК МОДЕЛИ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЕЙШИХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ
ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ**

Большое количество рудопроявлений, связанных с ныне действующими термальными источниками, высокие содержания в их водах металлов, наблюдения за активным отложением рудных минералов в местах выхода гидротерм на поверхность позволяют рассматривать современные металлоносные гидротермальные системы в качестве рудообразующих. Другими типами современного рудообразования являются процессы формирования рудных илов и рудных холмов, корок и железо-марганцевых конкреций в условиях дна морей и океанов. Современные гидротермальные рудообразующие системы описаны на Камчатке, Курильских островах, в Новой Зеландии и других районах. Наиболее изученными являются рудообразующие термы кальдеры Узон, парагидротермы вулкана Менделеева, термальные источники вулканической зоны Таупо.

Узонская гидротермальная система приурочена к Узон-Гейзерной вулканотектонической депрессии Камчатского вулканического пояса. Она представляет собой овальную котловину размером 15 x 7,5 км², которая располагается на вулканическом плато. Современный контур термальных полей системы имеет вид узкой (не более 350 м) зоны, вытянутой на 5 км в субширотном направлении. Термальные поля прослеживаются как четки, фиксируя участки сочленения глубинного разлома с оперяющими трещинами /Брайцева и др., 1974/. В кальдере Узон встречены почти все химические типы вод, присущие высокотемпературным гидротермальным системам (табл. 24). Наиболее распространенными являются хлоридно-натриевые и сульфатно-хлоридно-натриевые кислые либо нейтрально-слабощелочные воды (pH = 1-7,5; Eh = -135 ÷ +400, реже до +800 мВ) /Пилипенко, 1974/. В спонтанных газах содержатся CO₂ (до 89,14 об. % и более), H₂ (1,59 об. %), N₂ (до 4,74 об. %), CH₄ (до 3,02 об. %), H₂S (до 1,44 об. %) /Карпов, Павлов, 1976/. Постоянно отмечаются аргон, гелий, радон и углеводородные газы /Чирков, 1974; Бескровный и др., 1974/. В некоторых источниках установлена нефть.

В термальных водах Узона содержится значительное количество мышьяка (до 0,8 мг/л), сурьмы (до 0,08 мг/л), железа закисного (до 85,2 мг/л) железа окисного (до 152 мг/л), марганца (до 2 мг/л); отмечаются ртуть, свинец и цинк. Непосредственные наблюдения и расчеты показывают, что эти и другие металлы находятся в водах на уровне разгрузки гидротерм в форме комплексов: Fe(HS)₂⁰, Fe(HS)₃⁻, Fe(CN)₆³⁻, Fe(CN)₆⁴⁻, AsS₂⁻, SbS₂⁻, HgS₂²⁻, HSb₂S₄ /Карпов, Павлов, 1976; Набоко, 1980/. Не исключается возможность миграции рудных элементов в форме гидрооксо- и оксокомплексов типа H₃SiO₄⁻, H₂SiO₄²⁻ или H₃AsO₃⁰. Отмечается зональность химизма вод по laterали и на глубину, которая объясняется дегазацией гидротерм и разбавлением их инфильтрационными и конденсационными водами /Пилипенко, 1974/.

В приповерхностной зоне рудообразующей системы в настоящее время формируется рудная залежь, в составе которой обнаружены пирит, марказит,

Таблица 24. Сравнительная характеристика основных типов термальных вод

Тип воды	Форма проявления	рН	Т, °С	Сбщая минерализация, мг/л	Основные компоненты, мг/л	
					Cl ⁻	SO ₄ ²⁻
Хлоридно-натриевый	Источники, озера	6-8	80	1,5-4,5	>500	<100
		2-3	40-55	2,0-3,0	>800	300-500
Сульфатно-хлоридно-натриевый	То же	5-7,5	70	1,5-3,0	500-800	300-500
		2-3	25-40	1,5-3,0	500-800	300-500
Хлоридно-сульфатно-натриевый	"	4-6,5	50	0,5-1,5	100-300	100-300
		2-3	20-35	0,8-1,0	100-300	100-300
Хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый	Источники	6-7	60-80	1,0-2,0	100-300	До 100
Сульфатно-гидрокарбонатный (Na, Ca, Mg)	"	5,5-7,5	30-60	0,5-1,5	< 50	До 300
Сульфатный (Na, Ca, Mg)	Источники, кипящие грифоны	4-6	30	0,3-0,6	<50	До 500
Сульфатный (Al, H, Fe, NH ₄)	Бессточные воды	1,5-3	20	1,5-3,4	Не обн.	До 50

скородит, аурипигмент, реальгар, антимонит, метастибнит, киноварь, метацин-набарит, гематит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, пентландит, бра-воит, арсенопирит и др. (всего свыше 40). Наиболее распространены пирит, марказит, аурипигмент и реальгар. Встречаются самородные золото, серебро, медь, ртуть. Текстура руд до глубины 0,25 м массивная, в интервале 0,25-0,60 м - тонкополосчатая, 0,60-8,00 м - вкрапленная. Ниже, до 17 м, наблюдается редкая вкрапленность сульфидов железа. Наиболее часто встречающиеся сростания рудных минералов: пирит - марказит, пирит - реальгар, реальгар - аурипигмент. Нередко пирит-марказитовый агрегат развит по титаномагнетиту, магнетиту и ильмениту вмещающих пород /Набоко, Главатских, 1970/. В рудах, по данным С.И. Набоко /1974/, содержатся мышьяк (до 30 %), сурьма (до 1 %), ртуть (до 0,37 %), цинк (до 0,5 %), молибден (до 0,03 %). С.Ф. Главатских /1974/, наиболее детально изучавшая метасоматиты рудообразующей системы, указывает на проявление кварц-аду-лярной, пропилитовой, монтмориллонитовой, цеолитовой и опал-алунитовой фаций измененных пород.

кальдеры /по Пилипенко, 1974/

Основные компоненты, мг/л				Некоторые специфические компоненты, мг/л			
HCO_3^-	$(\text{Ca}+\text{Mg})^{2+}$	Na^+	K^+	H_2SiO_3	HBO_2	As^{3+}	Li^+
<50	<50	>500	До 130	353	265	2,2	6,1
Не обн.	<50	>500	До 100	358	117	0,6	2,0
<100	<50	300-500	До 50	261	150	1,5	1,5
Не обн.	<50	300-500	До 50	233	152	0,6	1,9
<100	<30	150-300	До 50	243	60,7	0,6	-
Не обн.	<20	100-300	До 50	-	-	-	-
300-500	До 50	100-300	До 50	265	12,7	0,2	0,4
300-750	До 200	До 150	<20	104	-	0,02	0,09
<50	До 100	До 100	<20	-	2	Сл.	-
Не обн.	До 50	<5	<5	240	6,1	-	0,02

Руды и метасоматиты Узона зональны. По данным С.И. Набоко, Е.А. Чеглецовой /1974/, Г.А. Карпова, А.Л. Павлова /1974/, сверху вниз до глубины 7,5 м зональность выражается в смене ассоциаций: скородит + сера, аурипигмент + сера, реальгар, реальгар + антимонит + сульфиды железа, марказит, пирит. Вблизи подводных каналов формируются кварц-адуляровые метасоматиты, а по мере удаления от них последовательно располагаются пропилитовые, монтмориллонит-цеолитовые и опал-алузитовые метасоматиты. С глубиной изменяются pH и Eh растворов. Уже на глубине 2 м Eh уменьшается до -70 мВ, а термальные воды становятся слабощелочными (на поверхности Eh достигает +790 мВ). Г.А. Карпов /1974/ считает, что причиной столь резкого изменения кислотности - щелочности раствора является значительное увеличение в гидротермах H_2S и HS^- . Для сероводорода на выходах парогазовых струй δS^{34} колеблется от -1,6 до +3,0 ‰; в пирите из измененных пород - от -6,1 до 1,1 ‰; в реальгаре $\delta\text{S}^{34} = +1,1$ ‰; в сульфатах δS^{34} изменяется от -3,0 до +22,4 ‰. В CO_2 спонтанных газов $\delta\text{C}^{13} = 0,13-0,7$ ‰. Все это указывает на питание термальной системы в основном за счет инфильтрации вод атмосферных осадков

(более 3000 мм в год) при некотором участии мантийного вещества /Набоко и др., 1974/. Причиной отложения рудного вещества может быть распад цианидных, сульфидных и прочих комплексов под воздействием растворенного в грунтовых водах кислорода и понижения температуры растворов. Принципиально новая динамическая модель формирования Узон-Гейзерной термомонономалии с учетом восстановленности исходных флюидов предложена А.Л. Павловым /1983а/.

Аналогичные рудообразующие системы известны и в других районах Камчатки (Паужетская, Апапельская, Налычевская и др.). Сблывая менее металлоносными термальными водами, эти системы формируют современные мышьяково-сурьмяно-ртутно-золото-серебряные рудопроявления. В отличие от Узона рудные осадки содержат значительно меньше свинца, цинка и меди. Повышенные концентрации этих элементов наблюдаются на более глубоких уровнях рудообразования. В некоторых системах формируются железо-мышьяковые (Налычевские источники) и железо-мышьяково-марганцевые руды. В осадках ряда рудообразующих систем установлены большие скопления закисного железа и до 2 % углерода. По данным С.И. Набоко /1980/, вертикальный размах пропилитизации вмещающих пород рудообразующих систем Камчатки составляет 1000-1400 м.

Современные колчеданные рудные залежи с высокими концентрациями цветных металлов выявлены и изучены на склонах вулкана Менделеева (Курильские острова). Они располагаются в плейстоценовых гидротермально измененных вулканитах и прослеживаются скважинами до глубины 195 м. Мощность выходящего на поверхность рудного горизонта составляет 20 м /Лебедев и др., 1980/. К этому горизонту приурочена зона максимальной разгрузки гидротерм. Площадь сульфидного оруднения составляет не менее 5,5-6 км². На вулкане Менделеева установлено два типа термальных вод: кислые сульфатно-хлоридные и нейтрально-слабощелочные хлоридно-натриевые (Т = 43-100 °С); рН = 1,81-8,2; Eh до +430 мВ). Ионно-солевой состав их в определенной мере связан с составом водовмещающих пород. В сольфатарных и спонтанных газах содержатся CO₂, H₂, N₂, CH₄, H₂S, O₂ и др. В отличие от Узонских гидротерм здесь повышено содержание суммы азота и редких газов (табл. 25). Иногда отмечаются высокие значения аргона и присутствие гелия и радона /Мархинин, Стратула, 1977/. В термальных водах вулкана содержатся (мг/л): цинк - до 47,2, свинец - 0,35, медь - 0,02, мышьяк - 2, сурьма - 0,016, постоянно присутствует ртуть.

В колчеданных рудах и осадках гидротерм содержатся пирит, марказит, сфалерит, ковеллин, аурипигмент, реальгар, халькопирит, энаргит, люцит; присутствуют самородные медь, золото, серебро. В сульфидах колчеданных руд обнаружена ртуть /Озерова и др., 1969/. Текстура руд массивная, вкрапленная. Под действием современных гидротерм вмещающие породы превращены в аргиллизиты (до глубины 90-110 м), а также в опаловые и опал-алунитовые метасоматиты (до 250 м). Ниже по разрезу (до 400 м и глубже) отмечены окремнение и пропилитизация. В зонах глубинной циркуляции вод при сопряжении кислых сульфатно-хлоридных гидротерм с сероводородсодержащими газовыми струями происходит выпадение из растворов сульфидов железа и меди. В приповерхностной зоне сопряженной разгрузки кислых сульфатно-хлоридных гидротерм (содержащих мышьяк) и слабощелочных сероводородных вод близкого состава формируются рудопроявления мышьяка. В сульфатно-хлоридных водах в периоды, предшествующие землетрясениям (за 1-2 мес), закономерно увеличивается концентрация халькофильных элементов /Лебедев, Никитина, 1977/.

Аналогичные процессы рудообразования наблюдаются по всей гряде Ку-

Таблица 25. Состав сольфатарных и спонтанных газов вулкана Менделеева /по Лебедеву и др., 1980/, об. %

Время взятия пробы	T, °C	HCl	SO ₂	H ₂ S	CO ₂	CO	H ₂	CH ₄	O ₂	N ₂ + + редк.	Место отбора пробы
18.06.60	100	0,26	0,06	5,69	88,05	0,25	0,44	0,20	0,64	4,41	Сольфатарное поле
11.06.60	99	0,17	0,04	2,01	78,25	0,09	0,09	0,23	0,94	18,18	северо-западное
16.06.60	99	0,54	0,11	4,89	88,75	Не опр.	0,25	0,35	0,86	4,25	северо-восточное
17.06.60	100	0,41	0,05	5,43	77,51	0,25	0,10	0,25	1,00	15,00	"
19.10.62	90	0,24	0,02	33,65	46,28	Не опр.	Не опр.	0,10	1,19	18,52	"
26.07.77	98	Не опр.	0,06	19,55	13,70	"	"	0,90	15,37	50,42	Северо-восточное сольфатарное поле
27.08.77	98	"	0,05	36,53	46,60	Не обн.	Не обн.	0,45	3,82	12,55	верхнее
Нет свед.	Нет свед.	"	Не опр.	0,0	10,82	0,0	0,0	0,0	0,0	89,18	нижнее
"	"	"	"	Не обн.	10,55	Не обн.	0,40	0,35	1,0	87,70	Спонтанные газы
"	"	"	"	0,0	10,86	0,0	0,0	0,0	2,99	86,15	Нижнеменделеевского источника
"	"	"	"	0,0	8,01	0,0	0,0	9,54	0,0	82,45	Там же
"	"	"	"	0,0	8,78	Не обн.	0,0	2,93	0,54	87,75	Нижнедокторских источников
"	"	"	"	0,0	13,5	0,0	0,0	21,77	0,0	0,0	Там же
"	"	"	"	0,0	8,01	0,0	0,0	9,54	0,0	0,0	Источников Горячего пляжа
"	"	"	"	Не обн.	8,04	0,0	0,0	10,3	0,0	81,3	Там же
											"

рильских островов. Существенной особенностью их являются высокие содержания в водах и фумарольных газах SO_4^{2-} /Мархинин, Стратула, 1977/, а также широкое развитие лимонитовых руд (месторождение Лимонитовый Каскад на о. Итуруп, Красные озера в кратере вулкана Кунтоминар и др.). Наиболее богатые железом осадки образуются из кислых сульфатных вод ($\text{pH} = 2,5-3,0$), стекающих с сольфатарных полей, при смешении их с пресными, насыщенными кислородом водами рек и озер. Измерение соотношения изотопов серы сульфатов пяти Алекинских источников показывает, что $\delta\text{S}^{34} = +8,6 \div +17,0 \%$ /Зотов, Ткаченко, 1974/. Ионный состав вод некоторых источников меняется при усилении активности вулканов; общая минерализация при этом увеличивается /Храмова, 1974/. Основными формами переноса металлов в водах предполагаются хлоридная, фторидная и тиосульфатная /Набоко, 1980/.

Геотермальные рудообразующие системы Новой Зеландии находятся в вулканической зоне Таупо, которая представляет собой вулканотектонический грабен северо-восточного направления размером $160 \times 30 \text{ км}^2$. Основные гидротермальные источники Ваймангу, Вайотапу, Охаки-Бродленз и Ротокава сосредоточены у восточного края вулканической зоны /Лебедев, 1979/. Они характеризуются высокими концентрациями Na^+ (не менее 300 мг/л), Cl^- (не менее 500 мг/л) и SO_4^{2-} (обычно более 200 мг/л). В водах содержится значительное количество золота, серебра, мышьяка, сурьмы, ртути, цинка. Из термальных вод зоны Таупо формируются рудные залежи, сложенные пиритом, аурипигментом, реальгаром, антимонитом, киноварью, метастибнитом, сфалеритом, галенитом и халькопиритом. Встречаются самородные золото, серебро, ртуть. Текстура руд вкрапленная. В них содержится до 15 % мышьяка, до 30 % сурьмы, до 0,5 % таллия, до 80 г/т золота, до 175 г/т серебра, до 3 % вольфрама, фосфора, до 10 % железа. Гидротермальные изменения пород представлены в верхней части разбуренной толши вулканитов опалитами и опал-алунитовыми метасоматитами. Ниже расположена неоднородная зона пятнистой минерализации с широким развитием монтмориллонита. Еще ниже (в интервале 290–518 м) отмечаются новообразования калиевых слюд, адуляра и вайракита.

Для рассмотренных гидротермальных рудообразующих систем, разгружающихся на поверхности суши, характерны следующие особенности:

1. Связь с областями современного вулканизма и приуроченность их к зонам глубинных разломов.
2. Преобладающая роль в рудообразующих растворах воды, имеющей существенно хлоридно-натриевый и сульфатно-хлоридно-натриевый солевой состав и кислую либо близнеутрально-слабощелочную реакцию.
3. Высокая металлоносность (до $4,5 \text{ г/л}$), включающая мышьяк, сурьму, ртуть, золото, серебро, реже свинец, цинк, медь и железо в форме хлоридных, фторидных, тиосульфатных, цианидных и подобных им комплексов.
4. Обилие газов, среди которых преобладают CO_2 и восстановленные компоненты (H_2 , CH_4 , N_2 , C_nH_m).
5. Значительное количество рудных минералов и самородных элементов.
6. Широкое развитие аргиллизитовых, монтмориллонитовых, алунитовых и опалитовых метасоматитов с зональным размещением их в локализирующих структурах по латерали и вертикали.
7. Увеличение степени восстановленности флюидов гидротермальных систем на глубину.

8. Развитие в составе систем седиментационных, инфильтрационных (пресобладают) и ювенильных вод.

9. Значительный вертикальный размах гидротермальных систем (до 1400 м) с массовым рудоотложением вблизи земной поверхности (100–200 м) в сочетании с зеркалом грунтовых вод.

10. Глубинный (мантийный) источник тепла и основных рудных компонентов.

Широко известны и детально изучены современные рудообразующие системы глубинных разломов без проявления вулканизма. Такими системами являются термальные рассолы п-ова Челекен и оз. Солтон-Си.

Термальные рассольные источники Челекена приурочены к Красноводско-Балханскому глубинному разлому, пересекающему антиклинорное поднятие. По современному данному разлом имеет подкоровое заложение /Лебедев, 1975/. Места циркуляции и разгрузки рассолов связаны с неоген-четвертичными красноцветно-терригенными отложениями мощностью около 2500 м; с глубины 2000 м породы нефтеносны. Термальные рассолы верхней части разреза красноцветов имеют хлоридно-кальциево-натриевый, а среднего и нижнего отделов – хлоридно-гидрокарбонатно-натриевый составы. Реже встречаются сульфатно-натриевые воды /Лебедев, Никитина, 1983/. Характерно сероводородное заражение вод всех водоносных горизонтов. Оно тесно связано с хлоридно-кальциево-натриевым типом рассолов и контролируется тектоническими нарушениями.

Значения pH в рассолах хлоридно-кальциево-натриевого состава меняются от 5,5 до 6,6; Eh на устьях скважин составляет +125 ÷ +175 мВ, а на глубине 1000–1300 м – +50 ÷ +140 мВ. Температура рассолов колеблется от 45 до 80 °С. В спонтанных газах содержатся CO_2 (0,8–2,7 об. %), H_2 (1,2–4,2 об. %), CH_4 (6,92–61,6 об. %), C_2H_2 (12,0–62,0 об. %), N_2 (12–62 об. %) /Лебедев, Никитина, 1983/. Присутствие в рассолах сероводорода сопровождается снижением Eh до –100 мВ. Общая минерализация рассолов составляет 230–290 г/л и характеризуется повышенным содержанием йода (25 мг/л) и брома (450 мг/л). В пробах, отобранных на устьях скважин, содержатся (мг/л): свинец – до 140, медь – до 15, цинк – до 9, кадмий – до 8,5, таллий – до 3, мышьяк – до 1 и молибден – до 0,3. Температура рассолов и содержание в них некоторых элементов с глубиной увеличиваются, а Eh уменьшается. Резкий скачок Eh и концентраций элементов наблюдается на глубине 1000–1400 м. В период сейсмической активности содержание в рассолах меди, цинка, свинца, кадмия и других халькофильных элементов увеличивается. В близлежащих сейсмически активных районах в это время в гидротермах увеличивается содержание водорода и углеводородных газов. В хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых и сульфатно-натриевых водах pH варьирует от 7,7 до 8,5; Eh меняется от +70 до –140 мВ. В области разгрузки гидротермы содержат много цинка, меди, мышьяка и некоторых других элементов.

По данным Н.Н. Барановой, В.Л. Барсукова /1965/, Л.М. Лебедева, И.Б. Никитиной /1983/ и др., в рассолах Челекена на уровне их разгрузки свинец, цинк, кадмий, медь и железо находятся в форме хлоридных комплексов (в скобках – распространенность комплекса, %) $PbCl_4^{2-}$ (55,7), $PbCl_3^-$ (37,6), $ZnCl_2$ (84,7), $CdCl_4^{2-}$ и $CdCl_3^-$ (95–100), $CuCl_3^{2-}$ и

CuCl_3^- (90), FeCl_3^- и FeCl_4^{2-} (86-96). Встречены также комплексы PbCl_2^0 , CuCl_2^0 , PbSO_4^0 , ZnCl^+ , ZnCl_2^0 , ZnSO_4^0 . В более глубоких горизонтах (1200-1400 м), где преобладают хлоридно-бикарбонатно-натриевые воды, не исключено нахождение тяжелых металлов в форме хлоридно-карбонатных (типа $\text{Pb}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}^{3-}$; $\text{Pb}(\text{CO}_3)_2^{2-}$), а в зоне сероводородного заражения в форме гидросульфатных или сульфатных комплексов. Из хлоридно-кальциево-натриевых рассолов отлагаются самородные свинец, медь, серебро /Лебедев, 1967а/, а из хлоридно-гидрокарбонатно-натриевых и сульфатно-натриевых формируются кальцит и арагонит, содержащие сфалерит, галенит, халькопирит. Из хлоридно-кальциево-натриевых вод нередко отлагаются также канзит, маккиनावит, мельниковит, которые преобразуются в пирит /Лебедев и др., 1971/. При смешивании металлоносных рассолов с сероводородсодержащими водами образуются пирит и сфалерит /Лебедев, 1967б/. В последнее время в минеральных осадках Челекена установлен цинксодержащий магнетит, в значительной степени пропитанный нефтяными битумами. Магнетит отлагается в рассоле с $E_h = -120 \div -140$ мВ /Виноградов и др., 1969/.

Для рудных осадков Челекена характерно зональное распределение минералов. На глубине 1000-1300 м и более отлагаются преимущественно сульфиды железа, а вблизи поверхности - самородные свинец, цинк, серебро и сфалерит. Вытекающие из скважин рассолы на удалении 25-50 м отлагают ферригидрит. E_h рассолов при этом возрастает от +100... +150 до +300 ... +490 мВ. Сбший вертикальный размах современной рудообразующей системы Челекена составляет не менее 1500-2000 м. Значение δD в рассолах меняется от -31 до +41 ‰, а δC^{18} от +2,1 до +3,5 ‰ относительно стандарта среднеокеанической воды (SMOW отвечает абсолютному содержанию 0,0158 ат. % H^2 и 0,1985 ат. % C^{18}). Это свидетельствует о том, что 20-25 % вод Челекена могут иметь ювенильную природу. Изотопный состав самородного свинца $\text{Pb}^{206/207} = 1,95$; $\text{Pb}^{206/208} = 0,483$; $\text{Pb}^{206/204} = 18,83$, по мнению В.И. Виноградова и др. /1969/, указывает на молодой его возраст (нулевой) и не исключает мантйного источника элемента. Содержание S^{34} в сульфидах цинка и железа (пять образцов) меняется от +10,8 ‰ до +14,7 ‰, а в сульфат-ионах рассолов (22 образца) - от +5,8 до +10,9 ‰, что может свидетельствовать о заимствовании серы из красноцветных отложений Челекена.

Система Солтон-Си располагается в зоне разломов Сан-Андреас, прослеживаемого до подкоровых глубин. Горячие металлоносные рассолы здесь вскрыты до глубины 2500 м, характеризуются высокой минерализацией (до 332 г/л) и относятся к хлоридно-кальциево-натриевому типу /Лебедев, 1975; Kibben, Elders, 1985/. В них установлено преобладание углекислоты (до 93 %), метана и других углеводородных газов. Сероводород практически отсутствует. Температура рассолов на глубине 2500 м превышает 355 °С, pH колеблется от 4,64 до 5,40. В больших концентрациях присутствуют железо (до 2,29 г/л), марганец (до 1,4 г/л), цинк (до 0,54 г/л), медь (до 8 мг/л), свинец (до 0,1 мг/л), а также серебро, стронций, барий, бор, литий. Из рассолов в области разгрузки отлагаются дигенит, борнит, халькозин, штромейрит, арсенипирит, тетраэдрит, халько-

пирит, пирит. Преобладающими минералами руд являются дигенит и борнит. Процессы пиритизации и хлоритизации наблюдаются до глубин 1500 м. Ниже вмещающие породы ороговикованы. По сообщению Л.М. Лебедева /1975/, Д.Е. Уайт, анализируя отношения D/H и O^{18}/O^{16} , пришел к выводу об атмосферном происхождении воды рассолов Солтон-Си. Не исключается, что часть растворенного в них свинца и стронция имеет глубинное магматическое происхождение. В.И. Кононов /1983/ обращает внимание на высокое содержание в газах гелия и на мантийное отношение He^3/He^4 (около $1 \cdot 10^{-5}$).

Для рудообразующих систем Челекена и Солтон-Си в целом характерны следующие особенности. 1. Приуроченность к зонам глубинных разломов подкорового заложения и отложение рудного вещества из горячих водных рассолов. 2. Ведущая роль в рассолах хлоридно-кальциево-натриевого типа вод, высокая металлоносность которых (230–332 г/л) определена небольшим набором халькофильных элементов (цинк, свинец, медь, кадмий) в форме хлоридных и хлоридно-карбонатных комплексов. 3. Преобладание в рассолах вадозных вод при подчиненном значении ювенильной составляющей. 4. Сбилие в составе растворенных газов CO_2 и восстановленных компонентов (H_2, CH_4, N_2, C_nH_m), а в рудах – пирита, сфалерита, дигенита, борнита и самородного свинца с зональным размещением сульфидов цветных металлов вблизи поверхности, а железа – на глубинах. 5. Увеличение с глубиной щелочности рассолов и восстановленности их флюидов с активизацией восстановленных газов в периоды землетрясений. 6. Значительный вертикальный размах гидротермальных систем (до 2500 м) с массовым рудоотложением вблизи земной поверхности и на глубинах 1000–1400 м (Челекенская). Основными причинами выпадения рудных минералов из рассолов считаются снижение температуры и увеличение Eh системы за счет повышения P_{O_2} , а также на-

личие сероводородных соединений во вмещающих толщах.

Имеются данные по современному рудообразованию в Байкальской рифтовой зоне континентального типа, где известно 65 термальных источников, воды которых относятся к восьми химическим типам /Ломоносов, 1974/. По газовому режиму воды делятся на азотные ($pH > 7$), относительно редкие углекислые ($pH < 7$) и метановые ($pH > 7$). К рудообразующим системам относятся углекислые и несколько азотных терм (Кулинские болота, Гаргинский, Уш-Белдирский и Ципинский источники). В их водах постоянно присутствуют цинк, магний, титан, марганец, железо, никель, молибден, вольфрам, свинец и ртуть. Особенностью вод является присутствие фтора (помимо углекислоты, азота и радона). Рудные элементы в рудообразующих системах переносятся, вероятно, в форме хлоридных, фторидных, сульфатных и тиосульфидных комплексов. Для рудных осадков характерны пирит, сфалерит, галенит, халькопирит. Согласно данным И.С. Ломоносова /1974/, содержание ZnS в нелигифицированных осадках Кулинских болот составляет 0,02–2,32 %, а $(Fe, Mn)S$ – 0,25–5,7 %. Можно предположить, что причиной отложения рудных минералов из кислых или нейтрально-слабощелочных вод этой рудообразующей системы являются восстановительный режим болотных осадков и наличие биогенного сероводорода. Термальные воды Байкальского рифта имеют пониженные относительно SMOW концентрации дейтерия (от –190 до –108 ‰). С учетом этого и других фактов можно предполагать, что основная масса гидротерм сформировалась за счет инфильтрационных вод. Нет оснований отрицать участие в рудообразовании и эндогенного флюида.

Рудообразующая система оз. Киву размещается в Восточно-Африканском континентальном рифте. Здесь формируются илы с высокими содержаниями

ми свинца (0,0041–0,0170 %), цинка (0,0037–0,0211 %), меди (0,002–0,0170 %), молибдена (0,0008–0,068 %). В донных осадках скопилось большое количество глобулярного сфалерита. По данным В.И. Кононова /1983/, в Восточно-Африканском рифте повышенной рудоносностьюобладают воды и других термальных источников. В своем составе они содержат CO_2 , H_2S , CH_4 , N_2 , He. Изотопные соотношения He^3/He^4 указывают на его 2 мантийную природу.

Несмотря на чрезвычайно скудные сведения о рудообразующих гидротермальных системах рифтовых структур континентов, в них прослеживаются черты, свойственные системам вулканических областей и глубинных разломов. Это прежде всего связь их со структурами подкорового заложения и наличие в горячих водных растворах и осадках полиметаллической группы элементов (цинк, свинец, медь). Воды смешанные с преобладанием углекислоты и участием глубинных восстановленных компонентов (водорода, метана). В них иногда повышено содержание молибдена, фтора и других элементов.

В больших масштабах происходит процесс рудообразования на дне Красного моря в условиях межконтинентального рифта /Эмери и др., 1974; Кронен, 1983/. Придонные части выявленных здесь глубоководных впадин Атлантик II, Дискавери и Чейн заполнены хлоридно-натриевыми рассолами повышенной температуры и солёности (табл. 26). Рассолы имеют pH = 5,0 и Eh = -100 мВ; в них растворены азот, аргон и углекислота, содержится 0,06 мл/л метана, этана и других легких углеводородов. В рассолах растворено много свинца, марганца, железа, цинка, бария и меди. По сравнению с нормальной морской водой рассолы обогащены этими элементами в десятки и тысячи раз. Рудные элементы термальных рассолов находятся, вероятно, в форме хлоридных комплексов /Бишофф, 1974/.

В донных слаболитифицированных осадках (илах) выделяются семь минеральных фаций: детритовая, железистого монтмориллонита, гётитовая, сульфидная, маргансидеритовая, ангидритовая и манганитовая. Наибольший интерес представляет собой сульфидная фация илов, средняя мощность которой во впадине Атлантик II составляет 1 м, а площадь распространения $56 \cdot 10^6$ м². Среди рудных минералов этой фации осадков резко преобладает сфалерит, в подчиненном количестве находятся халькопирит и аморфный моносульфид железа. В других фациях илов из рудных элементов преобладают марганец и железо (в форме манганита, гётита, аморфных окислов железа и марганца, родохрозита и сидерита). Сульфидные минералы донных осадков, вероятно, постепенно окисляются, так как, по данным Р. Брукса и др. /1974/, pH иловых вод колеблется от 1,6 до 6,5, а Eh – от +220 до +575 мВ. Согласно сведениям Д. Бишоффа /1974/, Д. Кронена /1983/, в сухом остатке рудных илов сульфидной фации содержится в среднем 33 % железа, 11,1 % окиси цинка (содержание цинка достигает 12 %), 4,6 % меди, 0,2 % окиси свинца и 0,013 % окиси серебра. Имеются данные о латеральной зональности: вблизи рифтового шва отлагаются преимущественно сульфиды железа, а на удалении – сначала окислы марганца, а затем сульфиды цинка и свинца /Кронен, 1983; Скрипченко, 1984/.

Изотопный состав кислорода рассола (средние $\delta C^{18} = 1,21$ ‰) и концентрация в нем дейтерия ($\delta D = 7,5$ ‰) отвечают водам Мирового океана. Это, по мнению К. Эмри и др. /1974/, означает, что рассолы Красного моря не могли возникнуть в результате простой эвалоритизации океанических вод. Данные по изотопному составу углерода, растворенного в рассоле ($\delta C^{13} = -2 \div -4$ ‰), и свинца в донных осадках впадин /Купер, Ричардс,

Таблица 26. Химический состав рассолов рифтовых впадин Красного моря /по Эмери и др., 1974/, г/кг

Ион	Впадина			Мертвое море	Вода океана
	Атлан- тис	Диска- вери	Чейн		
Na ⁺	92,60	93,05	24,0	32,30	10,76
K ⁺	1,87	2,14	0,78	6,17	0,39
Ca ²⁺	5,15	5,12	1,18	13,98	0,41
Mg ²⁺	0,76	0,61	1,42	34,45	1,29
Sr ²⁺	0,04	0,04	0,01	0,20	0,008
Cl ⁻	156,03	155,3	41,9	178,20	19,35
Br ⁻	0,13	0,12	0,08	4,28	0,066
SO ₄ ²⁻	0,84	0,70	2,81	0,34	2,71
HCO ₃ ⁻	0,14	0,03	-	0,18	0,72
Si	0,03	0,003	-	<0,01	0,004
Fe	0,08	0,003	-	<0,002	0,00002
Mn	0,08	0,05	0,005	<0,004	0,00001
Zn	0,005	0,0008	-	<0,020	0,000005
Cu	0,0003	0,0001	-	0,002	0,00001
Co	0,0002	0,0001	-	-	-
Pb	0,0006	0,0002	-	0,002	0,000004
Ni	-	0,0003	-	0,002	0,0000001
Соленость	257,76	257,37	72,19	270,11	35,71
T, °C	56,5	44,7	29,1	22,0	-
Плотность, г/см ³	1,178	1,183	-	1,233	1,03

1974/ не исключают большого значения ювенильных источников этих элементов. Магматическое происхождение, по мнению Г. Форэ и Л. Джонса /1974/, может иметь стронций (в рассоле $Sr^{87} / Sr^{86} = 0,7080 \pm 0,0002$).

Принципиальными особенностями рудообразующей системы Красного моря являются: 1. Связь с крупной рифтовой структурой и положение рассолов под слоем морской воды толщиной около 2 км; 2. Железо-марганец-полиметаллический профиль рудной минерализации, находящейся в рассолах преимущественно в форме хлоридных комплексов; 3. Сбилие в составе газов CO₂, азота, аргона и углеводородов; 4. Смешанный состав вод рассолов с преобладанием морских и возможным участием ювенильных составляющих; 5. Ведущее значение ювенильных источников углерода, серы, свинца и других элементов; 6. Огромные масштабы современного рудообразования и зональность размещения рудоносных илов.

В последние годы появились уникальные данные по современному подводному минералообразованию из горячих гидротерм дна океанов в зонах океанических рифтов /Rivas, 1977; Rona, 1982; Haymon, 1983; Hekinian et al., 1983; Эдмонд, Дамм, 1983; Edmond, Damm, 1984; Lansdale, Becker, 1985; Thompson et al., 1985/. В 280 км к северо-востоку от Галапагосских островов в зоне одноименного рифта срединно-океанического хребта обнаружены многочисленные струи теплой воды, содержащие большое количество сероводорода. При увеличении температуры воды, выходящей из множества трещин в базальтоидах, в ней зафиксированы резкое уменьшение содержания Mg^{2+} и SO_4^{2-} и увеличение концентрации железа, меди, никеля, кальция, кремнекислоты и He^3 . Несколько к югу от Калифорнийского залива, который является продолжением срединно-океанического хребта, обнаружены места разгрузки перегретых ($T = 350^\circ C$) гидротерм (так называемые черные дымы, или черные курильщики). Перегретые воды вырываются здесь на поверхность дна океана из своеобразных сульфидных труб высотой в несколько метров; верхняя часть этих построек сложена ангидритом. Гидротермы в виде однородной прозрачной жидкости с отчетливо выраженной кислой реакцией содержат 0,021 % сероводорода, 0,129 % кремнекислоты, 0,01 % железа, сотые доли процента меди, никеля, кобальта, цинка и других металлов. Ионы Mg^{2+} и SO_4^{2-} , характерные для морских вод, полностью отсутствуют. По данным В.И. Кононова /1983/, воды "черных курильщиков" обогащены водородом и метаном. При смешивании их с водами океана ($pH = 7,5-8,0$) выделяется черная взвесь мельчайших кристалликов сульфидов железа, меди и цинка. Ими же сложены и трубы "черных курильщиков".

Целый "лес" иссякших "черных курильщиков" обнаружен в 30 км от Галапагосской группы термальных источников. Поле сульфидных труб здесь протягивается вдоль оси рифта на 600 м. Под трубами находится сульфидное тело мощностью в несколько десятков метров. Аналогичные сульфидные столбы и бугры высотой в десятки и шириной в сотни метров установлены в центре впадины Гуаймос в Калифорнийском заливе /Lansdale, Becker, 1985/. Из отверстий в столбах и буграх вытекает горячая ($T = 315^\circ C$), почти не содержащая Mg^{2+} и SO_4^{2-} , вода. Под сульфидными буграми в нелигитифицированных илах на глубине 10 м зафиксирована аномально высокая для донных осадков температура ($100^\circ C$). Здесь же отмечено повышенное содержание в воде He^3 , а при глубоком бурении в слаболитифицированных илах вскрыты горячие базальтовые силлы. Перегретые иловые воды имеют кислую реакцию, о чем свидетельствует наблюдаемое на глубине растворение известковых раковин морских организмов. В илах впадины Гуаймос зарегистрировано большое количество углеводов планктонной природы. В этой связи возможной причиной выпадения сульфидов из кислых гидротерм может считаться восстановительный режим донных осадков.

Известны и другие находки современных сульфидных руд на дне океанов. Все они приурочены к осям срединно-океанических хребтов. По данным ряда геологов /Koski et al., 1982; Malahoff, 1982; Hekinian et al., 1983; Tivey, Delaney, 1985/ для руд северной зоны Восточно-Тихоокеанского поднятия и хр. Хуан-де-Фука типичны сфалерит и аморфный вюрцит (в сумме 30-90 %), пирит и марказит (4-56 %). В небольшом количестве (до 4 %) присутствует халькопирит. Минералогия руд определяет их химический состав: 2-16 % железа, 20-47 % цинка, 0,1-1,3 % меди, 0,07-

0,6 % свинца, 31–40 % серы. Имеются в срединно–океанических хребтах и прожилковые сульфидные руды /Батурин, 1985/. В прожилках обнаружены пирротин, пирит, троилит, марказит, халькопирит и другие минералы, концентрирующие до $2 \cdot 10^{-7}$ % платины, родия и палладия.

Приципиальными особенностями процессов современного гидротермального рудообразования на дне океанов являются: 1. Приуроченность рудообразующих систем к осям срединно–океанических хребтов и их масштабность; 2. Перегретость гидротерм ($T > 300$ °C), наличие в них сероводорода, гелия, водорода и метана при отсутствии Mg^{2+} и SO_4^{2-} , свойственных морским водам; 3. Обогащенность вод железом, цинком, медью, никелем и кобальтом, находящимися, вероятно, в виде хлоридных и сульфидных комплексов; 4. Колчеданный цинковый и медно–цинковый состав руд при высоком содержании цинка и угнетенной роли свинца. Массовое рудоотложение, происходящее на границу дна океана – вода, вероятно, обусловлено в основном увеличением Eh растворов при разбавлении их морской водой и общим снижением температуры гидротермальной системы.

Важным типом современного рудогенеза является формирование железо–марганцевых конкреций и металлоносных глубоководных илов на дне океанов /Величко и др., 1978; Кронен, 1983; Berger, 1984; Железо–марганцевые конкреции..., 1984/. Железо–марганцевые конкреции имеют глобулярно–слоистое строение /Кожевникова, 1980/, содержат кроме железа и марганца повышенное количество никеля, кобальта, меди, свинца, цинка (табл. 27) и по сравнению с другими донными осадками обогащены ураном, радием, торием /Николаев, Ефимова, 1963/. По мнению Б.Х. Егiazарова и др. /1980/, конкреции состоят в своей рудной части в основном из тодорокита, гётита и гидрогётита. В.С. Савенко /1981/ указывает, что главными минералами марганца конкреций являются псиломелан и вернадит, а Д. Кронен /1983/ сообщает о тодороките и δMnO_2 . В последнее время в конкрециях установлены муассанит, металл–кремниевые силициды, самородное железо, медь и другие металлы /Штеренберг, 1981; Новгородова, 1983/.

Изучение распространения конкреций на дне Мирового океана показало, что поля с их максимальной плотностью (10 кг/м² и более) приурочены к системам рифтов – срединно–океанических хребтов, трансформным разломам, особенно к узлам их пересечений и площадям проявления современного подводного вулканизма /Андреев, 1980; Железо–марганцевые конкреции..., 1984/. В конкрециях на этих участках отмечаются повышенные содержания железа, марганца и цветных металлов. Именно к этим узлам приурочены находки силицидов и самородных элементов в конкрециях /Штеренберг, 1981/. В некоторых районах срединно–океанических хребтов количество кобальта превышает 1 %, никеля – 2 %, а меди достигает 1,9 % /Величко и др., 1980/. Несмотря на столь высокие содержания этих и других элементов, минеральная форма их, к сожалению, не известна. Считается, что медь, кобальт, никель, цинк и свинец сорбируются оксидами и гидроксидами железа из морской воды /Егiazаров и др., 1980/.

В свете обсуждаемой нами проблемы особый интерес представляют следующие данные: 1. Приуроченность обогащенных цветными металлами железо–марганцевых конкреций дна океанов к крупнейшим структурам планеты – системам океанических рифтов – срединно–океанических хребтов, трансформным разломам и особенно к узлам их пересечений. 2. Сложный, трудно диагностируемый минеральный состав руд и наличие рентгеноаморфных минеральных форм. 3. Находки карбидов, силицидов и самородных элементов в зонах трансформных разломов и отсутствие их в других местах. 4. Пространствен-

Таблица 27. Средние концентрации элементов в железо-марганцевых рудных образованиях океанов /по Д. Кронену, 1983/, мас. %

Компонент	Тихий океан	Атлантический	Индийский
Mn	19,78	15,78	15,10
Fe	11,96	20,78	14,74
Co	0,335	0,318	0,230
Ni	0,634	0,328	0,464
Cu	0,392	0,116	0,294
Zn	0,068	0,084	0,069
Mo	0,044	0,049	0,029
Ag	0,0006	Не обн.	-
Cd	0,0007	0,0011	-
Sn	0,00027	-	-
W	0,006	-	-
Te	0,017	0,0077	0,010
Pb	0,0846	0,127	0,093
Bi	0,0006	0,0005	0,0014

ная связь участков распространения железо-марганцевых конкреций с повышенными содержаниями цветных металлов к местам разгрузки современных металлоносных гидротерм /L. Clande, 1983; Berger, 1984/. Модели формирования железо-марганцевых конкреций рассмотрены в работе Д. Кронена /1983/ и в специальной сводке /Железо-марганцевые конкреции..., 1984/.

Главной особенностью всех современных рудообразующих систем является приуроченность их к крупнейшим структурам планеты - системам островных дуг, глубинным разломам, континентальным, межконтинентальным и океаническим рифтам, уходящим своими корнями в подкоровые глубины. Такие структуры выполняют роль планетарных тепло- и флюидопроводников, определяющих линеаментный характер дегазации Земли и поступление из недр ее мощных потоков восстановленных флюидов и флюидизированных расплавов. Участие восстановленных флюидов в рудообразующих системах подтверждено наличием в составе газов водорода, азота, аргона, гелия, углеводородов (CH_4 , C_nH_m , иногда нефть) и сероводорода, а также отложением в зонах разгрузки вод самородных элементов (золото, серебро, медь, свинец, иногда углерод, ртуть, железо), карбидов и силицидов (железо-марганцевые конкреции). Об этом же свидетельствуют возрастание степени восстановленности флюидов с глубиной и повышение их концентрации (и металлов) в системах в периоды, предшествующие сейсмической активности структур и извержению вулканов.

Вторая принципиальная особенность современных рудообразующих систем - наличие в их фронтальной части мощного кислородного барьера (геохимического экрана), способного преобразовать энергоемкие потоки глубинных восстановленных флюидов и флюидизированных магматических расплавов в верхних частях литосферы (в том числе на поверхности и в структурах дна морей и океанов) в мощные металлоносные гидротермальные бассейны. Таким кислородным барьером являются гидросфера и атмосфера Земли. На континентах это прежде всего насыщенные свободным кислородом вадозные (преимущественно, метеорные) воды, воды мелких водоемов и атмосфера, а в обстановке океанической коры - воды океанов. Размеры рудообразующих

систем составляют десятки – сотни километров по простиранию и достигают 2–2,5 км по восстанию структур. Рудообразующие системы размещаются в низах зоны кислородного барьера (на дне водоемов, в области активного дренажа подземных и глубокой циркуляции метеорных и морских вод) на пути потоков глубинных восстановленных флюидов и флюидизированных магматических расплавов, проходящих в литосферу по системам линейных элементов. Этим определяются важнейшие характеристики рудообразующих растворов и связанных с ними процессов рудогенеза: 1. Преобладание в гидротермах вадозных (преимущественно метеорных) и морских вод при соподчиненной роли ювенильной составляющей. 2. Наличие в них халькофильных (преимущественно мантйных) и литофильных (коровых) металлов, которые переносятся к местам разгрузки гидротерм в форме галоидных (существенно хлоридных), цианидных, сульфидных, тиосульфатных и других комплексов. 3. Резкие изменения pH и Eh растворов и сложный анионный состав их при двойственной (мантйной и биогенной) природе серы и некоторых газов. 4. Приуроченность массового рудоотложения к поверхности Земли и уровням зеркала грунтовых вод на континентах и к мобильным структурам дна морей и океанов. 5. Своеобразие руд, представленных существенно сульфидными (преобладают) и оксидными соединениями (железо–марганцевые конкреции) или сочетанием тех и других минеральных форм (илы Красного моря и др.) при неизменном участии самородных элементов, иногда в сочетании с карбидами и силицидами. Последнее в совокупности с общей тенденцией усиления восстановленности флюидов на глубину и данными о находках самородных металлов в газовых возгонах Камчатки в ассоциации С и Н₂ позволяет полагать возможность переноса металлов к уровню зарождения гидротермальных систем в форме сложных углеводородных комплексов /Меняйлов, 1974; Павлов, 1977, 1982, 1983б; Слободской, 1981/. Причинами массовой разгрузки гидротерм являются аномальность термодинамической обстановки системы, особенности тектонического развития и гидрогеологического режима структур, наличие в системе горизонтов вод, насыщенных свободным кислородом, или вмещающих пород, обогащенных сероводородом, смешение вод различного типа и др.

Помимо общих черт современные рудообразующие системы обладают и своими индивидуальными особенностями, имеющими принципиальное значение при рассмотрении проблем рудогенеза. Прежде всего необходимо подчеркнуть заложение и формирование их на коре разного типа: океанической (железо–марганцевые конкреции, “черные курильшки” и др.), континентальной (системы глубинных разломов и континентальных рифтов) и переходного типа (области активного вулканизма островодужных структур). Рудоносные среды дна морей и океанов относительно просты по набору главных рудных компонентов (железо, марганец, никель, кобальт, медь, свинец, цинк), а руды их сложены относительно небольшим количеством кристаллических минеральных форм. В рифтовых структурах и глубинных разломах континентов металлоносность вод определяется наличием цинка, свинца, меди, реже мышьяка, молибдена, вольфрама и других элементов; руды представлены несколькими главными минералами цинка, свинца, меди и более, чем десятком редко встречающихся форм. В термальных водах рудообразующих систем областей активного вулканизма преобладают мышьяк, сурьма, ртуть; реже высоких концентраций достигают медь, свинец, цинк и молибден. В рудах обычно присутствует большое количество минеральных индивидов. Тем самым устанавливается общая закономерность в изменении состава рудообразующих сред и минеральных форм современных руд в зависимости от фундамента, на котором формируются флюидопроводящие структуры. Закономерность эта проявляется в направленном усложнении руд современных гидротермальных систем от струк-

тур, заложенных на океанической коре, к структурам, формирующимся на континенте. Вследствие этого вполне обоснованно выглядит положение о том, что современный флюидный поток, проходя через земную кору, обогащается различными металлами.

Особенности современных рудообразующих систем в определенной мере просматриваются и в палеообъектах. Прямые связи прослеживаются от колчеданных руд вулкана Менделеева к месторождению Куроко (Япония), где часть сульфидов еще полностью не литифицирована. Рудные осадки Красного моря, вероятно, могут рассматриваться как современные аналоги стратиформных месторождений полиметаллических руд. Железо-марганцевые конкреции и илы океанов имеют некоторое сходство с осадочными и вулканогенно-осадочными месторождениями черных металлов, а сульфидные руды "черных курильшиков" представляют собой близкие аналоги колчеданных руд Кипра и других районов /Oudin, Constantinou, 1984; Scott, 1985; и др./ . Не исключается также, что прожилковая медная минерализация, обнаруженная в срединно-океанических хребтах, при дальнейшем изучении окажется одним из элементов новейшего проявления оруденения медно-порфирового типа.

2.7. ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ РУДНО-МАГМАТИЧЕСКИХ СИСТЕМ И ИЗУЧЕНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ФЛЮИДОВ

Наряду с геологическими методами изучения взаимосвязи эндогенного рудообразования с магматическими процессами, большое значение имеет проведение экспериментальных работ с различными по составу системами в широком интервале термодинамических условий. Достоинство экспериментальных работ заключается в том, что здесь имеется возможность прямого определения параметров процесса и в ряде случаев непосредственного наблюдения за его ходом. Имеются и свои трудности в интерпретации результатов опытов с многокомпонентными системами при необходимости учета большого числа действующих факторов (температуры, давления, присутствия летучих, катализаторов и др.) и ограниченности времени эксперимента. Экспериментальные и искусственно воссоздаваемые процессы с интересующими нас системами проводятся по нескольким направлениям: 1) изучение диаграмм состояния сравнительно простых систем из двух - четырех породообразующих окислов в "сухих" расплавах; 2) изучение диаграмм состояния систем породообразующих окислов с летучими компонентами при различных давлениях; 3) изучение диаграмм состояния систем типа силикат - сульфид, силикат - оксид и сложных систем типа силикаты - сульфиды - оксиды; 4) изучение процесса плавления и кристаллизации расплавов горных пород при различных давлениях; 5) изучение продуктов пирометаллургического производства, где в больших объемах взаимодействуют силикатные, сульфидные, оксидные и металлические компоненты.

По всем указанным направлениям накоплен и продолжает нарастать огромный фактический материал. Одним из главных результатов экспериментальных работ и теоретического их анализа, по нашему мнению, является расширение познаний о внутренней структуре силикатных расплавов и их свойствах при различных термодинамических условиях. Наиболее полно эти вопросы освещены в работах Д. Грина, А. Рингвуда, Г. Йодера, К. Тилли, С.А. Есина и П.В. Гельда, А.И. Островского, Н.И. Хитарова и Е.Б. Лебедева, Л.Н. Свчинникова, И.Д. Рябчикова, В.С. Соболева и многих других исследователей.

По современным представлениям силикатный расплав, каковым и является в своей основе магма, представляет собой сложную по структуре жид-

кость с преимущественно ионным строением /Есин, Гельд, 1966/. Простейший расчет состава любой магматической породы покажет, что преобладающим атомом в исходном расплаве является кислород. Поэтому структура и свойства расплава определяются прежде всего отношением других элементов, присутствующих в расплаве, к кислороду, силой связи их с атомами кислорода. По данным признакам в составе расплава различают элементы-комплексообразователи (кремний, алюминий – главные породообразующие; кроме того – титан, ванадий, бор и др.) и элементы-модификаторы (главные породообразующие – кальций, магний, натрий, калий). Железо в виде Fe^{2+} играет роль модификатора, а в виде Fe^{3+} имеет свойства комплексообразователя. Изучение структуры стекол состава $CaO-SiO_2$ /Анфилов и др., 1982/ показывает, что наилучшее объяснение свойств расплава дает модель дискретных анионов, основой которых является тетраэдр SiO_4 . Исходя из ионной модели строения расплава, его структуру можно представить в первом приближении как агрегат крупных анионных комплексов SiO_4^{4-} и AlO_4^{5-} , в пространстве между которыми размещаются катионы-модификаторы. Последние имеют различную силу связи с кислородными атомами анионных комплексов: более прочно связаны двухвалентные Ca^{2+} , Mg^{2+} , Fe^{2+} , менее прочно – одновалентные K^+ и Na^+ . В общем-то простая картина строения расплава значительно осложняется по ряду причин. Некоторые элементы могут выступать и как модификаторы и как комплексообразователи в зависимости от соотношения их концентраций с концентрацией главного комплексообразователя – кремния. При недостатке последнего комплексообразователями становятся алюминий и трехвалентное железо, углерод, фосфор и бор. При его избытке происходит полимеризация кремнекислородных комплексов вплоть до образования каркаса, в котором нет места для элементов-модификаторов. В составе природных магматических расплавов (за исключением редких случаев образования карбонатных и фосфатных магм) соотношение различных групп элементов таково, что наряду со свободными кремнекислородными комплексами присутствуют и полимеризованные, а также несколько видов простых анионов типа O^{2-} , Cl^- , S^{2-} . Все это создает в расплаве микронеоднородности, именуемые сиботаксическими группировками.

Как известно, магматические породы и породившие их магмы классифицируются по составу, определяемому соотношением породообразующих окислов. Кислотная ветвь магм характеризуется высоким содержанием SiO_2 и Al_2O_3 , т.е. комплексообразователей, основная – ультраосновная – повышенным содержанием двухвалентных модификаторов Mg , Fe , Ca , а щелочная – высокой концентрацией щелочей K и Na . Соответственно различные по составу магмы различаются по структуре, физическим, химическим свойствам и обладают спецификой процессов рудогенерации.

Несмотря на обилие проведенных экспериментальных работ, до сих пор нет достаточной ясности в вопросе о формах нахождения летучих и рудных компонентов в расплавах сложного состава. Отсюда вытекает значительная часть тех проблем, которые возникают при объяснении условий образования магматогенных месторождений, поскольку не только в постмагматических, но и в собственно магматических месторождениях рудообразование происходит при тесном взаимодействии этих групп компонентов.

Состав летучих компонентов, по существу, исчерпывается немногими

элементами: H, O, C, S, Cl, F и N. Наряду с кислородом наиболее важное значение среди них имеет водород. По количеству атомов он преобладает над всеми другими и сопоставим с кислородом, а по своим свойствам резко выделяется среди них наименьшим размером атома. По данным изучения поведения его в шлаках /Есин, Гельд, 1966/ водород в расплаве обладает очень высокой подвижностью и находится в нем в виде протона, а не в виде комплексного гидроксила, как иногда принято считать. В силикатном расплаве водород вместе со щелочными металлами играет роль типичного модификатора, но в отличие от щелочей на конечной стадии кристаллизации расплава не принимает участия в катионной части образующихся силикатов. Особо важная роль водорода как регулятора окислительно-восстановительных реакций в расплаве подтверждена экспериментально /Персиков, Эпельбаум, 1985/. Этими же исследованиями при высоком давлении водорода в системе показана низкая растворимость его в расплаве по сравнению с водой (на 2 порядка). Учитывая высокую подвижность водорода в расплавах и способность растворяться в металлах в больших объемах, можно полагать значительную роль H_2 в транспортировке рудных компонентов и самого расплава в режиме восстановления флюида из глубинного очага до уровня становления магматитов.

Другие элементы летучих компонентов, такие как углерод, сера и га-лоиды, занимают двойственное положение. В состоянии наивысшей валентности они становятся комплексообразователями (CO_3^{2-} , SO_4^{2-} , ClO_4^-), а в наиминшей - образуют самостоятельные простые анионы S^{2-} , Cl^- или соединения с водородом H_2S , CH_4 . В роли комплексообразователей они в той или иной мере изоструктурны с SiO_4 и поэтому растворимы в силикатной основе расплава. В виде простых анионов Cl^- , F^- и S^{2-} , вероятно, трудно растворимы в силикатной основе. В отношении хлора и фтора имеются данные об их нахождении в составе кремнекислородных тетраэдров по схеме /Анфилогов и др., 1984/ $SiO_4^{4-} \rightarrow SiO_3F^{3-} \rightarrow SiO_2F_2^{2-} \rightarrow SiOF_3^- \rightarrow SiF_4^0$. И в том и в другом случае они не "вписываются" в структурный каркас силикатного расплава, находятся в нем в состоянии неустойчивого равновесия и при изменении условий отделяются либо путем ликвации, либо накапливаясь в остаточном расплаве, либо переходя в газовую фазу непосредственно из исходного расплава.

Рудные компоненты магматического расплава весьма неоднородны по своим свойствам. Среди них можно выделить группу переходных металлов (Ti, V, Cr, Mn, Fe, Nb, Ta, Mo, W), которые в состоянии высших валентностей способны к комплексообразованию с кислородом. Эти элементы в расплаве достаточно прочно удерживаются кремнекислородным каркасом силикатного расплава, чем и объясняется накопление их в самых магматических породах и их наиболее ранних высокотемпературных дериватах - пегматитах, грейзенах, скарнах и высокотемпературных гидротермалитах.

Вторую группу рудных компонентов составляют халькофильные элементы, обладающие большим сродством к сере и металлоидам: селену, теллуру, сурьме и мышьяку. К ним относятся медь, свинец, цинк, серебро, золото и примыкают по ряду свойств платиновые металлы. Элементы этой группы отличны по своим свойствам как от типичных комплексообразователей (малый заряд), так и от модификаторов (легкая поляризуемость). Они удерживаются в расплаве в основном за счет связи с кремнекислородной основой через пе-

реходные элементы и прежде всего железо /Ананьев, 1973/. Благодаря этому при соответствующих условиях они в заметных количествах растворяются в силикатном расплаве, но легко отделяются от него путем ликвации, а при наличии достаточной концентрации летучих выносятся вместе с ними. По данным экспериментальных работ с силикатными расплавами конечный результат кристаллизации расплава зависит не только от его состава, определяющего температуру ликвидуса и солидуса, но и в значительной степени от давления. По данным Ю.С. Генштафта /1977/, кристаллизация расплава базальтового состава при давлениях до $5 \cdot 10^5$ МПа начинается при температуре 1150°C с образования пироксенов и заканчивается при $900\text{--}950^\circ\text{C}$ кристаллизацией плагиоклазов. Тот же расплав при давлениях $30\text{--}50 \cdot 10^5$ МПа начинает кристаллизоваться при 1350°C , образуя гранат, и завершается при $1070\text{--}1100^\circ\text{C}$, образуя пироксен. По данным Н.И. Хитарова и др. /1972/, интервал между ликвидусом и солидусом изменяется от 80° при $5 \cdot 10^5$ МПа

до 225° при $28 \cdot 10^5$ МПа. Отсюда делают выводы, что на глубинах менее $60\text{--}65$ км при кристаллизации базальтовой магмы могут выделиться только дериваты ультраосновного, основного и габбро-сиенитового состава. В более глубоких условиях кристаллизация может привести к образованию магм также и кислого состава, образующих плагиогранитную ветвь.

Расплавы андезитового (известково-щелочного) состава экспериментально изучены слабее. Они могут быть получены двумя путями при умеренном давлении: из базальтового расплава при участии воды; путем плавления пород амфиболитового состава. Исследование процесса плавления таких пород показывает, что они начинают плавиться в зависимости от давления при $900\text{--}1025^\circ\text{C}$, причем первыми плавятся амфиболы, затем плагиоклазы, и плавление растягивается в температурном интервале вплоть до 1400°C и более, что связано с присутствием пироксенов.

Наиболее сложными и неоднозначными являются результаты экспериментальных исследований с расплавами кислого состава. По существу, эксперименты с гранитными расплавами со времен Горансона в основном решали вопрос о растворимости летучих, прежде всего воды, в зависимости от давления, температуры и соотношения компонентов расплава. Экспериментальные работы с плавлением минералов гранитов в "сухом" состоянии показывают, что главные минералы гранитов - плагиоклазы и калишпаты - при давлениях свыше $32 \cdot 10^5$ и $19,5 \cdot 10^5$ МПа соответственно /Линдслей, 1971а; Стровский, 1955/ разлагаются. Н.И. Хитаров и др. /1972/ при расплавлении гранита при давлении $3 \cdot 10^5$ МПа установили, что полное расплавление калишпатов происходит при 900°C , но альбит при этом лишь оплавливается, а кварц и биотит сохраняются - их расплавление требует более высоких температур. По мнению И.Д. Рябчикова /1975/, кристаллизация эвтектического гранитного расплава происходит при температурах не ниже $800\text{--}850^\circ\text{C}$. Однако концентрация летучих значительно снижает температуру ликвидуса и солидуса отдельных минералов гранита и всей системы в целом на $50\text{--}200^\circ\text{C}$ в зависимости от ее внутреннего давления. Таким образом, для гранитных расплавов имеется очень широкий интервал термодинамических условий образования, соответствующий как глубинным мантийным уровням, так и сравнительно неглубоким зонам земной коры. Можно полагать, что глубинные гранитные расплавы потенциально более продуктивны: в отношении разнообразных рудных компонентов, чем гранитные, образующиеся в зоне метаморфизма. Источником кислых магм в глубинных условиях, как полагают /В.С. Соболев, 1979/, могут быть, например, кварцевые (коэсситовые) эклогиты, образующиеся при переплавлении базальтового материала. Такие магмы должны иметь

высокую температуру, значительно превышающую температуру ликвидуса и солидуса. Перегретые расплавы даже при насыщении их летучими остаются относительно "сухими". Температура начала их кристаллизации оценивается в 950–990 °С и более. Главными компонентами летучих в них являются сильно восстановленные флюиды, содержащие водород, углеводороды и углекислоту. Уже в процессе кристаллизации в связи с полимеризацией кремнекислородной основы расплава, появляется и нарастает парциальное давление воды за счет освобождающегося "мостикового" кислорода.

Анализ экспериментальных данных по растворимости воды в силикатных расплавах показывает /Хитаров, Лебедев, 1975/, что в зависимости от давления в расплав может быть введено свыше 6 % H_2O . Установлено, что в расплавах кислого состава растворение воды сопровождается существенным снижением вязкости, возрастанием электропроводности на четыре порядка и некоторым уплотнением расплава /Литвиновский, 1977/. Аналогичные эффекты имеют место и при введении в расплав фтора, хлора /Анфилогов и др., 1984/ и, по-видимому, других летучих компонентов. Все это свидетельствует о серьезной перестройке структуры расплава в сторону усиления его ионизации. Ионизация, в свою очередь, очевидно, должна способствовать росту растворимости металлов. Таким образом, петрологическим следствием высокого давления в глубинных условиях являются высокая растворимость летучих в расплавах, их высокая подвижность и повышенная потенциальная рудоносность. Увеличение концентрации летучих и качественное изменение их состава отодвигает границу солидуса в область более низких температур. Интервал кристаллизации, таким образом, растягивается на 300–350 °С. Гранитные расплавы относительно высоких уровней разреза земной коры (амфиболитовая фация метаморфизма) обогащаются водой в процессе своего зарождения. Они являются средне-, низкотемпературными и способны реализовать свои гидротермальные ресурсы с существенно литофильной минерализацией вблизи или даже в пределах очаговых зон.

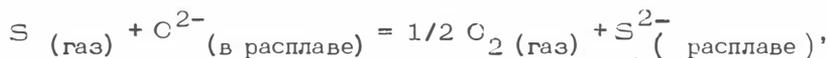
Количество экспериментальных работ с силикатно-рудными системами невелико и, по существу, ограничивается моделированием процессов образования руд собственно магматического происхождения: оксидных титаномагнетитовых, сульфидных медно-никелевых и в меньшей мере других. Некоторый дополнительный свет на эту проблему проливают данные изучения пирометаллургических процессов. Особо важное значение для проблемы образования руд цветных металлов имеют результаты экспериментального изучения силикатно-сульфидных систем и растворимости сульфидов в силикатных расплавах.

В геологическом отношении проблема растворимости сульфидов в магматических расплавах сводится прежде всего к изучению взаимоотношений сульфидных форм таких металлов, как железо, никель, медь с силикатными компонентами в расплавах основного – ультраосновного состава. Проблема достаточно широко освещена в литературе по данным металлургической практики и на основе специально выполненных экспериментальных работ. Наибольший интерес представляют работы И. Фогта, Я.И. Сльшанского, Л.Н. Свчинникова, М.Н. Годлевского, Ф.Г. Смита, Г. Йодера, Г. Киллеруда, С.А. Есина и А.В. Ванюкова, А.А. Цейдлера, где основное внимание уделяется растворимости сульфида железа, в меньшей степени никеля и меди.

Растворимость сульфида железа в силикатных расплавах по опубликованным данным варьирует в широких пределах – от единиц до 10–15 % и зависит от температуры и состава расплава. Общее мнение таково, что повышению растворимости сульфида железа способствуют рост температуры и увеличение содержания FeO в расплаве. При возрастании содержания CaO ,

щелочных металлов, глинозема и кремнезема растворимость FeO снижается. Магнезиальность расплава косвенно (через увеличение температуры плавления расплава) повышает растворимость FeO.

Д.Р. Хьютон и др. /Haughton et al., 1974/ связывают механизм растворимости сульфидной серы с взаимодействием серы с кислородом по схеме



придавая тем самым большое значение режиму серы и кислорода. Развивая это направление, А.Л. Павлов /1979/ делает вывод, что в силикатных расплавах растворимость сульфидной серы тем выше, чем выше содержание ионов C^{2-} в расплаве.

В упомянутой работе /Haughton et al., 1974/ зависимость растворимости сульфидной серы от содержаний окислов главных породообразующих металлов выражается уравнением

$$\log C_S = a_0 + a_1 \cdot N_{FeO} + a_2 \cdot N_{CaO} + a_3 \cdot N_{MgO} + \\ + a_4 \cdot N_{TiO_2} + a_5 \cdot (N_{Na_2O} + N_{K_2O}),$$

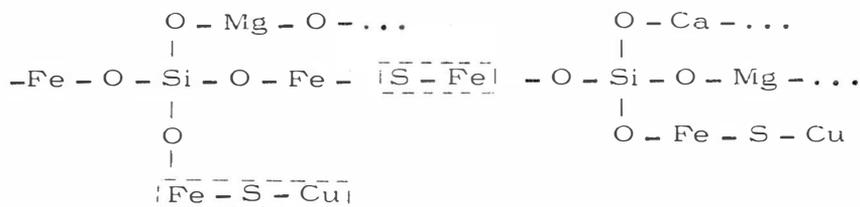
где C_S - концентрация сульфидной серы;

$a_0, a_1, a_2 \dots$ - коэффициенты регрессии;

N - молярная доля соответствующего оксида.

Собращает на себя внимание то обстоятельство, что коэффициенты a_1 и a_2 на порядок выше, чем a_3 и все последующие, и, таким образом, основное значение придается содержанию FeO и CaO. Однако в минеральную форму, как известно, сульфид кальция не переходит, и роль CaO, видимо, ограничивается растворимостью серы, но не интересующих нас сульфидов.

Механизм растворимости, по нашему мнению, связан с ионно-молекулярной природой расплава, в котором присутствуют анионы SiO_4^{4-} , S^{2-} и катионы петрогенных элементов, а также Fe^{2+} , Cu^+ и других халькофильных металлов. В молекулярном состоянии петрогенные элементы связаны через кислород с кремнекислородной основой, а халькофильные - с анионом серы. Однако известно, что, например, сульфид меди практически нерастворим в кремнеземе. Железо в форме катиона Fe^{2+} обладает сродством как к сере, так и к кислороду и входит в состав силикатных и сульфидных компонентов. Поэтому есть основание считать, что именно железо играет роль связующего звена, или "мостика", между сульфидными и силикатными компонентами расплава. Структурную связь между этими компонентами можно представить в виде схемы:



Как видно из схемы, анионы S^{2-} занимают в структуре двойное положение. Часть из них соединяет через ион Fe^{2+} кремнекислородные анионы SiO_4^{4-} , другая их часть разъединяет кремнекислородные анионы и одной валентной связью соединена с ионом Fe^{2+} , а другая остается свободной. Первый вариант связи объясняет растворимость FeS в силикатном расплаве. Примечательно, что здесь сера не "извлекает" для построения сульфида "силикатное" железо, а привносит в расплав свое "сульфидное" железо, а это означает, что растворение и отделение сульфида железа не изменяет основности силикатного расплава.

Второй вариант связи аниона S^{2-} дает возможность понять механизм растворимости в силикатном расплаве меди и других халькофильных элементов. Катион меди удерживается в расплаве второй валентностью серы, первая валентность которой связана с "силикатным" железом. Но при этом катион железа перестает быть только "силикатным", а в равной степени становится и "сульфидным". В этом случае при отделении сульфидного расплава остающийся силикатный расплав теряет часть железа, что должно вызывать понижение его основности. Таким образом, растворение сульфидов халькофильных элементов в железистом силикатном расплаве не влияет на его основность, но отделение их в процессе ликвации снижает ее. Такое заключение подтверждается наличием парагенетической ассоциации богатых медью руд с более кислыми дериватами, в то время как ликвационные, преимущественно пирротиновые руды, нередко ассоциируют с практически неизменными породами основного и даже ультраосновного состава.

Ход дифференциации силикатно-сульфидного расплава представляется в следующем виде. В недосыщенных серой расплавах кристаллизация начинается с выделения силикатов (оливина и пироксенов). По мере их выделения повышается концентрация сульфидов и наступает момент ликвации с образованием двух жидких фаз: существенно сульфидной и существенно силикатной. В случае пространственного их обособления они дифференцируют самостоятельно. Из силикатной жидкости, имеющей уже меньшую основность, чем исходный расплав, кристаллизуется порода с вкрапленным сульфидным оруденением. Из сульфидной жидкости при снижении температуры путем ликвации образуются сульфидный и силикатный расплавы, но последний — более кислый, чем после первой ликвации. С раскристаллизацией этого расплава, по-видимому, связано образование известных на Талнахском месторождении силикатных глобулей и включений в сплошных сульфидных рудах. Под микроскопом в них обнаруживаются полевые шпаты, кварц, магнетит. Вероятно, при участии этих расплавов образуются и своеобразные сульфидно-силикатные штоки, напоминающие по своим структурно-текстурным особенностям и минеральному составу пегматиты. Все это указывает на повышение активности кислорода, CO_2 и других флюидных компонентов. Судя по всему, флюидная среда проявляет себя в явной форме лишь в конце магматического этапа развития рудно-магматической системы.

Среди крупных месторождений цветных металлов непосредственно из магматических расплавов формируются только месторождения меди, никеля и сопровождающих их платиновых металлов. Большинство крупных и уникальных месторождений меди и других цветных металлов относится к эндогенным месторождениям других типов, формирующихся при участии флюидной среды. Существующие представления о составе, строении и свойствах флюидной рудообразующей среды основываются в большей степени на геологических, а не экспериментальных данных. Следует отметить, что экспериментально по-

ка не получено вещество, которое в полной мере отвечало бы свойствам флюида в понимании геологов. Поэтому предлагаемая здесь модель флюида является попыткой синтезировать геологические и физико-химические данные по этому вопросу с целью совершенствования наших представлений о процессах эндогенного рудообразования.

Судя по геологическим данным, флюид представляет собой высококонденсированную систему (среду), способную выносить из глубин Земли рудные компоненты. Обладая устойчивостью в определенных интервалах температур и давлений, он способен переносить металлы в верхние горизонты земной коры. Химический состав флюидов разнообразен и подвержен изменениям. В мантии, по данным изучения флюидных включений в мантийных ксенолитах /Коваленко и др., 1986/, флюиды могут иметь углекислотно-сульфидно-силикатный состав и представляют собой эмульсию высокоплотной углекислоты с взвешенными каплями сульфидно-силикатного состава. Ф.А. Летников и др. /Флюидный режим..., 1977/ среди мантийных флюидов выделяют флюиды ранней стадии, состоящие из CH_4 , H_2 , F_2 , He , CO_2 и N_2 , флюиды зрелой стадии, представленные H_2C , SO_3^- , Cl^- , H_2S , S_2^{2-} , HS^- , Ar , и флюиды стадии отмирания, в которых присутствуют CO_2 , SO_4^{2-} , HCO_3^- , NO_3^- , ClO_4^- , J^- , Br^- . Многие исследователи указывают на большую роль водорода в составе флюидов глубинного происхождения и связанных с магмами основного - ультраосновного состава. И.Д. Рябчиков /1975/ на основе анализа физико-химической информации по экспериментальным работам и теоретическим исследованиям фазовых равновесий приходит к выводу, что гранитные расплавы, интродуцирующие в верхние структурные этажи земной коры, представлены относительно сухими силикатными расплавами, из которых первыми во флюидную фазу переходят соединения углерода, хлора и серы (с водородом?). По мере дальнейшей кристаллизации расплава увеличивается количество воды и других летучих.

Формы химической связи элементов во флюидах весьма различны. Многие полагают, что в мантийных флюидах преобладают бескислородные или бедные кислородом соединения типа углеводородов, свободных водорода, азота, CC , CO_2 , N_2 и др. Во флюидах гранитоидных магм основными компонентами являются H_2C , CC_2 и в молекулярном состоянии Cl , F , H_2C , которые в той или иной мере могут быть диссоциированными. Стмечается, что в гидротермальную стадию эволюции флюида в нем появляются высококислородные соединения типа ClO_4 , NO_3 , SO_4 , CO_3 и т.д. В катионной части состава здесь преобладают петрогенные металлы: калий, натрий, кальций и магний. Вопрос о форме нахождения одного из главных компонентов флюида - кремнезема - остается, пожалуй, одним из самых неясных.

Строение (внутренняя структура) флюида, физическое состояние системы, состоящей из столь разнородных компонентов, - это другой весьма важный и неясный вопрос. Большинство исследователей определяют физическое состояние флюида как промежуточное между магматическим расплавом и гидротермальным раствором. Действительно, многие факты указывают на то, что флюид - это достаточно высококонденсированная среда, обладающая высокой подвижностью, и если не вполне однородная, то, по крайней мере, достаточно устойчивая в некоторых интервалах термодинамических условий. Такому состоянию отвечает жидкость с низкой вязкостью и взаиморастворимостью слагающих ее компонентов. Последнее возможно, если компоненты имеют опре-

деленную общность структуры или химического состава, или и то и другое.

Весьма интересна, по нашему мнению, работа А.А. Маракушева с соавторами /1983/. Авторы допускают существование флюидных магм, состав которых может быть оксидным, силикатным, галогенным и др. Флюидные магмы близки по плотности к силикатным, но имеют низкие температуры кристаллизации. Эти флюидные расплавы при снижении температуры (до 300–400 °С) и давления расслаиваются с выделением гидротермальных растворов. Развитие этой гипотезы может внести существенный вклад в теорию рудообразования.

В процессе изучения флюидов мы выдвинули идею о возможности также и тетраоксидной формы связи летучих компонентов флюидов, зарождающейся уже в магматическом расплаве /Ананьев, 1981, 1982/. При этом мы исходили из того, что среди конечных продуктов эволюции флюидов в жилах выполнения преобладают кварц, карбонаты, сульфиды, барит. Все это кислородные соединения кремния, углерода и серы, которые могут существовать как ангидриты соответствующих кислот или в свободном состоянии в виде SiO_2 , CO_2 , SO_3 , Cl_2O_7 . Кроме общеизвестных вышеуказанных форм, существуют соединения типа тетраоксидов, которые по стехиометрическому составу отвечают анионам соответствующих кислот, но не обладают электрическим зарядом, т.е. представляют собой нейтральные молекулы.

Тetraоксидные комплексы известны для серы, азота. Можно предполагать возможность образования их для хлора, кремния, углерода. Все они обладают довольно высокой плотностью (от 2 до 3,5 и более), имеют маслоподобную консистенцию. Прекрасным примером такого вещества являются серный ангидрит и тетраоксид серы. Названные свойства сохраняются у них и в соединениях с водородом. Примечательно, что высококонцентрированная серная кислота (купоросное масло) практически не реагирует с металлами, т.е. представляет собой тяжелую химически нейтральную молекулярную жидкость (приближенная модель флюида).

Характерной особенностью молекулярных жидкостей является способность образовывать однородные смеси с широкими вариациями состава. По данным А.А. Маракушева и др. /1983/, такие простейшие смеси, как $\text{H}_2\text{O}-\text{CO}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{H}_2$, $\text{H}_2\text{O}-\text{CH}_4$, образуются при надкритических для воды температурах. Как видно из состава, в смесях одновременно присутствуют восстановленные и окисленные формы углерода и водорода. В надкритическом состоянии флюид подобного состава химически инертен, но обладает большой внутренней энергией, сопоставимой с энергией взрывчатых веществ.

Формы переноса рудных компонентов во флюидах могут быть различными. Так, при образовании сульфидных медно–никелевых месторождений мы имеем дело с крайним случаем, когда флюид – рудная магма состоит почти целиком из рудных компонентов. Летучие растворены в сульфидной жидкости и выделяются из нее вначале путем ливкации вместе с силикатными компонентами и лишь потом переходят в раствор, который создает во вмещающих породах ореол метасоматитов, подобный тому, который наблюдается на скарповых и гидротермальных месторождениях.

В большинстве случаев во флюидах все же преобладает растворитель, имеющий в начальной стадии своего развития преимущественно сложный молекулярный состав. По мнению А.А. Маракушева и др. /1983/, молекулярные жидкости в надкритическом состоянии способны растворять оксиды различных элементов. Вероятно, это должны быть металлокислородные комплексы, изоструктурные с молекулярной основой флюида. К ним могут быть от-

несены комплексы типа RO_4 , где R – это Sn, Mo, W, Ta, Nb, т.е. элементы (металлы), обладающие малым размером катиона и большим зарядом. Кроме того, экспериментально установлено, что хлор и фтор могут входить в кислородные комплексы, замещая атом кислорода и образуя комплексы типа RO_3Cl , RO_2Cl_2 , $ROCl_3$, вплоть до RCl_4 (аналогично и для фтора), причем в этом случае во флюиде будут присутствовать и анионы Cl^- и F^- , что способствует растворению и других металлов. Таким образом, во флюиде могут находиться и переноситься металлы в молекулярных соединениях и в ионном состоянии. Ионная форма переноса, вероятно, более характерна для халькофильных металлов.

Анализ экспериментальных данных и имеющихся сведений по физическим и химическим свойствам вероятных химических соединений, участвующих во флюидном процессе, показывает, что условия, необходимые для образования флюидов, соответствуют глубинным зонам земной коры и мантии. При этом можно представить различную обстановку развития процесса рудообразования с участием флюидов. При зарождении флюидов без расплавления или с частичным выплавлением вещества образуются сильно восстановленные флюиды водородного и углеводородного состава. Эти флюиды проходят длительный путь до области разгрузки в верхней части земной коры. С ними, по всей видимости, идут металлы, обладающие летучестью в восстановительных условиях. Из металлургической практики известно, что к таким элементам прежде всего относятся ртуть, сурьма и мышьяк. Крупные месторождения этих металлов, а также флюорита и некоторые крупные свинцово-цинковые месторождения стратиформного типа характеризуются отсутствием видимой связи с магматическими породами, но контролируются зонами глубинных разломов. В связи с формированием базитовых, гранитоидных магм и внедрением их в верхние горизонты земной коры отделение флюидов происходит как по пути движения, так и на месте образования интрузий. Становление магматических расплавов различного состава в условиях малой глубины земной коры, на поверхности и границе литосфера – океан с отделением флюидов на конечных стадиях сложных процессов дифференциации приводит к образованию преимущественно водных флюидов, обогащенных H_2O и Cl . С этим вариантом развития рудно-магматического процесса, вероятно, связано формирование главной массы месторождений халькофильных металлов.

Глава 3

ПРЕДЛАГАЕМАЯ ГИПОТЕЗА КРУПНОМАСШТАБНОГО РУДООБРАЗОВАНИЯ

(на примере халькофильных металлов)

3.1. ВЕРОЯТНЫЙ ИСТОЧНИК ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ УНИКАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Приведенный выше анализ фактических данных показывает, что рудно-магматические системы крупных и уникальных месторождений халькофильных металлов зарождаются в условиях значительной глубины, а реализуются в верхних частях литосферы, включая поверхность и структуры дна морей и океанов. Они размещаются в основных линейных элементах Земли – глубоководных разломах, зонах автономной тектономагматической активизации и рифтогенеза континен-

тов, вулканических поясах, внутренних зонах палеоостровных дуг и системах океанических рифтов. Важнейшими рудоконцентрирующими структурами крупномасштабного оруденения являются поперечные региональные и трансформные разломы и узлы пересечения их с главными линеamentами. Рудоносные структуры такого типа характеризуются высокой мобильностью и сейсмичностью, длительным (и сверхдлительным) развитием, повышенной "океаничностью" коры с преобладанием в разрезе ее базальтового (или диоритового) слоя, относительно неглубоким залеганием мантии, аномальными тепловыми и геохимическими полями с повышенным восстановительным режимом флюидов и, несомненно, относятся к категории глубинных (подкоровых) по уровню заложения. Обладая высокой проницаемостью, они дренируют земную кору и являются путями активной дегазации (тепло- и массопереноса) подкоровых зон планеты /Велицкий, 1970; Волохов, 1979; Сквозные рудоконтролирующие структуры, 1986/. Крупномасштабное оруденение при этом обнаруживает связи с разнообразными по составу (от ультраосновных до кислых) "сухими" высокотемпературными расплавами, зарождающимися в мантии или в условиях обезвоженного гранулит-базитового слоя коры под воздействием глубинных флюидных потоков и базальтовых магм.

Подкоровая и корово-мантийная природа крупномасштабных рудно-магматических систем подтверждается геологическими и минералого-геохимическими признаками, свойственными крупным и уникальным месторождениям халькофильных металлов, а также данными по флюидному режиму Земли. Заслуживают пристального внимания в этом плане факты необычного состава первичных включений в сульфидах (газово-жидко-солевой с содержанием твердой фазы до 90 об. %) и вкрапленниках магматических пород (сульфидные и сульфидсодержащие) крупнейших месторождений Рудного Алтая, Урала, Казахстана и высокие температуры их гомогенизации и вакуумной декрепитации /Старостин и др., 1979; Юсупов, 1985; Парильов, 1988/.

Прямыми свидетельствами глубинной природы основной массы халькофильных металлов являются многочисленные находки их в самородном состоянии в виде сплавов и сульфидов в несомненно подкоровых магматитах и вероятном субстрате рудоносных расплавов. К их числу относятся данные о значительном содержании сульфидов в ксенолитах гранат-ильменитовых гипербазитов (до 11 % шлифа) и других ультраосновных пород (до 5 %) из кимберлитовых трубок и щелочных базальтоидов /Владимиров и др., 1976; Вахрушев, 1980/. Указывается, что парагенезис сульфидов глубинных ксенолитов ультрабазитов и эклогитов (пирротин, пентландит, халькопирит, сфалерит) и форма их выделения (каплевидные обособления) аналогичны составу и особенностям главных рудных минералов ликвидационных медно-никелевых месторождений /Вахрушев, 1980; Щеглов, Говоров, 1985/. В ультрабазитах и базитах, в том числе в раннемагматических минералах этих пород (олиvine, пироксенах) установлены включения сульфидов (пирит, халькопирит, пентландит, сфалерит), самородных элементов (железо, медь, никель, цинк, свинец, алюминий и др.) и их сплавов /Зотов и др., 1980; Самородное минералообразование..., 1981; Самородное элементообразование..., 1985а-в; Олейников, 1981, 1983/. Микроскопические обособления пирротина, халькопирита - пирротина - пентландита обнаружены также в толеитовых базальтах Индийского и Тихого океанов, в базальтах и андезитобазальтах Камчатки и Курильских островов /Иванкин, Назарова, 1988/. В перидотитах описан джозефинит (сплав железа и никеля), находящийся в сростании с магнезиальными силикатами (энстатит, диопсид, оливин, гранат), арсенидами и сульфидами /Owen, Burns, 1940; Bird, Weathers, 1975; Слободский, 1981/. Возможная продуктивность эклогитов на медно-никелевое оруденение подчеркивается наличием в их ксенолитах из

кимберлитовых трубок Якутии джерфишерита /Добровольская и др., 1975; Лазько, Целин, 1977; Говоров и др., 1984; Щеглов, Говоров, 1985/. Особый интерес в отношении первичной рудоносности подкорового субстрата представляют первые находки в эклогитах самородного серебра, золота /Щеглов, Говоров, 1985/ и наличие в щелочных базальтах мантийных ксенолитов, образовавшихся из флюида, являющегося эмульсией высокоплотной углекислоты (около 70 %) с взвешенными каплями сульфидно-силикатного расплава /Коваленко и др., 1986/.

Имеющиеся данные указывают на уникальность крупномасштабного рудообразования, проявление его во все время истории геологического развития планеты и определенную независимость от формирования структур земной коры. Это позволяет говорить о единстве и глобальном характере процессов рудогенеза и причин его порождающих. Тем самым подтверждается правомерность отнесения крупных и уникальных месторождений халькофильных металлов к классу мантийных и мантийно-коровых /Глобальные закономерности..., 1974; Щеглов, 1980; Томсон, Полякова, 1985; Щеглов, Говоров, 1985/ или выделения их в особые ряды рудных формаций, связанных с эволюцией флюидных и флюидно-магматических колонн мантийного и мантийно-корового заложения /Иванкин, 1986; Иванкин, Назарова, 1988/. Главным фактором развития таких рудообразующих систем, вероятно, является соотношение основных компонентов флюида (C - O - H), прежде всего окислительно-восстановительный режим среды с последовательным нарастанием степени окисления глубинной составляющей ее по мере продвижения системы в верхние горизонты земной коры /Маракушев, 1972, 1976; Павлов, 1977; Летников, 1979; Эпельбаум, 1980; Литвиновский, Летников, 1981; Летников и др., 1981/. Масштабность процесса в этом случае может быть следствием глубины размещения источника основных рудообразующих компонентов, длительной активности и высокой "работоспособности" его в условиях унаследованного развития рудоподводящих структур и резкой смены восстановительного режима первичных (подкоровых) металлизированных флюидов на окислительный в зоне мощного кислородного геохимического барьера вблизи поверхности Земли.

Не исключено, что корни крупномасштабных рудообразующих систем в соответствии с предложенными моделями Земли /Семененко, 1974; Ларин, 1980/ уходят в металлические сферы нижней мантии и ядра, центральная часть которого представлена гидридами или гидридами и карбидами металлов. Новые геохимические модели Земли, развивающие известные идеи Н.И. Вернадского /1954, 1960/, открывают широкие возможности глубинного рудогенеза и указывают на вероятный мощный источник рудообразующих флюидных систем в виде металлизированных геосфер мантии и ядра. Периодическая активизация глубинных геосфер Земли по системам подкоровых линейных элементов вызывает массовую дегазацию планеты и тем самым определяет возможности зарождения высокопродуктивных расплавов на уровнях верхняя мантия - кора с последующим образованием рудоносных магматических формаций и уникальных месторождений халькофильных металлов в приповерхностных структурах земной коры.

3.2. ХАРАКТЕР РУДООБРАЗУЮЩИХ СРЕД, РЕЖИМ ФЛЮИДОВ, ВОЗМОЖНЫЕ ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ И ПЕРЕНОСА МЕТАЛЛОВ

Путь рудообразующего флюида от вероятного уровня его зарождения в металлизированных геосферах мантии - ядра к поверхности Земли является длительным и сложным. На таком расстоянии происходят значительные пере-

пады давлений (десятки тысяч мегапаскалей) и температур (тысячи градусов), а также смена окислительно-восстановительного режима флюидов и физико-химических условий среды, что вызывает неизбежные фазовые превращения в системе. Многие элементы (кремний, щелочные металлы и др.) по мере продвижения флюида снизу вверх приобретают новые свойства, отвечающие определенным Р и Т. В итоге создаются благоприятные условия для образования многочисленных металлосодержащих смесей, простых и сложных комплексных соединений, меняющихся в соответствии с термодинамическим режимом флюидного потока. Это в совокупности с высокой "работоспособностью" источника металлов и длительностью его активности определяет широкие возможности переноса глубинными флюидами значительных объемов рудного вещества. В общем виде огромная по протяженности колонна преобразований в структурах, дренирующих кору и мантию, условно может быть расчленена на три зоны: нижнюю - металлизированные сферы мантии - ядро (зона зарождения рудообразующего флюида); среднюю - верхняя мантия - земная кора (зона преобразования рудоносного флюида во флюидизированную рудно-магматическую систему); верхнюю - верхние уровни литосферы (зона становления рудоносных магматитов и рудоотложения).

Нижняя зона рудообразующих систем характеризуется высокими температурами, сверхвысокими давлениями и недоступна прямому изучению. Наиболее благоприятные условия для зарождения таких глубинных систем, вероятно, создаются во внешней части ядра, где при падении давления в связи с глобальными дислокациями реализуется частичный распад гидридов, карбидов и происходит освобождение растворенного в металлах водорода с образованием флюидных потоков. Выявленные тренды флюидного режима глубинных структур, анализ существующих термодинамических расчетов и результатов экспериментальных исследований позволяют в качестве главных компонентов флюида в зоне назвать водород, углерод, CH_4 , CO и металлы, включая щелочные, которые при высоких давлениях проявляют халькофильные свойства и могут входить в состав высокоплотных соединений с H_2 , S , C и F /Маракушев, Перчук, 1974; Маракушев, 1978; Ларин, 1980; Овчинников, 1985/. Это область неустойчивости силикатов. Имеются сведения /Овчинников, 1985/ о возможном наличии в ядре серы (до 15 %), самородного кремния, азота и инертных газов (гелий и др.).

В условиях сверхвысоких давлений газы находятся преимущественно в состоянии сжатого флюида, свойства которого значительно ближе к свойствам жидкости, чем к свойствам газов при умеренном давлении, а плотность сопоставима с таковой основных пород /Мельник, 1979/. Термодинамически устойчивы в системе самородные металлы, их смеси с газами (в основном металлы с растворенным водородом, гидриды, карбиды, нитриды /Вернадский, 1954; Маракушев, Генкин, 1972; Маракушев, Перчук, 1974; Мельник, 1979; Ларин, 1980/ и сульфиды /Овчинников, 1985/. Возможно стабильное существование летучих соединений тяжелых металлов, например карбониллов железа, никеля, хрома и др., устойчивости которых способствует резкое повышение фугитивности CO с ростом давления /Мельник, 1979/. Не исключается устойчивость в системе и других металлоорганических соединений. Вся сумма данных свидетельствует о высокой восстановленности флюидов нижней зоны рудообразующих систем. Наиболее летучими компонентами в условиях сверхвысоких давлений считаются CH_4 , CO , N_2 и H_2 /Мельник, 1979/. Вероятными носителями их в первую очередь являются металлы, обладающие щелочными свойствами /Маракушев, 1972; Павлов, 1977/.

Давление и температура влияют на взаимодействие водорода с металлам-

ми по-разному: повышение P способствует окклюзии и гидридообразованию, а рост T без повышения давления вызывает разложение гидридов с переходом гидрид-иона в активизированное протонное состояние и дегазацию водорода из металлов. Запредельные температуры вызывают бурное разложение гидридов /Ларин, 1980/. По существу, аналогичным образом должны вести себя в условиях высоких давлений и соединения углерода, по типу которых построены полимерные соединения алюминия и кремния с водородом – силаны, алуаны (например, силикоацетилен – Si_2H_2).

Таким образом, только одно повышение температуры в области высоких давлений может вызвать бурную дегазацию водорода и соединений его с углеродом из зоны металлов. Наиболее интенсивно процессы дегазации проявляются в зонах нарушения стационарного равновесия, сопровождаемого глубинными дислокациями и повышенным тепловым потоком. Высокая степень "дефектности" среды в таких зонах обуславливает аномальную проницаемость ее даже на больших глубинах, когда миграция флюида осуществляется через весь объем вещества. Тип рождающегося флюида определяется соотношением в системе C и H_2 (C , H и C/H типы). При наличии серы флюид усложняется.

Снижение давления в зонах нарушения стационарного равновесия создает возможность формирования потоков флюидов в зонах крупных линейных элементов, выполняющих роль тепло- и массопроводников. Этим же стимулируются реакции между устойчивыми в условиях сверхвысоких давлений соединениями (гидриды, карбиды, самородные металлы и соединения металлов с водородом, серой, возможно с хлором и фтором) с освобождением в конвектируемом вверх материале сильно восстановленных флюидов. Сложное преобразование вещества в зонах глубинных дислокаций происходит с приращением объема, что, в свою очередь, провоцирует гравитационную неустойчивость и конвективный перенос вещества на более высокие горизонты мантии, а в дальнейшем и на уровень коры. Зоны длительно развивающихся глубинных дислокаций, таким образом, весьма благоприятны для аккумуляции рудообразующих флюидов и их дальнейшего перемещения в верхние слои литосферы в виде направленных потоков /Флюидный режим..., 1977/. Металлогеническое значение флюидных потоков тем эффективнее, чем выше их насыщенность рудными компонентами и сероводородом.

Наиболее вероятными формами переноса рудообразующих элементов в пределах зоны будут "наводороженные" металлы, их смеси с газами и соединения с углеродом и углеводородами (элементоорганические соединения), обладающие в условиях высоких давлений повышенной летучестью и способностью к переносу тяжелых металлов /Мельник, 1979; Слободской, 1981/. Сера, по-видимому, мигрирует в форме сероводорода. Свою роль играют ионные, или солеобразные гидриды и расплавы солей щелочных и щелочно-земельных металлов. Солеобразные гидриды содержат гидрид-ионы H^- и катионы металлов, обладающих щелочными свойствами (NaH , KH , CaH_2 , MgH_2).

Сни являются сильными восстановителями, характеризуются высокой реакционной способностью и легко без разложения растворяются в расплавах галогенидов щелочных металлов /Мессер, 1966; Маккей, 1968; Коттон, Уилкинсон, 1969; Павлов, 1977/. Расплавы щелочных и щелочно-земельных металлов составляют солевой фон восстановительных флюидов. Они обладают относительно низкой температурой плавления (ниже температуры плавления вмещающих пород), вязкостью, малым поверхностным натяжением и высокой фильтрационной способностью /Павлов, 1977/. В глубинных условиях расплавы щелочных металлов выполняют роль растворителя и тем самым способст-

вуют экстракции гидридов, транспортировке их без разложения и аккумуляции в структурных ловушках линеаментов на уровнях верхней мантии и земной коры.

Средняя зона рудоносных систем, где обычно происходит преобразование флюида, транспортирующего металлы, во флюидизированную рудно-магматическую колонну, охватывает верхнюю мантию - земную кору и располагается в основном ниже гранитного слоя как области активного синтеза воды и границы гидросферы. Эти уровни твердой оболочки Земли, будучи относительно обезвоженными /В.С. Соболев, 1964, 1973/, под влиянием глубинных флюидов продуцируют "сухие" энергоемкие высокотемпературные расплавы, способные к значительному перемещению по вертикали, вплоть до поверхности Земли /Штейнберг, Ферштатер, 1968; В.С. Соболев и др., 1970; Баратов, Лутков, 1976; Кузубный и др., 1978/.

Условия магмообразования могут быть определены по результатам изучения расплавных включений в ранних (ликвидусных) минералах различных по составу магматических пород и экспериментальным данным. Приближенно они оцениваются следующими параметрами: вблизи границы раздела графит - алмаз $P = 5-6 \cdot 10^9$ Па, $T = 1200-1500$ °С при P_{H_2O} около 0; более высокие уровни мантии, продуцирующие гипербазитовые расплавы, имеют $P = 1-4 \cdot 10^9$ Па, $T = 800-1300$ °С при $P_{H_2O} = 0,1 P_{общ}$ и выше; на уровнях мантии, продуцирующих базальтовые магмы, $P = 4,5-20 \cdot 10^8$ Па, $T = 1200-1450$ °С при $P_{H_2O} = 0,1-0,2 P_{общ}$ и $T = 1000-1180$ °С при $P_{H_2O} = 0,4 P_{общ}$; у гранулит-базитового слоя коры (зарождение "сухих" высокотемпературных кислых магм) $P = 5-10 \cdot 10^8$ Па, $T = 850-1300$ °С при $P_{H_2O} = 0,2 P_{общ}$ и выше. Нижним пределом распространения воды в

мантии принимается граница раздела графит - алмаз (120-180 км), ниже которой минералы, содержащие воду, отсутствуют /В.С. Соболев, 1964, 1973; В.С. Соболев и др., 1970/. Роль глубинных флюидных потоков в магмообразовании показана в работах Л.С. Коржинского /1968/, Ю.А. Кузнецова, Э.П. Изоха /1969/, В.В. Велинского /1970/, А.Л. Павлова /1977/, И.М. Волохова /1979/, Р.М. Слободского /1979, 1981/ и др.

Процессы глубинного магмообразования протекают в восстановительной обстановке. Главными компонентами флюида, сосуществующего с расплавом в условиях мантийного и нижнекорового магмообразования, судя по результатам изучения состава включений в породах, минералах и газовому режиму вулканических извержений, являются H_2 , CO , CH_4 , $C_n H_m$, N_2 , H_2S , HCl , HF , возможно, H_2O . Им сопутствуют гелий и аргон. Содержание свободного водорода в лавовых потоках базальтоидов иногда достигает 40 об. %. Преобладающей формой его в области магмогенерации как промежуточной зоны между внутренними (ядро, нижняя и средняя мантия) и внешними оболочками Земли - атмосферой являются нейтральные атомы (H) и молекулы (H_2). Поэтому здесь устойчивы водородные соединения с ковалентной связью, прежде всего углеводороды /Павлов, 1977/. Значительно повышена фугитивность серы. Из щелочных металлов большую роль в петро- и рудогенезе играют натрий и калий, создающие на основе соляной и плавиковой кислот летучие галоидные соединения системы и солевой фон флюида. Доказаны суще-

ствование высокотемпературных сульфатов /Пузанов и др., 1978/ и мантийное минералообразование с участием углекислотно-сульфидно-силикатного флюида /Коваленко и др., 1986/. Наиболее активны на уровне магмообразования водород, углерод, углеводородные соединения, сероводород и галоиды. Установлено, что в мантийных расплавах содержание восстановленных газов (H_2 , CH_4 , C_nH_m , CO) выше, чем в коровых магмах. Обычно они заметно преобладают над окисленными компонентами. Это подчеркивает восстановительный режим флюидов высокотемпературных расплавов с четкой тенденцией повышения степени восстановленности среды магмообразования по мере увеличения глубины залегания очаговых зон.

С восстановительным режиме магмообразования свидетельствуют и минералогическо-петрографические особенности пород. Термодинамически устойчивы в условиях средней зоны прежде всего силикаты раннемагматических (интрателлурических, докамерных) минеральных ассоциаций. Как было показано выше, в ультрабазитах они представлены оливином и хромистым гранатом, оливином, пирропом, клино- и ортопироксеном, оливином и пироксенами; в базитах — основным плагиоклазом, орто- и клинопироксенами или плагиоклазом, пироксенами и оливином; в высокотемпературных гранитоидах — средним — основным плагиоклазом (до анортита), орто-, клинопироксенами, реже оливином, гранатом и кварцем или высоким анортотоклазом, санидином, кварцем и гранатом. Совместно с силикатами интрателлурических (докамерных) ассоциаций устойчивы многочисленные самородные элементы (включая алюминий) и их сплавы, карбиды, силициды и высокотемпературные оксидные минералы — корунд, шпинелиды, пикроильменит и др.

Доказано, что металлизация расплавов с выделением карбидов, самородных элементов, сплавов и даже частично раннее окисление их происходят в раннемагматическую стадию образования пород /Самородное минералообразование..., 1981; Самородное элементообразование..., 1985а-в/. Важнейшими регуляторами реакций в расплаве являются водород, углерод и их соединения, определяющие режим восстановленного флюида в очаговой зоне и по мере продвижения расплавов до уровня становления магматитов. Несмотря на такие условия флюидной фазы полного восстановления металлов в магме не происходит, так как имеющаяся в породах и синтезированная при плавлении субстрата вода увеличивает потенциал кислорода, что приводит к нарушению восстановительных реакций. С этим, вероятно, связано частичное окисление самородных элементов и сплавов в докамерный период развития рудно-магматических систем. Одной из определяющих реакций при образовании и подъеме магм, содержащих элементарный углерод (графит), а из летучих CH_4 , CO_2 и H_2C , является взаимодействие углерода с водой, сопровождающееся уменьшением концентрации H_2C и увеличением CO_2 , CO , H_2 и CH_4 во флюидной фазе расплава в определенном диапазоне давлений. Это приводит к "осушению" магмы и одновременно служит источником CO_2 , CO , H_2 , а в определенных условиях и CH_4 /Кадик, Луканин, 1985/. В итоге происходит своеобразное саморегулирование окислительно-восстановительных реакций флюидных компонентов магматического расплава, что подтверждено и экспериментальными исследованиями /Персиков, Эпельбаум, 1985; Персиков и др., 1985; Чехмир и др., 1985/. Понижение температуры магм, обогащенных CO , приводит к выделению графита, а также смеси $CH_4 + H_2C$. При понижении давления графит расходуется на реакции с водой. Сохранение графитовой фазы в равновесии с магмой вплоть до низких давлений приводит к появлению на поверхности безводных расплавов /Кадик, Луканин, 1985/.

Заимствование рудных компонентов из субстрата и привнос их в очаговую зону с металлизацией магматических расплавов под воздействием тех же восстановленных флюидов имеет ряд металлогенических следствий, подмеченных Б.В. Олейниковым /1983/: 1) обособление металлов на раннемагматической стадии от силикатной матрицы должно облегчить экстракцию их флюидной фазой, отделяющейся от кристаллизующейся магмы; 2) металлизация силикатных магм открывает широкие возможности процессам сульфидизации самородных халькофильных металлов по мере возрастания активности серы /Павлов, 1979/. К этому следует добавить, что при длительном формировании глубинных магматических очагов появляется возможность значительного обогащения силикатных расплавов металлами. В этом случае магмы приобретают отчетливую металлогеническую специализацию, т.е. становятся потенциально высокорудоносными. Продуктивность магм может заметно возрасти за счет дополнительного привноса халькофильных металлов восстановленными флюидами на уровни промежуточных очагов и камерных пространств.

Ограниченная растворимость и уникальная подвижность водорода в силикатных расплавах при высокой растворимости его в металлах /Ларин, 1980; Персиков, Эпельбаум, 1985/ предопределяют активную роль этого элемента как агента транспортирования рудных компонентов и внедрения металлизированных магм. Углерод в состоянии наименьшей валентности, подобно сере и хлору, образует простые анионы или соединения с водородом, а в состоянии наивысшей валентности становится комплексообразователем. И в том, и в другом случаях эти компоненты (C, S, Cl) не "вписываются" в структурный каркас силикатного расплава и способны легко отделяться от него. Это определяет широкие возможности углерода, серы и хлора к образованию подвижных комплексных соединений с металлами. Халькофильные металлы, обладающие большим сродством к сере (медь, свинец, цинк, никель и др.), в определенной мере удерживаются в расплаве за счет связи с кремнекислородной основой через переходные элементы, прежде всего железа. Благодаря этому в соответствующих условиях они в заметных количествах растворимы в силикатном расплаве, но легко отделяются от него путем ликвидации. При наличии в системе серы или сероводорода происходит сульфидизация силикатного расплава /Павлов, 1979/, а при высокой концентрации разнообразных летучих компонентов - вынос металлов из магмы. Не исключена тетраоксидная форма связи металлов и летучих компонентов флюида, зарождающаяся в магматических расплавах очаговых зон /Ананьев, 1982/.

Большое значение в маглообразовании и переносе металлов отводится галоидным соединениям, прежде всего щелочным хлоридам, определяющим солевой фон восстановленного флюида и высокие экзотермические реакционные возможности его при взаимодействии с породами субстрата /Павлов, 1977, 1983б; Долгушин, Павлов, 1987/. Щелочно-хлоридные расплав-растворы весьма подвижны и обладают способностью растворять гидриды металлов, аккумулировать в системе и осуществлять их транспортировку без разложения на более высокие уровни земной коры. Тем самым создаются условия для сохранения восстановительного режима флюидов и щелочного характера среды как в области маглогенерации, так и при дальнейшем продвижении рудно-магматической системы в зону ее становления.

Особая роль в накоплении и переносе рудных компонентов на уровнях верхней мантии - коры отводится элементоорганическим соединениям /Слободской, 1979, 1981; Павлов, 1982, 1983б/. Они, как уже отмечалось выше, отличаются высокой металлоемкостью, летучестью, устойчивы в восстановительной обстановке и разрушаются при повышении окислительного потенциала системы и фугитивности кислорода. Устойчивость этих многообраз-

ных по составу соединений понижается с повышением температуры. При нагревании они разлагаются с выделением окиси углерода и металлов в тонкодисперсном состоянии. Возможно, к такому типу оруденения относится минерализация цветных металлов в современных рудообразующих системах (железо-марганцевые конкреции океанов, илы Красного моря, Узонская) и в углеродистых метасоматитах крупных месторождений цветных металлов и золота /Томсон, Полякова, 1985; Иванкин, Назарова, 1984, 1985, 1988/.

Размещение очагов магмообразования в условиях верхней мантии и коры определяется наличием и положением структурных ловушек на путях движения энергоемких флюидно-тепловых потоков в зонах глубинных линейных элементов Земли. Причиной массового плавления субстрата при этом является прежде всего накопление тепла и восстановленных флюидов в гидродинамически застойных зонах. Одновременно со снижением общей литостатической нагрузки в этих структурах растет флюидное давление системы и создаются возможности активного взаимодействия флюидно-теплого потока с вмещающей средой. Способствуют магмообразованию (снижают температуру плавления субстрата) солевой фон первичных флюидов, экстракция из вмещающих пород и накопление в системе щелочно-щелочно-земельных металлов, хлора и фтора. Дополнительное количество тепла, необходимого для массового переплавления пород, система, по-видимому, получает за счет экзотермических реакций гидридов металлов с силикатами железа, а также с гидроксилсодержащими минералами и водой, наличие которых в том или ином количестве в субстрате на уровне магмообразования не противопоказано (наличие флогопит-ильменитовых ультрабазитов, глиммеритов и др.).

Термодинамическими расчетами реакций /Павлов, 1977/ показана возможность реализации значительного экзотермического эффекта и обогащения системы щелочами и свободным водородом, в одних случаях, или накопления щелочей и синтеза воды при выделении умеренного количества тепла, в других. При интенсивных экзотермических процессах в застойных зонах (структурных ловушках) формируются локальные магматические очаги, дающие начало глубинным (подкоровым или нижнекоровым) крупномасштабным рудно-магматическим колоннам. Возможна миграция очаговых зон из верхней мантии в земную кору /Кузнецов, Иэох, 1969/, что находит свое отражение в широком развитии в природе рудоносных габбро-гранитоидных и базальт-риолитовых комплексов и формаций. Если количество тепла, привносимого глубинными флюидами и выделяющегося при экзотермических реакциях, недостаточно для плавления субстрата (даже при обогащении системы щелочами и водой), то создаются условия для зарождения очагов генерации и потоков ювенильных гидротермальных флюидов мантийного или мантийно-корового типа. Такие глубинные (ювенильные) гидротермальные флюиды обладают высокими восстановительными свойствами, щелочной реакцией и существенно натрово-хлоридным солевым фоном растворов /Павлов, 1977/.

Таким образом, на уровне средней зоны могут формироваться как мощные рудно-магматические колонны, так и ювенильные гидротермальные потоки флюидов, обладающие значительными потенциальными возможностями в отношении крупномасштабного рудообразования. Чаще в природе реализуются глубинные рудно-магматические системы, определяющие становление рудоносных магматических комплексов и образование уникальных и крупных магматогенных месторождений сульфидных медно-никелевых и колчеданных руд на высоких уровнях земной коры.

Если очаги магматизма или ювенильных гидротермальных флюидных растворов на уровне верхней мантии – гранулит-базитового слоя коры по тем или иным причинам не реализуются (отсутствие структурных ловушек, сла-

бый поток флюидов, низкая степень насыщения его энергоемкими компонентами, галоидами и др.), то глубинные флюиды в виде плотных газовых струй с восстановительным режимом среды "уходят" в более высокие слои литосферы. При благоприятных условиях они способны создать мощные коровые очаговые зоны и гидротермальные системы с существенно литофильной или халькофильно-литофильной металлогенической специализацией (крупные редкометалльные, молибден- и медно-молибден-порфировые месторождения). В других случаях газовые струи могут продвигаться без активного взаимодействия с вмещающей средой до поверхности литосферы. В зонах глубинных разломов, континентальных и океанических рифтов они нередко проявляются в виде струй горячего или холодного дыхания планеты или реализуются, как и потоки ювенильных гидротермальных флюидов, в современные гидротермальные рудообразующие системы (Красноморская, Узонская, Челекенская и др.). В палеоструктурных обстановках такого типа, вероятно, формируются стратиформные месторождения цветных металлов.

Верхняя зона рудообразующих систем размещается в разрезе гранитно-метаморфического и осадочного слоев Земли вплоть до границы их со структурами дна морей, океанов и атмосферой континентов. Она характеризуется рядом принципиальных особенностей: относительно кислым составом геологической среды; широким развитием разнообразных по составу и происхождению вод; высоким парциальным давлением и значительной активностью кислорода. По своей сути зона представляет собой широкий фронт "обводненной" лито-, гидро- и атмосферы, выступающий на пути движения мантийных рудно-магматических систем и потоков глубинных флюидов с восстановительным режимом компонентов в роли мощного кислородного геохимического барьера. Естественно, что здесь происходит интенсивное окисление глубинных восстановленных флюидов и, как следствие, — значительная внутренняя перестройка рудоносных систем.

По мнению многих исследователей, активное окисление глубинного восстановленного флюида в условиях высокого парциального давления кислорода и буферизирующего влияния обводненного субстрата является одной из главных причин зарождения коровых расплавов и становления интрузивов /Павлов, 1977; Слободской, 1979, 1981/, образования ювенильной (магматической) воды и сложных по своей природе рудоносных гидротермальных систем /Флюидный режим..., 1977; Мархинин, Стратула, 1977; Набоко, 1980/, становления рудоносных зон и месторождений /Слободской и др., 1979; Павлов, 1982, 1983б/. Окисление водорода есть не что иное, как образование воды и начало формирования гидротермальных систем /Флюидный режим..., 1977/. Среди других факторов, способствующих развитию направленных потоков рудообразующих гидротермальных растворов, отмечаются термодинамические (падение внешнего давления и снижение температуры), физико-механические (наличие тектонических брекчий, открытых полостей, интенсивная трещиноватость и высокая эффективная пористость пород), гидрогеологический режим вод, степень минерализации их и вмещающих пород.

В пределах "обводненного" гранитного — осадочного уровня коры, на поверхности Земли и в структурах дна морей и океанов прежде всего происходит становление "сухих" высокотемпературных магматитов, представленных многочисленными интрузивами и полями развития вулканических пород ультраосновного — основного и кислого состава. Плутоны и вулканиты нередко сопровождаются крупными месторождениями сидеро- и халькофильных металлов, в том числе сульфидных медно-никелевых и колчеданных руд, или современными рудообразующими гидротермальными системами (Узонская, Солтон-Си, "черные курильщики" океанов и др.).

Изучением состава газов ультраосновных пород (см. табл. 9), базальтоидов (см. табл. 4–6, 10, 11), андезитов, липаритов–игнимбритов (см. табл. 12, 13) и высокотемпературных (“сухих”) гранитоидов (см. табл. 15, 16) доказано широкое участие восстановленного флюида в процессах внедрения мантийных и мантийно–коровых расплавов и становления их на различных уровнях литосферы (вплоть до поверхности). Содержание главных первичных компонентов флюида (H_2 , CO, CH_4 , H_2S) и продуктов их окисления (H_2O , CO_2 , SO_2), соответственно и коэффициент восстановленности системы, определяются составом расплавов, глубинами и условиями их зарождения и становления. Окисленные компоненты на уровне становления магматических пород обычно преобладают над восстановленными. Степень окисленности первичного флюида в кислых породах всегда выше, чем в базитах, тем более – в ультрабазитах. Имеющиеся данные отражают активное окисление флюида глубинных рудно–магматических систем при сохранении в них части (иногда значительной) восстановленных компонентов (коэффициент восстановленности флюида до 0,6 и более) вплоть до поверхности Земли. Восстановительный режим флюидов при становлении “сухих” рудно–магматических систем подтверждается наличием в породах самородных элементов, их сплавов, карбидов и силицидов (см. табл. 8).

Восстановленные газы надежно диагностированы также в вулканических эксгалациях (см. табл. 7), в составе сольфатарных и спонтанных газов вулканов (см. табл. 3, 25), в современных гидротермальных системах, особенно в наиболее широко распространенных хлоридно–натровых и галоидно–сульфатных водах /Набоко, 1980/, во включениях сульфидов и сопутствующих им минералов крупных месторождений цветных металлов (см. табл. 3, 21). В рудах многих месторождений и в современных гидротермальных образованиях определены самородные металлы, их сплавы и карбиды /Новгородова, 1983; табл. 20/. Все это указывает на существование восстановительного режима флюидной фазы глубинных рудообразующих систем до уровня становления магматитов, преобразования флюидных систем в гидротермальные и формирования рудоносных зон и руд месторождений. Таким образом, сохраняются возможности переноса металлов восстановленными флюидами в форме гидридов и металлоорганических соединений практически до уровня рудоотложения. По–видимому, в динамических условиях развития систем полного окисления флюида не происходит. Поэтому первичные восстановленные газы сосуществуют с окисленными компонентами даже в самых поздних продуктах деятельности рудно–магматических и рудообразующих гидротермальных систем.

Наличие восстановленных компонентов флюидов на различных уровнях развития глубинных рудообразующих систем (от места зарождения до уровня становления) предопределяет их высокие энергетические возможности. Процессы окисления восстановленных газов в условиях водно–кислородного геохимического барьера Земли протекают весьма активно и сопровождаются значительными экзотермическими эффектами с образованием мощных тепловых аномалий. Последние в благоприятной обстановке реализуются в виде крупных коровых очаговых зон, продуцирующих кислые “водные” средне– и низкотемпературные расплавы. С процессами окисления флюидов, вероятно, связан перегрев мантийных и мантийно–коровых расплавов на уровне становления плутонов с оплавлением (и расплавлением) раннемагматических (интрателлурических) минералов и их сростков в камерных пространствах) /Кузубный, 1975/, а также формирование гидротермальных растворов. Образование воды в качестве продукта окисления ювенильного водорода рассматривалось многими исследователями /Флюидный режим..., 1977; Слободской

и др., 1979; Павлов, 1983б/. Термальные воды в этом случае выступают как индикаторы тектономагматических процессов, протекающих в верхней мантии и земной коре /Набоко, 1980/. Полагают, что с окислением глубинных восстановленных флюидов связаны взрывные явления при вулканических извержениях, повышение температуры газов в верхних частях вулканических каналов, а также возникновение газовых факелов в вулканических жерлах, над трещинами в лавовых потоках и при землетрясениях /Шеньо, 1965; Ковалев, Кутыев, 1977; Набоко, 1980; Слободской, 1981; Павлов, 1983б/.

В пределах гранитно-метаморфического слоя земной коры (амфиболитовая фация метаморфизма) возможно селективное и массовое плавление "обводненного" субстрата с зарождением очагов средне-, низкотемпературных гранитных магм. Коровое магмообразование реализуется при $P_{H_2O} = 0,5-0,6 P_{общ}$ в рамках $T = 700-900$ °С, а при $P_{H_2O} = P_{общ} = 3-10 \cdot 10^8$ Па в интервале $T = 630-700$ °С /Штейнберг, Ферштатер, 1968; Штейнберг и др., 1971; Дубровский, 1971/. По результатам гомогенизации расплавленных включений в плагиоклазе, кварце и калишпате температура гранитообразования оценивается от 610 до 780 °С /Кузубный и др., 1978/.

Гранитизацию субстрата, вероятнее всего, вызывают тепловые аномалии, образующиеся в застойных зонах (структурных ловушках) по принципу теплового взрыва при активном окислении поступающих в эти структуры глубинных восстановленных флюидов /Павлов, 1977; Слободской, 1979, 1981/. Присутствие реликтов восстановленных флюидов в коровых гранитах, пегматитах и сопровождающих их кварцевых жилах доказано специальными исследованиями (см. табл. 17-19). Количество их (H_2 , CO , CH_4) в породах уменьшается, а окисленных (H_2O , CO_2) закономерно увеличивается от ранних фаз гранитов к поздним и по мере повышения корового компонента в расплаве (коэффициент восстановленности флюида не превышает 0,2). Возможность транспортировки гидридов щелочных металлов в среде галоидных солей через породы мантии и коры до глубин 20-10 км от поверхности и эффективность экзотермических реакций их окисления подтверждены термодинамическими расчетами /Павлов, 1977/. Активная роль в коровом магмообразовании металлоорганических соединений показана Р.М. Слободским /1979, 1981/. Образованию кислых силикатных расплавов способствует (снижает температуру плавления субстрата) обогащенность пород и системы в целом щелочами и водой, наличие которых на уровнях корового гранитообразования не вызывает сомнений.

Обладая низкой энергоемкостью (линии ликвидуса - солидуса сближены), такие "водные" средне-, низкотемпературные гранитные расплавы не испытывают значительного перемещения вверх по разрезу коры и образуют вблизи очаговых зон (или на их месте) крупные интрузивы слюдяных и лейкократовых гранитов (формация гранитных батолитов по Ю.А. Кузнецову /1964/), продуцирующих существенно литофильное (редкометалльное) оруденение /Штейнберг, Ферштатер, 1968; Кузубный и др., 1978/. Типичными примерами являются граниты редкометалльных поясов Казахстана, Средней Азии, Забайкалья, Калба-Нарымской зоны Юго-Западного Алтая и др. Глубина залегания очаговых зон ориентировочно оценивается в 10-14 км при протяженности зоны становления гранитов 8-10 км и глубине становления конкретных массивов от 2 до 5 км /Кузубный, 1975/. При привносе глубинными восстановленными флюидами халькофильных компонентов металлогения

гранитов усложняется, возрастает их продуктивность, а в составе околорудных пород появляются углерод-ильменит-сульфидные метасоматиты, содержащие самородные элементы (свинец, олово, алюминий, медь, мышьяк и др.), их смеси и карбиды металлов. Примером является Кавалеровский оловорудный район Дальнего Востока /Томсон, Полякова, 1985/.

Локальный прогрев субстрата и образование очагов силикатных расплавов кислого состава возможны также и в других условиях: при последовательном перемещении (миграции) очаговых зон из подкоровых глубин до уровня гранитно-метаморфического слоя /Кузнецов, Изох, 1969/; при подплавлении материала земной коры в результате внедрения высокотемпературных расплавов основного состава или при наличии тепловых потоков очагов глубинного (подкорового) магмообразования /Кузнецов, 1964; Кузечный, 1975; Павлов, 1977/. В этих случаях формируются сложные габбро-гранитоидные или существенно гранитоидные серии магматических пород, сопровождающиеся крупными халькофильно-литофильными месторождениями, в том числе молибден- и медно-молибден-порфиrowыми. Если же тепла, выделяющегося при окислении восстановленных флюидов или восходящего от глубинных магматических теплоносителей, оказалось недостаточно для плавления субстрата или селективного выплавления из него низкотемпературного кислого расплава, то в застойных зонах создаются условия для образования внутрикоровых гидротермальных потенциально рудообразующих систем. Растворы должны иметь щелочной характер (избыток в системе щелочей), обладать восстановительными свойствами (наличие водорода, гидридов, углеводородов во флюиде) и содержать повышенное количество галогенидов щелочных металлов (избыток щелочей натрия, калия).

При отсутствии структурных ловушек газовые струи с восстановительным режимом компонентов продвигаются без активного взаимодействия с вмещающей средой до поверхности литосферы. В структурах глубокого заложения (глубинные разломы, рифты и рифтогенные структуры океанов и континентов) они обычно реализуются в современные рудообразующие гидротермальные системы. В палеоструктурных обстановках такого типа образуются и уникальные стратиформные месторождения цветных металлов.

Возникновение крупных рудообразующих гидротермальных систем, судя по имеющимся данным, возможно только в глубинных по заложению тектонических зонах, дренирующих земную кору, мантию и являющихся путями активной дегазации планеты. Весьма благоприятны в этом отношении верхние части глубинных структур (до 6-10 км от поверхности), где проявлены открытые зоны (рифты) или преобладают хрупкие деформации и выражена высокая эффективная пористость пород. Наиболее детально изучены современные металлоносные гидротермальные системы в областях молодого и современного вулканизма. Возникают они в земной коре при внедрении в водоносные слои глубинного теплоносителя /Аверьев, 1966/. Верхние части систем тесно связаны с окружающими подземными водами и находятся в условиях водонапорного режима. Поэтому системы рассматриваются как высокотемпературные водонапорные /Набоко, 1980/, т.е. к ним в полной мере применимы динамические гидрогеологические модели /Павлов, 19836/.

Гидротермальные минералообразующие процессы в областях молодого и современного вулканизма развиваются в трех геологических обстановках: на вулканах действующих; на вулканах, находящихся на гидротермальной стадии активности; в областях разгрузки гидротермальных систем. Все они протекают синхронно, генетически взаимосвязаны между собой, но резко различаются физико-химическими параметрами. Определяется это двумя факторами: глубиной отделения эндогенного флюида от расплава (глубиной становле-

ния магмы) и эволюцией гидротерм в близповерхностных условиях. Как показано специальными исследованиями /Набоко, 1980; Павлов, Аверкин, 1987/, из субповерхностных магм дегазируют летучие компоненты, при конденсации которых образуются галоидные и галоидно-сульфатные ультракислые ($\text{pH} < 1$) высокоминерализованные (до 20 г/л) растворы. Из глубоко залегающих подкорковых магм выделяется щелочно-металльный хлоридный флюид, под воздействием которого формируются близнейтральные ($\text{pH} = 6-8$) минерализованные (3-5 г/л) хлоридные натриевые гидротермы. Эволюция гидротерм в приповерхностных условиях для магматических растворов определяется дифференцированным выделением летучих из магмы в зависимости от их растворимости. Для магматогенных гидротерм она вызывается процессами дегазации, вскипания, конденсации пара, смешения с подземными водами и окисления, происходящими в областях разгрузки гидротермальных систем.

Несколько по-иному формируются рудоносные гидротермальные системы рифтовых структур океанов и континентов, например гидротермальные системы впадин Красного моря, гидротермы "черных курильщиков" и др. Известны стратиформные рудные месторождения, образованные в условиях расширения морского дна в более ранние эпохи. Хорошо изученной их моделью служат сульфидные залежи верхнемелового офиолитового комплекса Троодос на Кипре /Овчинников, 1985/. В связи с глубинными разломами морского дна формировались также крупные палеобассейны гидротермальных вод, создавших гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных и известково-сланцевых формаций /Скрипченко, 1972, 1980/ и экзогенно-гидротермальные (стратиформные) полиметаллические месторождения в карбонатных толщах /Попов, 1980/.

Характерной особенностью таких месторождений является активное участие в рудообразовании морской воды /Уайт, 1977; Скрипченко, 1972, 1980; Попов, 1980/. Морская вода, как уже указывалось, прежде всего выполняет в этом случае роль мощного геохимического барьера на пути глубинных рудно-магматических и рудоносных газовых потоков с восстановительным режимом флюидов и активно окисляет последние. С другой стороны, она проникает в трещины разломов, наиболее открытых в рифтах, и образует в них длительно и активно действующие (динамические) гидротермальные рециклические конвекционные системы, состоящие из глубинного источника тепла и металлов (потоки обогащенных металлами восстановленных флюидов и флюидизированных магм) и зон поглощения, циркуляции, излияния и отложения /Мархинин, Стратула, 1977; Овчинников, 1985/. Рециклическая конвекция обуславливает осаждение максимального количества рудного вещества при относительно малом расходе раствора, активизирует процессы окисления глубинных флюидов и является наиболее энергоконкурентной. Не исключается возможность реализации условий термостатирования с минимальным температурным градиентом по пути миграции гидротермальных растворов /Флюидный режим..., 1977/. Рудоотложение в таких структурах происходит еще до выхода растворов на морское дно, что предопределяется смешением морских вод с восходящими ювенильными флюидами. Это обстоятельство необходимо учитывать при оценке глубоких горизонтов вулканогенно-, гидротермально-осадочных и экзогенно-гидротермальных (типовых стратиформных) месторождений халькофильных цветных металлов.

Химизм растворов, участвующих в эндогенном рудообразовании, многообразен. В современных металлоносных гидротермальных системах установлены хлоридные, сульфатно-хлоридные, хлоридно-сульфатные, хлоридно-гидрокарбонатные, сульфатные, гидрокарбонатные, сульфатно-гидрокарбонатные, азотные, метановые и сероводородные воды /Набоко, 1980/. Наибольшим раз-

витиём пользуются хлоридные растворы. Особенности состава гидротерм рассмотрены в разделе 2.6. В приложении к водам системы Узон и рассолам рифтовых впадин Красного моря они отражены в табл. 24, 26.

На крупнейших месторождениях халькофильных цветных металлов (меди, никеля, свинца, цинка) главным типом рудообразующих гидротермальных растворов, судя по изучению газово-жидких включений в минералах, также являются хлоридные. На Талнахско-Октябрьской группе месторождений (магматические ликвационные месторождения сульфидных медно-никелевых руд) установлено, что по мере кристаллизации сульфидного расплава (800–600 °C) со снижением температуры происходит его эволюция до низкотемпературных (450–70 °C) гидротермальных растворов хлоридного натрий-кальциевого состава, за счет которых образуются незначительные по количеству переотложенные и экзоконтактовые руды /Курс..., 1986/.

В плутоногенных гидротермальных месторождениях меди (медно-порфировых) газово-жидкие включения ранних стадий минерализации содержат рассолы хлоридного состава, а поздние водные растворы обогащены углекислотой. Температурный режим минералообразования 700–100 °C с выделением сульфидов в рамках 350–250 °C /Перваго, 1978; Курс..., 1986/. Рудообразующие растворы колчеданных медных и полиметаллических месторождений, судя по результатам исследования включений колчеданов Японии, имели следующие параметры: T от 300 до 150 °C, pH от 3 до 5, концентрация NaCl от 0,5 до 3 M, концентрация растворенной серы ΣS от 10^{-3} до 10^{-2} M, фугитивность f_{O_2} от 10^{-38} до 10^{-50} кгс/см². Выпадение рудного вещества обусловлено падением температуры, увеличением pH и ΣS , а также возрастанiem f_{O_2} растворов на их выходе при смешении с морской водой.

Это приводило к формированию вулканогенно-осадочных руд при температуре до 200 °C, а в вулканогенно-метасоматических подстилающих толщах при температурах от 450 до 200 °C и менее. Рудообразующие растворы Гайского месторождения характеризуются хлоридно-гидрокарбонатным магний-кальций-натриевым составом /Курс..., 1986/.

Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных и известково-сланцевых формаций однотипны во всем мире и образуются из концентрированных кислых рассолов, содержащих хлориды, сульфиды, сероводород и гидроксильные комплексы /Скрипченко, 1972, 1980/. Обстановка накопления руд восстановительная с переходом в более окислительную в прибрежной зоне, где происходит окисление сульфидов в сульфаты /Скрипченко, 1972/. Экзогенно-гидротермальные полиметаллические руды карбонатных формаций (стратиформные) имеют черты, присущие как осадочным сингенетическим, так и гидротермальным эпигенетическим образованиям. Изучение реликтовых включений флюидов в галените, сфалерите, флюорите и доломите показывает, что рудообразующие растворы представляли собой концентрированные рассолы, богатые хлором, натрием и кальцием. Выявлено участие в рудообразовании сульфатно-хлоридных и сульфатных гидротерм. В составе флюидов отмечается нефть. В эпигенетический экзогенно-гидротермальный этап рудообразования трансформирующая роль принадлежит экзогенным (существенно седиментационным) нагретым хлоридным напорным водам /Попов, 1980/.

При анализе особенностей формирования глубинных рудообразующих систем выявляются грандиозность и универсальность процесса в объеме планеты и ее конкретных структур. Отчетливо выражены направленный характер эволюции флюидного режима и саморазвитие систем на основе накопления в

них энергоемких компонентов (водорода, углерода, гидридов металлов, металлоорганических соединений), галоидных солей и окислительно-восстановительных реакций с последовательным непрерывно-прерывистым нарастанием степени окисления восстановленных флюидов по мере продвижения их снизу вверх. Огромные по протяженности колонны преобразования субстрата Земли (многие сотни – первые тысячи километров), проявленные вблизи поверхности в виде современных рудообразующих систем или палеотипных рудных полей и крупных месторождений, уходят своими корнями в нижнюю мантию – верхние сферы ядра, где размещаются основной источник металлов и энергетические ресурсы (восстановленные компоненты) саморазвивающихся систем (водород, углерод и их соединения).

Выделяются три уровня активного преобразования (перестройки) глубинных рудообразующих систем: верхняя мантия – гранулит-базитовый слой коры; зона "обводненного" гранитного слоя коры (амфиболитовая фация метаморфизма); верхние части литосферы в области сопряжения (и совмещения) ее с активной гидро- и атмосферой (зона максимальной фугитивности кислорода и активности воды).

При накоплении в структурных ловушках (гидродинамически застойных зонах) глубинных структур тепла первичных флюидов, металлизированных восстановленных компонентов (энергетические ресурсы системы) и галоидных солей щелочных – щелочно-земельных металлов происходит увеличение флюидного давления (на фоне снижения литостатического) и протекают экзотермические реакции флюидных компонентов с минералами пород субстрата. Появление в системе дополнительного количества тепла при ее солевом фоне, снижающем температуру плавления пород, определяет возможность активного магмообразования с преобразованием первичного флюидного потока во флюидизированную рудно-магматическую систему с восстановительным режимом компонентов. На уровне верхней мантии в таких условиях зарождаются очаги ультраосновных (при массовом плавлении субстрата) и основных (при селективном плавлении) магм, обогащенных железом, медью, никелем и другими подкоровыми металлами (платиноиды, кобальт, золото, частью цинк, серебро и др.). По мере дальнейшего продвижения таких флюидизированных рудно-магматических систем и становления их на верхних уровнях земной коры происходят сульфидизация расплавов и ликвация их с обособлением сульфидной и силикатной составляющих в гипабиссальных интрузивах и залежах траппов. Вероятно, таким путем образуются крупные и уникальные ликвационные месторождения сульфидных медно-никелевых руд (Садбери в Канаде, Бушвелдский массив в ЮАР, Норильская группа месторождений в СССР и др.).

Наличие промежуточных магматических камер предопределяет активную сульфидизацию основных магм и дифференциацию их с обособлением основного расплава и рудоносных флюидов, в одних случаях, или основного (преобладает), кислого (резко соподчинен) расплавов и рудоносных флюидов, в других. На уровне становления таких рудно-магматических систем в рифтовых структурах формируются сочетания базиты – медно-колчеданные руды (кипрский тип колчеданных месторождений). Первичным эвгеосинклинальным структурам и островным дугам, заложенным на коре океанического типа, свойственны сложные базальт-риолитовые (габбро-плагиогранитовые) формации, сопровождающиеся крупными медно-колчеданными и колчеданными медно-цинковыми месторождениями (уральский тип).

При миграции очаговых зон из подкоровых глубин на уровень коры или зарождении их в условиях гранулит-базитового слоя в магмообразование вовлекаются значительные объемы корового материала. Это усугубляет процессы дифференциации рудоносных расплавов в промежуточных камерах и находит

свое отражение в количестве кислых магматитов (они преобладают) и металлогенической специализации (возрастает роль коровых компонентов) рудоносных формаций. С такими сложными мантийно-коровыми ассоциациями магматических пород (контрастные и последовательно дифференцированные базальт-риолитовые и габбро-гранитовые формации) связаны колчеданно-полиметаллические месторождения островодужных и других мобильных структур с различной зрелостью коры (рудно-алтайский, хандизинский и другие типы колчеданных месторождений). Характерна корреляция состава руд (прежде всего содержание в них свинца) с количеством кислых пород в составе рудоносной формации и содержанием в них калия.

Медно-порфировые и медно-молибден-порфировые рудно-магматические системы, вероятнее всего, зарождаются на уровне умеренно "обводненной" земной коры под воздействием базальтоидных магм и глубинных (подкоровых) флюидных потоков с восстановительным режимом компонентов. Здесь более ярко выражена повышенная роль корового вещества в рудоносных магматитах (преобладают кислые породы) и рудах (широкое развитие молибдена, вольфрама, наличие олова, свинца, серебра и др.), а также корреляция состава руд с магматитами, содержанием в них калия и степенью зрелости коры рудоносных провинций в целом. В процессах магмо- и рудообразования активное участие принимает вода, что находит свое отражение в развитии крупных рудообразующих систем, формирующих уникальные плутогенные гидротермальные месторождения меди и молибдена. В условиях значительно "обводненного" гранитно-метаморфического слоя земной коры, как уже отмечалось, зарождаются крупные гранитные батолиты с литофильной (редкометалльной) специализацией.

Если процессы магмообразования в пределах мантии и коры по тем или иным причинам не реализуются, то обогащенные металлами первичные восстановленные газы и формирующиеся на их основе вторичные ювенильные гидротермальные щелочные (натриево-хлоридные) флюиды, обладающие восстановительными свойствами, продвигаются в виде струй в верхнюю зону литосферы. Здесь в условиях взаимодействия с водой и кислородом атмосферы (высокое парциальное давление кислорода) происходит активное окисление глубинных компонентов флюидов с формированием в структурах континентов, дна морей и океанов мощных рудообразующих гидротермальных систем (Челекенская, Красноморская, Узонская и др.). В палеоструктурах Земли с такими гидротермальными системами связаны образование стратиформных месторождений цветных металлов и накопление гидротермально-осадочных руд вулкано-генных колчеданных месторождений и рудных полей.

Перенос цветных металлов гидротермальными растворами осуществляется преимущественно в виде комплексных соединений, отличающихся от простых рядом специфических свойств: резким увеличением экстракции металлов из минералов и горных пород, многократным увеличением их растворимости в жидкой, паровой и газовой фазах, повышением термической устойчивости в растворах /Свчинников, Шляпников, 1966/. В различных условиях среды (раствора) выявлены тио- и гидросульфидные, цианидные, галогенидные, карбонатные комплексы, комплексы с аммиаком, содержащие моноокись углерода, и гидрооксокомплексы. Устойчивость их в растворе или распад с образованием рудных минералов определяется рядом факторов: окислительно-восстановительным режимом среды, степенью окисления первичного восстановленного флюида, падением общего давления, снижением температуры и др. Указанные комплексы достаточно хорошо изучены и полно описаны в работах А.Л. Павлова /1968, 1973, 1976/.

Тио- и гидросульфидные комплексы устойчивы в растворах с высокой

активностью сульфидной серы. Они привлекают к себе внимание тем, что позволяют понять реальность переноса тяжелых металлов совместно с сульфидной серой. Наибольшей растворимостью сульфиды обладают в щелочных высокотемпературных средах. Установлено, что медь, никель, свинец и цинк в кислых растворах ($\text{pH} < 6$) могут транспортироваться в виде гидросульфидных, в нейтральных ($\text{pH} = 6-8$) – в форме гидро- и тиосульфидных комплексов, а в щелочных средах ($\text{pH} > 8$) тиосульфидные комплексы преобладают над гидросульфидными /Павлов, 1973; Карпов, Павлов, 1980/. При воздействии кислот и снижении температуры они разлагаются с выделением сульфидов /Павлов, 1968, 1976/. В современных гидротермальных системах тио- и гидросульфидные комплексы установлены в областях вулканизма (Узонская, вулкана Менделеева и др.), в глубинных разломах, рифтах континентов (Челекенская, Байкальская системы) и океанов ("черные курильщики"). В палеоусловиях они активны в щелочных и нейтральных растворах при формировании колчеданных, медно-порфировых, вулканогенно-, гидротермально-осадочных и (при наличии сульфидной серы) экзогенно-гидротермальных месторождений цветных металлов /Иванкин и др., 1961; Скрипченко, 1972, 1980; Попов, 1979, 1980; Курс..., 1986/.

Цианидные комплексы – хорошо растворимые соединения, устойчивые в щелочных восстановительных растворах, обогащенных сульфидной серой. Они легко разрушаются при подкислении и окислении растворов, т.е. при росте окислительного потенциала системы и ее кислотности /Павлов, 1976/. В зоне разгрузки флюидных динамических систем при закономерном росте E_h и уменьшении pH растворов должны синтезироваться сульфиды и сопутствующие им минералы околорудно-измененных пород. В современных гидротермальных системах цианиды установлены на Узоне /Павлов, 1976; Карпов, Павлов, 1976, 1980/. На сульфидных месторождениях участие их в рудоотложении только предполагается.

Галогенидные (преимущественно хлоридные) комплексы и простые галлоиды металлов, по мнению большинства исследователей, играют главенствующую роль при транспортировке минерало- и рудообразующих компонентов (в том числе меди, никеля, свинца и цинка), что подтверждается данными по изучению газово-жидких включений в минералах рудных месторождений. Широко проявлены они в водах и в современных гидротермальных системах. Галогенидные (хлоридные) соединения возникают в условиях повышенной кислотности растворов и активны (устойчивы) в различных температурных режимах. При росте щелочности и восстановительности систем происходит гидролиз хлоридных комплексов металлов и они разлагаются /Павлов, 1976/. Учитывая эти данные, можно полагать, что галогениды активны не только при зарождении гидротермальных систем (ранняя щелочная постмагматическая стадия), но и при снижении температуры, росте окислительного потенциала и кислотности растворов в зонах разгрузки. При этом в процессе экстракции металлов из вмещающих пород происходит обогащение растворов галогенидными компонентами, под активным влиянием которых формируются зоны гипогенного выщелачивания. По мере последовательной нейтрализации и дальнейшего ошелачивания гидротермальных растворов галогенидные комплексы распадаются с образованием сульфидных руд, наложенных на гидротермалиты зон выщелачивания. Такие отношения гидротермалитов и руд широко развиты на колчеданных, медно-порфировых, гидротермально-осадочных и других типах месторождений цветных металлов /Иванкин и др., 1961; Скрипченко, 1972, 1980; Попов, 1979; Курс..., 1986/.

Карбонатные формы переноса металлов в гидротермальных растворах при формировании сульфидных месторождений возможны для небольшого чис-

ла элементов. Рудные компоненты в форме карбонатных и гидрокарбонатных комплексов мигрируют преимущественно в щелочной среде при относительно повышенных значениях окислительного потенциала. Разложение комплексов происходит как при подкислении растворов, так и при росте восстановительного потенциала. Распад комплексов способствует обогащению системы свободной углекислотой /Павлов, 1976/. В современных гидротермальных системах карбонатные и гидрокарбонатные комплексы встречаются редко. На крупных месторождениях литофильных цветных металлов они предполагаются в слабокислых гидрокарбонатно-сульфатных средах /Попов, 1980/. Углекислота, вероятно, является продуктом длительной эволюции высокотемпературных восстановительных флюидов при последовательном снижении температуры гидротермальной системы и, естественно, повышении ее окислительного потенциала.

Аммиак и соли аммония характерны для современных гидротермальных систем, эманацій вулканов и известны в газовой-жидких включениях минералов гидротермально-метасоматических месторождений цветных металлов. Аммиачные комплексы металлов устойчивы в щелочных, восстановительных средах и могут транспортироваться совместно с серой. Рост кислотности и окислительного потенциала растворов приводит к их разложению и способствует процессам рудоотложения в зонах разгрузки гидротерм /Павлов, 1976; Флюидный режим..., 1977/.

Комплексы, содержащие моноокись углерода, представлены карбонилами и карбонилгидридами, которые рассматриваются в составе широкого ряда металлоорганических соединений /Слободской, 1981/. Карбонилат-анионы устойчивы в щелочных восстановительных растворах при высоком парциальном давлении CO в присутствии восстановителей и в условиях высокого общего давления и температуры. Карбонилы и карбонилгидриды формируются на основе карбонилат-анионов переходных элементов при подкислении тех же щелочных восстановительных растворов. Разрушаются комплексы с окисью углерода при росте окислительного потенциала системы и ее кислотности на фоне снижения общего давления и температуры /Павлов, 1976, 1982; Слободской, 1981/. В природных геологических объектах карбонилы и карбонилгидриды не доказаны, хотя активное участие их в рудообразовании вполне обоснованно предполагается многими геологами. В верхней зоне рудоносной колонны они, вероятно, могут существовать вместе с гидридами только в высокотемпературных постмагматических растворах ранней щелочной стадии.

Гидрооксокомплексы устойчивы в щелочных восстановительных условиях и играют значительную роль при миграции в истинных растворах многих металлов, прежде всего редких и рассеянных. Процессы минералообразования с их участием протекают активнее по мере роста кислотности первично-щелочных гидротерм /Павлов, 1976/. В природных условиях гидрооксо- и оксокомплексы установлены в гидротермальной системе Узона и на многих рудных месторождениях.

Приведенные данные отражают разнообразие комплексов, участвующих в переносе халькофильных металлов гидротермальными растворами. Комплексы объединяются в две группы со сменой одних форм другими во времени и в пространстве. К первой группе относятся комплексы, свойственные высокотемпературным щелочным восстановительным средам ранней постмагматической щелочной стадии: тио- и гидросульфидные, цианидные, комплексы тяжелых металлов с аммиаком и содержащие моноокись углерода, а также гидриды и галогениды. Все они устойчивы преимущественно в щелочных восстановительных растворах с низким окислительным потенциалом, обогащенных сульфидной серой. При воздействии кислот и увеличении окислительного

потенциала системы комплексы разрушаются, способствуя рудоотложению.

Ко второй группе комплексов относятся галогенидные, карбонатные и гидрооксокомплексы, широко проявляющиеся в зонах разгрузки систем и сменяющие во времени комплексы первой группы. Они устойчивы в кислых (галогениды) или щелочных (карбонатные) средах в условиях повышенного или высокого окислительного потенциала. Разложение их происходит при нейтрализации и ошелочении кислых растворов (галогениды) или при подкислений их и росте восстановительного потенциала (карбонатные). Гидрооксокомплексы на сульфидных месторождениях проявляются относительно редко и по своему поведению в растворах близки комплексам ранней щелочной стадии. Учитывая высокую активность хлора и фтора в пороодо- и рудообразовании, можно полагать широкое участие галогенидов в переносе металлов, в том числе и на уровне средней зоны рудообразующей колонны.

Анализ форм переноса халькофильных металлов во всей протяженной рудообразующей колонне выявляет отчетливую эволюцию их в пространстве (снизу вверх): от "наводороженных" металлов, их смесей с восстановленными газами и соединений с углеродом и водородом (нижняя зона) через широкий спектр элементов органических соединений при подчиненной роли наводороженных металлов, смесей их с газами и соединений с галогенами, углеродом и водородом (средняя зона) к сложным комплексным соединениям халькофильных металлов ранней щелочной стадии (галогенидные, оксидные, тио- и гидросульфидные, цианидные, аммиачные), а затем к поздней кислотной стадии областей разгрузки гидротерм (галогенидные и карбонатные) при угнетенной роли металлоорганических и других углеводородных соединений, включая смеси металлов с восстановленными газами (верхняя зона).

Характерными чертами указанного эволюционного ряда являются: 1) рост разнообразия форм переноса халькофильных металлов в рудообразующей колонне снизу вверх за счет последовательного появления новых при сохранении форм, свойственных более низким уровням колонны; 2) отчетливая связь эволюции форм переноса металлов с особенностями флюидного режима рудообразующей колонны, в частности со степенью окисленности первичного глубинного восстановленного флюида по мере перемещения его от нижней зоны к верхней; 3) заметное усложнение в рудообразующей колонне снизу вверх металлных комплексов, участвующих в рудогенезе, что обусловлено, с одной стороны, сквозной миграцией в структурах глубинных металлов, а с другой — экстрагированием их (в том числе литофильных) из вмещающих пород по ходу развития рудообразующей колонны. Это приводит к многокомпонентному составу руд с широким спектром редких и рассеянных элементов. Отмеченные минералого-геохимические особенности рудоносных систем свойственны крупным и уникальным месторождениям цветных металлов /Иванкин и др., 1961; Скрипченко, 1972, 1980; Томсон, Полякова, 1985; Курс..., 1986/. Примерами являются крупнейшие ликвационные магматические месторождения сульфидных медно-никелевых руд (Норильская группа, Садбери, Бушвельд), колчеданно-полиметаллические (Рудный Алтай, Енисейский кряж, Тува, Средняя Азия, Центральный Казахстан), рудоносные илы Красного моря, железомарганцевые конкреции океанов, обогащенные многими цветными металлами, и др.

3.3. УРОВНИ И ПРИЧИНЫ РУДООТЛОЖЕНИЯ

Уровнями зарождения крупномасштабных рудоносных гидротермальных систем и рудоотложения, исходя из концепции активного окислительно-восстановительного взаимодействия потоков глубинных (подкорových) восстановлен-

ных флюидов со средой, должны быть сферы Земли с широким развитием и активным поведением (высоким потенциалом) кислорода. Такими областями являются "обводненные" гранитно-метаморфические и осадочные слои коры, особенно зона высокой активности кислорода в верхней части литосферы на сочленении (и совмещении) ее с гидросферой (включая подземную) и атмосферой (зона мощного водно-кислородного геохимического барьера). Именно здесь, в условиях малых глубин, высокого парциального давления кислорода и активного водообмена сформировались все современные рудообразующие системы /Карпов, 1974; Набоко, 1974б, 1980; Лебедев, 1975; Карпов, Павлов, 1976; Мархинин, Стратула, 1977; Павлов, 1983/, а также крупные и уникальные эндогенные месторождения цветных металлов /Иванкин и др., 1961; Скрипченко, 1972, 1980; Слободской и др., 1979; Попов, 1980; Щеглов, 1980; Томсон, Полякова, 1985/.

Зоны зарождения гидротермальных рудообразующих систем халькофильного типа и распада их (зоны рудоотложения) всегда сближены в пространстве, а не удалены друг от друга на большое (обычно неопределенное) расстояние, как обычно принимается. С этим связано отсутствие или постепенное уменьшение на глубоких горизонтах детально изученных месторождений следов гидротермального метаморфизма. Рудные тела и сопровождающие их околорудно-измененные породы в этих случаях как бы подвешены среди поля вмещающих пород. Протяженность систем в направлении движения рудообразующих флюидов от их корней (места зарождения) до фронта (места затухания процессов рудоотложения) по данным разбуривания современных гидротермальных бассейнов и изучения глубоководных рудных полей оценивается от 1-1,5 до 3-4 км и более (системы Узон, Челекен, Солтон-Си; Березовско-Белуосовское, Гайское рудные поля в СССР, Колар в Индии и др.).

Таким образом, зарождение гидротермальных рудообразующих систем и крупномасштабное рудоотложение - следствия термодинамического и физико-химического преобразования рудоносных колонн с восстановительным режимом флюидов в зоне мощного водно-кислородного геохимического барьера под влиянием активных окислительно-восстановительных реакций между флюидом и обводненным субстратом. Рудоотложение в таком случае представляет собой не что иное, как естественное отмирание систем, полностью реализовавших свои энергетические ресурсы, заложенные в них на уровне нижней зоны колонн. В конечном итоге активное окисление глубинного восстановленного флюида в условиях высокого парциального давления и фугитивности кислорода является той главной причиной, которая определяет зарождение и становление высокотемпературных магм, массовое выделение ювенильной воды, образование сложных по своей природе (ювенильно-вадозных) гидротермальных систем и последующее рудоотложение в области разгрузки последних. Зоны рудоотложения представляют собой области сочленения уровней подземных, метеорных или морских вод с рудо- и флюидоподводящими разломами и рифтами (области экрана глубинных флюидных потоков) или являются зонами истечения подземных вод, развития конвекционных и встречных потоков ювенильного вещества и соответствующего типа вадозных вод в глубинных структурах.

Среди факторов, определяющих массовое рудоотложение, ведущее значение имеют: 1) термодинамические (падение общего давления и снижение температуры системы); 2) физико-химические (прогрессирующее снижение щелочности первичных растворов при одновременном росте их кислотности, окислительно-восстановительного потенциала и фугитивности кислорода по мере продвижения к зонам разгрузки); 3) геологические (структурные позиции зон рудоотложения в области экрана глубинных восстановленных флюидов, дли-

тельное унаследованное развитие флюидорудоподводящих и рудолокализирующих структур, широкое развитие в зонах рудоотложения тектонических брекчий и открытых полостей, интенсивная трещиноватость и высокая эффективная пористость вмещающих пород); 4) гидродинамические (особенности режима и смешение разнообразных по составу ювенильных, подземных и морских вод, характер и степень их минерализации, наличие в системе горизонтов вод, обогащенных свободным кислородом или зараженных сероводородом).

При изучении современных рудообразующих гидротерм в качестве общих причин рудоотложения всеми исследователями отмечаются снижение температуры растворов и смешение вод различного состава и происхождения, например, кислых сульфатно-хлоридных вод со слабо щелочными сероводородными, кислых сульфатных с пресными, насыщенными кислородом, ювенильных вод, содержащих повышенные концентрации металлов и зараженных сероводородом, с морскими водами и т.д. Подчеркивается также большая значимость некоторых геологических факторов. В ряде случаев в качестве важнейших причин минерало- и рудообразования рассматриваются следующие факторы: 1) встреча нисходящих сульфатно-хлоридных вод, обогащенных атомарным кислородом, и сероводородных восходящих струй /Мархинин, Стратула, 1977; Набоко, 1980/; 2) наличие в гидротермах вод, насыщенных свободным кислородом, или положение зеркала грунтовых вод на пути потоков глубинного сероводорода /Мархинин, Стратула, 1977; Карпов, Павлов, 1980/; 3) рост кислотности гидротермальных растворов (снижение pH), их окислительно-восстановительного потенциала (E_h) и снижение активности сульфидной серы /Павлов, 1968, 1973, 1976; Набоко, 1980/; 4) геохимические экраны вмещающих сред, обогащенных углеродом и сероводородом (болотные осадки, слои в литифицированных и метаморфических сериях пород), на пути рудоносных растворов и т.д.

При изучении рудных месторождений в качестве причин рудоотложения анализируется большинство указанных факторов, но предпочтение всегда отдается геологическим (тектоническая позиция и особенности формирования рудолокализирующих структур, степень дислоцированности пород, роль вмещающей среды в рудолокализации и др.) и термодинамическим (падение общего давления и снижение температуры системы) факторам. Физико-химические факторы анализируются слабо, а гидрогеологические, как правило, не учитываются вообще.

3.4. ВОЗМОЖНЫЕ ГЛУБИНЫ ФОРМИРОВАНИЯ ЭНДОГЕННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ

Вопросы глубины формирования эндогенных рудных месторождений решаются преимущественно косвенными путями. В редких случаях возможны прямые определения глубинности и вертикального размаха оруденения. Всю совокупность косвенных методов можно подразделить на оценки по геологическим данным и оценки на основе минералогических геобарометров и термодинамических расчетов. В качестве прямых методов используются палеотектонические реконструкции условий рудообразования, данные по вскрытию глубоководных месторождений и сверхглубокому бурению.

Среди геологических методов определения возможных глубин формирования эндогенного оруденения наибольшее значение имеют выявление и учет условий распространения открытых трещин, эффективной пористости горных пород и циркуляции подземных вод как факторов рудолокализации, а также глубин становления рудоносных интрузивов. Многочисленными работами и

экспериментами доказано существенное изменение физико-механических свойств пород с глубиной. С увеличением литостатического давления во всех типах горных пород хрупкие деформации уступают место пластическим, следовательно, уменьшается их трещиноватость, эффективная пористость и проницаемость. Если в верхних частях земной коры путями движения и областями разгрузки растворов и газов являются преимущественно трещины, зоны повышенной трещиноватости и горизонты высокопористых пород, то на глубинах более 10–12 км должны преобладать медленная фильтрация растворов и газов через относительно плотные слабопористые породы, а затем межзерновая диффузия и молекулярный обмен /Кушнарев, 1969/. Следовательно, массовая разгрузка флюидов на глубинах более 10–15 км затруднена.

Данные по режиму вод глубокой циркуляции свидетельствуют о небольших (0,5–1 км) глубинах подавляющего большинства подземных водотоков /Кушнарев, 1982/. На глубинах 4–6 км отмечаются относительно редкие случаи водоносных зон и горизонтов. Вероятно, эти уровни и будут нижним пределом для большинства месторождений, возникающих в результате смешения ювенильных флюидов с подземными водами. Данные по современным рудообразующим системам, где по изотопному составу водорода и кислорода установлена метеорная природа вод, этому не противоречат.

Надежным геологическим фактором, позволяющим оценить глубину формирования эндогенного оруденения, является магматический, основанный на анализе фациального типа пород и уровней становления интрузивов /Иванкиш, 1973/. В частности, для ликвационных медно-никелевых месторождений установлены: поверхностный уровень формирования в ассоциации с покровами коматиитов; уровень малых глубин (1,5–2 км) в связи с субвулканическими телами габброидов трапповой формации; уровень средних глубин (3–5 км) в сочетании с полнокристаллическими габбро-норитами (Бушвельдский лополит, Садбери). Находки сульфидов меди и никеля в гипербазитах глубинных ксенолитов указывают на возможность ликвации и сульфидизации металлизированных расплавов на уровнях магмообразования. Масштабность такой минерализации не ясна. Для высокотемпературных (сухих) гранитоидов и связанного с ними оруденения глубины становления меняются от 0,7–1,5 до 3–4 км, а для низкотемпературных (водных) – от 2–3 до 5–6 км и более /Кузубный, 1975/.

В последнее время широкое развитие получают оценки глубин формирования месторождений на основе термодинамических расчетов и минералогических геобарометров. Выявление методами термобарогеохимии палеобарических и палеотермических градиентов позволяет в некоторых случаях рассчитать глубины нахождения месторождений от палеоповерхности. Имеющиеся данные по Садонскому полиметаллическому месторождению дают глубины его формирования порядка 3–7 км, а для редкометалльных месторождений Забайкалья от 1 до 5 км /Кушнарев, 1969/. В качестве минералогических геотермометров и геобарометров используются: кальцит-доломитовый, сидерит-анкеритовый, пирит-халькопиритовый, мусковит-альбитовый и др. Оценки глубин формирования ряда гидротермальных месторождений по ним составляют 1–5 км. Учитывая несовершенство методик, полученные оценки следует считать весьма приближенными.

Максимально возможная глубина формирования гидротермальных месторождений косвенно может быть оценена из условий устойчивости водных растворов только при температурах ниже критических. Согласно современным представлениям эти температуры зависят от минерализации вод и составляют 400–450 °С. Учитывая, что средний геотермический градиент для земной коры равен 30 °С на 1 км, можно считать глубину в 20 км предельной

для рудоотложения с участием воды в виде жидкости. В геосинклинальных областях, где сосредоточены основные запасы эндогенных руд, геотермический градиент достигает 100–150 °С на 1 км. Соответственно этому предельная глубина гидротермального рудоотложения здесь должна составлять около 4,5 км.

Из прямых методов определения глубины формирования месторождений широкое развитие получили методы палеотектонических реконструкций. Основаны они либо на установлении сохранившихся от размыва поверхностей выравнивания, одновозрастных оруденению, либо на приемах построения карт послерудных эрозионных срезов /Кушнарев, 1961, 1969, 1982/. Применение этих методов привело И.К. Брагина и др. /1966, 1968/ и И.П. Кушнарева /1961, 1982/ к выводу о том, что максимальная глубина формирования эндогенного оруденения Чаткало–Кураминских гор составляет 5 км. Для Чукотки глубина образования руд цветных и редких металлов определена в 4–4,5 км /Куклин, 1974/. При этом установлено, что промышленное медное и свинцово–цинковое оруденение этих регионов формировалось в интервале глубин от 0–500 м до 2,3 км, а вольфрамово–оловянное – от 1,7–2 до 5 км. Иногда удается успешно применять метод прямой реконструкции рудовмещающих структур. На этой основе глубина формирования Никитовского ртутного месторождения определяется в 2,1 км /Большаков и др., 1969/. Глубины формирования колчеданных месторождений Рудного Алтая оцениваются от 0,5–1 до 5–6 км при максимуме 1–3 км /Иванкин, Кузубный, 1960; Иванкин и др., 1961/.

Наиболее надежными являются оценки глубины формирования и вертикального размаха эндогенного оруденения, полученные при непосредственном прослеживании оруденения горными выработками. Максимальная глубина вскрытия месторождений горными выработками составляет 3,5–4 км (Колар, Индия). С учетом мощности размывных пород глубины формирования нижних частей этого месторождения оцениваются в 7–8 км /Кушнарев, 1982/.

Ценную информацию о глубинах оруденения дает глубокое бурение. Так, Кольской сверхглубокой скважиной вскрыта прожилково–вкрапленная медная минерализация на глубинах 11–12 км. Представлена она сульфидсодержащими прожилками, регрессивно наложенными на породы эпидот–амфиболитовой фации метаморфизма /Кольская сверхглубокая; Исследование..., 1984/. Учитывая, что эрозионный срез геологических структур Кольского полуострова составляет не менее 3 км, можно считать, что процессы рудоотложения проходили на глубине 14–15 км /Козловский, 1984/.

Из сказанного выше следует, что эндогенная минерализация гидротермального типа формируется до глубин 14–15 км при интервале образования промышленных месторождений от 0,5 до 7–8 км. Более значительные пределы глубин возможны для магматического медно–никелевого оруденения. Главная масса месторождений халькофильных цветных металлов (в том числе крупные и уникальные) формируется на глубинах 0,5–3 км, а литофильных – от 1,5–2 до 5 км. Сбщий максимум эндогенных руд падает на глубины 1,8–2,25 км /Кушнарев, 1982/.

3.5. ОСНОВНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФОРМИРОВАНИЯ КРУПНЫХ И УНИКАЛЬНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ХАЛЬКОФИЛЬНЫХ МЕТАЛЛОВ

Основные позиции предлагаемой модели формирования крупных и уникальных месторождений халькофильных металлов сводятся к следующим положениям, частично обсужденным в публикациях авторов /Павлов, 1977,

1979, 1982, 1983а; и др.; Слободской и др., 1979; Кузубный, 1985/.

1. Первоисточником халькофильных металлов крупных и уникальных месторождений в соответствии с геохимическими моделями Земли являются металлизированные геосферы нижней мантии и ядра. Редкие и рассеянные элементы сульфидных руд частично экстрагируются рудообразующей системой на уровнях верхней мантии и коры.

2. Рудообразующие системы таких месторождений зарождаются в условиях подкоровых глубин, а реализуются в верхних частях литосферы, включая поверхность и структуры дна морей и океанов. Они размещаются в главнейших линейментах Земли, являющихся путями активной дегазации (тепло- и массопереноса) планеты и обычно обнаруживают взаимосвязи с различными по составу (от ультраосновных до кислых) "сухими" высокотемпературными магматитами, зарождающимися в мантии и на уровне обезвоженного гранулит-базитового слоя коры.

3. Основная направленность развития рудообразующих систем предопределяется характером эволюции окислительно-восстановительного потенциала флюида, что выражается в последовательном нарастании степени окисленности компонентов глубинной составляющей флюида в системе $H - C - O - S - Cl$ по мере продвижения этого флюида снизу вверх от зоны генерации к зоне рудоотложения. Значительную роль на этом фоне играет солевой состав флюидов, определяющий в зависимости от температуры и давления формы переноса рудных элементов в транспортной зоне рудообразующей системы.

4. Путь рудообразующих флюидов от уровня их зарождения (ядро - нижняя мантия) к поверхности Земли оказывается длительным, сложным и отвечает значительному перепаду давлений и температур. Это приводит к неизбежности фазовых превращений в системах, изменению геохимических свойств многих элементов и эволюции флюидного режима и форм переноса металлов при переходе от сверхвысоких давлений к более низким, вплоть до атмосферного. Огромные по протяженности колонны преобразований в структурах, дренирующих кору и мантию, разделяются на три уровня (зоны), характеризующиеся индивидуальными особенностями и отражающими определенные этапы эволюционного развития рудообразующих систем: нижний - металлизированные сферы мантии - ядра (зона зарождения рудоносных флюидов); средний - верхняя мантия - земная кора (зона преобразования рудоносных флюидов во флюидизированные рудно-магматические системы); верхний - верхние слои литосферы (зона становления рудоносных магматитов и рудоотложения).

5. Характер рудоносных сред и их эволюция: сухие газовые металлонесные флюиды (нижняя зона рудообразующей колонны) → флюидизированные и металлизированные силикатные и рудные расплавы (магмы) или рудоносные газовые флюиды, если процессы магмообразования не реализуются (средняя зона) → флюидизированные солевые расплавы-растворы → гидротермальные рудообразующие растворы (верхняя зона).

6. Состав и эволюция флюидов: H_2, C, CH_4, CO, S, N_2 , металлы (включая щелочные), возможны сероводород, инертные газы и др. (нижняя зона колонны) → $H_2, CO, CH_4, C_n H_m, H_2S, N_2, H_2O, CO_2, SO_2, HCl, HF, NaCl, KCl$, инертные газы, металлы (средняя зона) → $H_2O, CO_2, SO_2, HCl, HF, NaCl, KCl$ и др. при угнетенной роли восстановительных компонентов флюида (верхняя зона).

7. Режим флюидов и его эволюция: резко восстановительный (нижняя зона колонны) → резко восстановительный, заметно неустойчивый при реа-

лизации процессов магмообразования (средняя зона) — активная смена восстановительного режима на окислительный с последовательным снижением рН.

8. Формы переноса металлов и их эволюция: наводороженные металлы, их смеси с восстановленными газами, элементоорганические соединения (нижняя зона колошны) — металлы, растворенные в силикатном (и силикатно-солевом) расплаве, элементоорганические соединения, галогенидная (существенно хлоридная), тетраоксидная формы или наводороженные металлы, смеси их с газами, углеводородные и элементоорганические соединения, если процессы магмообразования не реализуются (средняя зона) — сульфидные и оксидные рудные расплавы (магмы), если реализуются процессы магмообразования, осложненные процессами ферритизации и сульфидизации с последующим обособлением солевых галогенидных расплавов (средняя и верхняя зона) — тио-, гидросульфидные, гидрооксо- и оксокомплексы, цианидные, аммиачные и другие комплексы в магматогенных щелочных восстановительных растворах и галогенидные простые и комплексные соединения кислых и умеренно кислых растворов, возникающих в зоне смешения галогенидсодержащих флюидов с вадозными водами при угнетенной роли элементоорганических и углеводородных соединений (верхняя зона).

9. Уровень зарождения крупномасштабных рудообразующих гидротермальных систем халькофильного типа — зона мощного водно-кислородного геохимического барьера в верхней части литосферы, на границе ее с гидро- и атмосферой. Именно здесь, в условиях малых глубин, высокого парциального давления кислорода и активного водообмена, сформировались все современные рудообразующие системы и крупнейшие месторождения цветных металлов.

10. Зоны зарождения гидротермальных систем и рудоотложения крупных и уникальных месторождений сближены в пространстве. Вертикальный размах рудно-магматических систем в конкретных структурах составляет от 1–1,5 до 3–4 км и более.

11. Сбразование гидротермальных систем и рудоотложение являются следствием термодинамического и физико-химического преобразования рудоносных колонн с восстановительным режимом флюидов в зоне мощного водно-кислородного барьера под влиянием активных окислительно-восстановительных реакций между флюидом и обводненным субстратом.

12. Активное окисление глубинного восстановленного флюида в условиях высокого парциального давления кислорода является той главной причиной, которая в конечном итоге определяет как образование и становление высокотемпературных магм, так и массовое выделение ювенильной воды, зарождение сложных ювенильно-вадозных гидротермальных систем и рудоотложение.

13. Рудоносные структуры (рудообразующие системы, рудные поля и месторождения) представляют собой области сочленения уровней подземных, метеорных или морских вод с рудо-флюидоподводящими разломами и рифтами (области экранирования глубинных потоков) или являются зонами истечения подземных вод, развития конвекционных и встречных потоков ювенильного вещества и соответствующих типов вадозных вод в глубинных структурах.

14. Массовое рудоотложение в зонах разгрузки гидротермальных систем, приводящее к образованию конкретных рудных залежей и их совокупностей, определяется наличием геохимического барьера и физико-химическими особенностями развития растворов в сочетании с традиционными геологическими факторами и гидрогеологическим режимом рудокализующих структур.

15. Эндогенная гидротермальная минерализация проявляется на глубинах до 14–15 км при интервале образования промышленных руд от 0,5 до 7–8 км. Главная масса месторождений халькофильных металлов (в том числе уникальных) формируется на глубинах 0,5–3 км.

В последние годы по мере накопления новых данных по региональной металлогении, глубинному петрогенезису, флюидному режиму Земли, современным рудообразующим системам, минералогии, термобарогеохимии и изотопии руд крупнейших месторождений и экспериментальному изучению расплавов (особенно под давлением водорода и в присутствии соединений углерода) отчетливо обозначились несоответствия между существующим фактическим материалом, с одной стороны, и основами ортодоксальной теории гидротермального рудообразования, с другой. С этим связаны повышенный интерес к проблеме эндогенного рудообразования и обилие общих петрологических схем, а также частных геолого-генетических моделей в применении к конкретным рудным месторождениям, их формационным и промышленным типам.

Проведенный комплексный анализ имеющихся фактических материалов по проблеме позволил выявить главнейшие для глубинного рудогенеза особенности флюидного режима Земли, условия зарождения и развития эндогенных рудообразующих систем, эволюцию их в пространстве и на этой основе предложить конструктивную модель образования крупных и уникальных месторождений халькофильных металлов. Создание такой модели стало возможным только с появлением фундаментальных трудов В.И. Смирнова и А.Д. Щеглова (региональная металлогения), Д.С. Коржинского, Ю.А. Кузнецова, А.А. Маракушева, Л.Л. Перчука, Г.Б. Ферштатера, Б.В. Олейникова (глубинный петрогенезис), Ф.А. Летникова (флюидный режим Земли), С.И. Набоко, Е.К. Мархинина, Л.М. Лебедева, Г.А. Карпова (современные рудообразующие системы), Н.И. Хитарова, И.Д. Рябчикова, М.Б. Эпельбаума, А.А. Кадика, Э.С. Персикова (экспериментальные исследования), А.Л. Павлова, Р.М. Слободского (рудообразующие среды и перенос металлов), В.И. Вернадского, Н.П. Семеновко, В.Н. Ларина и др. (геохимические модели Земли) и многих геологов, изучавших рудные месторождения.

Из предложенной модели вытекают два важных следствия.

1. В связи с определением крупных и уникальных месторождений халькофильных металлов (включая стратиформные) как малоглубинных и приповерхностных образований с подкоровым источником металлов снимается необходимость отнесения их к вулканогенным или экзогенным и противопоставления плутоногенным или эндогенным. По своей сути это эндогенные месторождения с разными способами накопления и отложения рудного вещества (ликвация с обособлением рудных магм, отделение остаточных солевых растворов, гидротермальный процесс, сочетание гидротермального процесса с хемогенным осаждением рудного вещества на дне водоемов).

2. Отсутствие резких границ между эндо- и экзогенными процессами рудообразования открывает широкие возможности для обоснования переоценки промышленных перспектив глубоких горизонтов стратиформных месторождений.

- Аверьев В.В. Гидротермальный процесс в вулканических областях и его связь с магматической деятельностью // Современный вулканизм. - М.: Наука, 1960. - С. 118-128.
- Аверьянов А.Г., Вейцман П.С., Гальперин Е.И. Глубинное строение земной коры в переходной зоне от Азиатского континента к Тихому океану // Геология и металлогения советского сектора Тихоокеанского рудного пояса. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - С. 546-556.
- Ананьев Ф.М. Растворимость сульфидов в силикатных расплавах в связи с генезисом сульфидных медно-никелевых руд // Геология и горное дело. - Красноярск: Изд-во Краснояр. ун-та, 1973. - С. 15-20.
- Ананьев Ф.М. О причинах и механизме тектоно-магматических процессов // Геология и разведка. - 1981. - № 8. - С. 6-10.
- Ананьев Ф.М. С возможности тетраоксидной формы связи летучих в магматическом расплаве // Геология, поиски и разведка рудных месторождений: (Тезисы докладов). - Иркутск: Иркут. политех. ин-т, 1982. - С. 7.
- Андреев С.И. Факты, регулирующие образование железо-марганцевых конкреций в Мировом океане // Геология и твердые полезные ископаемые Мирового океана. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1980. - С. 33-39.
- Анфилогов В.Н., Анфилогова Г.И., Бобылев Н.В. и др. Формы нахождения фтора и хлора в силикатных расплавах // Геохимия. - 1984. - № 5. - С. 751-756.
- Анфилогов В.Н., Бобылев И.Б., Брагина Г.И. Кислотно-основные свойства силикатных расплавов и роль летучих компонентов в процессах кислотно-основного взаимодействия // Физика и химия стекла. - 1989. - Т. 13. - № 23. - С. 328-333.
- Аревадзе Д.В., Ярошевич В.З. Источники рудообразующих растворов по данным изучения изотопного состава флюидных включений // Флюиды в магматических процессах. - М.: Наука, 1982. - С. 226-241.
- Архангельская В.В., Вольфсон Ф.И. Геотектонические позиции и систематика стратиформных свинцово-цинковых месторождений. - М.: Наука, 1977. - 272 с.
- Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. - 240 с.
- Балеста С.Т. Земная кора и магматические очаги областей современного вулканизма. - М.: Наука, 1981. - 133 с.
- Баранова Н.Н., Барсуков В.Л. О карбонатной форме переноса Pb гидротермальными растворами // Геохимия. - 1965. - № 9. - С. 76-81.
- Баратов Р.Б., Лутков В.С. Гиперстеновые и гранат-гиперстеновые гранитоиды Тянь-Шаня // V Всесоюз. петрографическое совещ. - Т. 1: Проблемы петрологии: (геологические аспекты). - Алма-Ата: Наука КазССР, 1976. - С. 194-197.
- Барт Т.Ф. Состав и эволюция магмы южной части срединного Атлантического хребта // Физико-химические проблемы формирования горных пород и руд. - М.: Изд-во АН СССР, 1961. - Т. 1. - С. 31-55.
- Батуриш Г.Н. Сульфидные руды на дне океанов // Природа. - 1985. - № 6. - С. 98-105.
- Бейли Д.К. Континентальный рифтогенез и дегазация мантии // Континентальные рифты. - М.: Мир, 1981. - С. 20-30.

- Белевцев Я.Н., Каляев Г.И. Зоны активизации Украинского шита и связь с ними оруденения // Металлогения областей тектоно-магматической активизации: Тез. VII Всесоюз. металлогенического совещ. - Иркутск, 1973. - С. 119-120.
- Беляевский Н.А. Строение земной коры континентов по геолого-геофизическим данным. - М.: Недра, 1981. - 431 с.
- Берзина А.П., Курода И., Сотников В.И. и др. Источники флюидов медно-молибденовых проявлений МНР: (по данным изучения изотопного состава водорода) // Геология и геофизика. - 1986. - № 3. - С. 71-80.
- Бескровный Н.С. О роли глубинных разломов Западно-Туркменской впадины в формировании нефтяных залежей // Глубинные разломы. - М.: Недра, 1964. - С. 207-212.
- Бескровный Н.С. Специфика углеводородов геодинамических поясов; (на примере Камчатки) // Дегазация Земли и геотектоника. - М.: Наука, 1976. - С. 55-57.
- Бескровный Н.С. Неорганическое происхождение нефти и газа: (современное состояние проблемы и направление дальнейших исследований). - М., 1985. - 46 с. - (Обзор ВИЭМС).
- Бескровный Н.С., Набоко С.И., Главатских С.Ф. и др. Углеводороды в кальдере Узон // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. - М.: Недра, 1974. - С. 206-210.
- Библин Ю.А. Металлогенические провинции и металлогенические эпохи. - М.: Госгеолтехиздат, 1955. - 88 с.
- Библина Т.В. Основные черты металлогении шитов и областей их активизации // Проблемы региональной металлогении. - 1973. С. 41-61.
- Бишофф Дж. Садки геотермальных рассолов Красного моря: (минералогия, геохимия и генезис) // Современное гидротермальное рудоотложение. - М.: Мир, 1974а. - С. 157-193.
- Бишофф Дж. Промышленное значение рудных месторождений Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. - М.: Мир, 1974б. - С. 271-276.
- Большаков А.П., Кириклища С.И., Ольховский Н.Я. С вертикальным размахом и глубине рудоотложения на Никитовском ртутном месторождении // Геология руд. месторождений. - 1969. - № 4. - С. 128-132.
- Бородаевская М.Б., Крицков А.И., Ширай Е.П. Основы структурно-формационного анализа колчеданных провинций. - М.: Недра, 1977. - 152 с.
- Боршевский Ю.А., Оболенский А.А., Борисова С.Л. и др. Изотопный состав кислорода и углерода жильных минералов низкотемпературных гидротермальных месторождений Центральной Азии // Генетическая минералогия и геохимия рудных месторождений Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1984. - С. 100-113.
- Ботт М. Внутреннее строение Земли. - М.: Мир, 1974. - 373 с.
- Буэн Н.Д. Эволюция изверженных пород. - М.: ОНТИ, 1934. - 317 с.
- Брагин И.К., Гольдшмидт Э.Х., Калябина М.Г. и др. Глубины образования и вертикальный размах оруденения Чаткало-Кураминских гор: (Средняя Азия) // Докл. АН СССР. - 1966. - Т. 169, № 6. - С. 1392-1395.
- Брагин И.К., Гольдшмидт Э.Х., Калябина М.Г. и др. О глубинах образования некоторых эндогенных рудных формаций Узбекистана. - Ташкент: Фан, 1968. - Т. 2. - С. 156-195.
- Брайцева О.А., Богоявленская Г.Е., Эрлих Э.Н. Геологическое строение Узон-Гейзерной депрессии // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. - М.: Недра, 1974. - С. 10-32.
- Братусь М.Б., Гигашвили Г.М., Бескровный Н.С. Условия формирования плагиобазальтов на примере продуктов извержения вулкана Штубеля: (Камчатка) // Термобарогеохимия в геологии: Тез. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. - Владивосток, 1978. - С. 106.
- Брукс Р., Каплан И., Питерсон М. Микроэлементы термальных рассолов и иловых вод Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. - М.: Мир, 1974. - С. 76-95.
- Быховер Н.А. Распределение мировых ресурсов минерального сырья по эпохам рудообразования. - М.: Недра, 1984. - 575 с.
- Васильев Ю.Р. Проблема ультраосновных расплавов // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. - С. 19-26.
- Вахрушев В.А. Рудные минералы изверженных пород. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - 184 с.

- Велинский В.В. Дегазация вещества верхней мантии как основной фактор магмообразования // Геология и геофизика. - 1970. - № 1. - С. 10-21.
- Величко Е.А., Контарь Е.А., Тареева С.К. За рудой в глубины океана. - М.: Недра, 1980. - 95 с.
- Величко Е.А., Кузнецов Ю.Я., Левин Л.Э. и др. Геология и полезные ископаемые Мирового океана. - М.: Недра, 1978. - 206 с.
- Вернадский В.И. Избранные сочинения. - М.: Изд-во АН СССР, 1954. - Т. 1. - 696 с.
- Вернадский В.И. История минералов земной коры // Избр. соч. - М.: Изд-во АН СССР, 1960. - Т. 4, кн. 2. - 651 с.
- Вильямс Х., Тернер Ф., Гилберт Ч. Петрография. - М.: Мир, 1985. - Т. 1. - 301 с.
- Виноградов В.И., Чернышев И.В., Шонин Л.Л. Изотопный состав серы в современных металлоносных гидротермах Челекена // Геология руд. месторождений. - 1969. - Т. 11, № 3. - С. 84-88.
- Включения в вулканических породах Курило-Камчатской островной дуги. - М.: Наука, 1978. - 222 с.
- Владимиров Б.М., Воляжко Н.Я., Пономаренко А.И. Глубинные включения из кимберлитов, базальтов и кимберлитоподобных пород. - М.: Недра, 1976. - 284 с.
- Войтов Г.И. К оценкам современного субвертикального потока газов в различных геоструктурных зонах Земли // Дегазация Земли и геотектоника. - М.: Наука, 1976. - С. 3-11.
- Волохов И.М. Магмы, интрателлурические растворы и магматические формации. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. - 163 с.
- Вольфон Ф.И., Архангельская В.В. Особенности геологического строения и закономерности размещения рудных месторождений Катангской складчатой области в Центральной Африке // Геология, поиски и разведка месторождений рудных полезных ископаемых. - Иркутск: Иркут. политех. ин-т, 1986. - С. 77-92.
- Воробьев Ю.Ю. Геолого-генетические особенности и зональность Иртышского полиметаллического месторождения на Алтае. - М.: Госгеолтехиздат, 1963. - 215 с.
- Воробьев Ю.Ю. Широкие рудные зоны Алтая и Калбы // Геология и разведка месторождений твердых полезных ископаемых Казахстана. - Алма-Ата: КазИМС, 1968. - С. 15-25.
- Воробьев Ю.Ю., Есенов Ш.Е., Каюпов А.К. и др. Закономерности размещения месторождений черных, цветных, редких металлов и золота // Геология СССР: Восточный Казахстан: Полезные ископаемые. - М.: Недра, 1974. - Т. 12. - С. 18-36.
- Гавриш В.К. Роль глубинных разломов в миграции и аккумуляции нефти и газа. - Киев: Наук. думка, 1978. - 172 с.
- Гантимуров А.А. Флюидный режим железо-кремниевых систем. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. - 72 с.
- Генштафт Ю.С. Экспериментальные исследования в области глубинной минерализации и петрологии. - М.: Наука, 1977. - 204 с.
- Генштафт Ю.С., Наседкин В.В., Рябинин Ю.Н. и др. Кристаллизация базальта при давлении 25 кбар и температурах от 800 до 1300 °С // Сов. геология. - 1965. - № 8. - С. 26-31.
- Гибшер Н.А. Физико-химические условия формирования Рубцовского месторождения: (Рудный Алтай) // Генетическая минералогия: (по включениям в минералах). - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978а. - С. 130-142.
- Гибшер Н.А. Физико-химические условия формирования некоторых колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая: (по данным газово-жидких включений): Автореф. дис. ... канд. геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1978б. - 20 с.
- Главатских С.Ф. Современные фации гидротермально измененных пород Узона // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974а, - С. 169-173.
- Главатских С.Ф. Распространение фаций гидротермально измененных пород // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. - М.: Недра, 1974б. - С. 117-162.
- Глобальные закономерности размещения крупных рудных месторождений. - М.: Недра, 1974. - 191 с.
- Глубинные ксенолиты и верхняя мантия. - Новосибирск: Наука, Сиб. отд-ние, 1975. - 271 с.
- Говоров И.Н., Благодарева Н.С., Кирихина Н.И. и др. Первичные минералы калия в глубинных эггизитах Якутии // Докл. АН СССР. - 1984. - № 5. - С. 1117-1121.

- Говоров И.Н., Голубева Э.Д., Денисов Е.П. и др. Геохимические особенности глубинных ксенолитов из кимберлитов и щелочных базальтов Северо-Востока Азии // Мантийные ксенолиты и проблема ультраосновных магм. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983. - С. 75-85.
- Годлевский М.Н. Траппы и рудоносные интрузии Норильского района. - М.: Госгеолтехиздат, 1959. - 215 с.
- Горбунов Г.И. Геология и генезис сульфидных медно-никелевых месторождений Печенги. - М.: Недра, 1968. - 352 с.
- Горжецкий Д.И., Иванкин П.Ф. Типы свинцово-цинковых провинций // Сов. геология. - 1974. - № 2. - С. 28-35.
- Горжецкий Д.И., Микунев М.Ф., Филатов Е.И. Металлогеническое значение срединных массивов на примере свинцово-цинковых провинций // Тектоника срединных массивов. - М., 1974. - С. 26-48.
- Горшков Г.С. Явления вулканизма и верхняя мантия // Химия земной коры. - М.: Наука, 1964. - Т. 2. - С. 41-52.
- Грачев А.Ф. Рифтовые зоны Земли. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1977. - 246 с.
- Грин Д.Х., Рингвуд А.Е. Происхождение базальтовых магм // Петрология верхней мантии. - М.: Мир, 1968. - С. 132-327.
- Гринберг Г.А., Бахаров А.Г., Ипатьева И.С. и др. Коровое и ювенильное гранитообразование: (на примере Северо-Востока СССР) // V Всесоюз. петрограф. совещ. - Т. 1: Проблемы петрологии: (геологические аспекты). - Алма-Ата: Наука КазССР, 1976. - С. 216-218.
- Гриненко В.А., Гриненко Л.Н. Геохимия изотопов серы. - М.: Наука, 1974. - 274 с.
- Гутенберг Б. Физика земных недр. - М.: Изд-во иностр. лит., 1963. - 263 с.
- Демин Ю.И., Красс М.С., Яковлев Г.Ф. Исследование динамики становления магматических тел в рудных районах методом объемного моделирования на ЭВМ // Вестн. МГУ. Сер. 4. Геология. - 1976. - № 1. - С. 3-18.
- Денисов Е.П. Возможный состав верхней мантии по результатам изучения включений ультраосновных пород в щелочных базальтоидах // XXIII Междунар. геол. конгресс: Докл. сов. геологов. - М.: Наука, 1968. - С. 134-140.
- Дистанов Э.Г. Колчеданно-полиметаллические месторождения Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - 351 с.
- Дистанов Э.Г., Пономарев В.Г., Ковалев К.Р. Геологическое развитие и особенности металлогении Олоkitской троговой структуры: (Байкальская горная область) // Докембрийские троговые структуры Байкало-Амурского региона и их металлогения. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - С. 53-67.
- Добровольская М.Г., Цепин А.И., Игупин И.П. и др. Джерфишерит из кимберлитов Якутии // Минералы и парагенезисы минералов эндогенных месторождений. - Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1975. - С. 3-11.
- Долгов Ю.А., Томиленко А.А., Чупин В.П. Определение условий метаморфизма и анатексиса // Теория и практика термобарогеохимии. - М.: Наука, 1978. - С. 21-28.
- Долгушин С.С., Павлов А.Л. Механизм формирования магнетитовых месторождений. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. - 166 с.
- Доу Б., Стейси Дж. Обзор исследований по применению изотопов свинца при решении проблем происхождения руд и оценки возможности поисков рудных месторождений // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. - М.: Мир, 1977. - С. 11-57.
- Дубровский М.И. Гранитные эвтектики, минимумы и магмы // Проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. - Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1971. - С. 54-68.
- Дэли Р.С. Изверженные породы и глубины Земли. - М.: ОНТИ, 1936. - 590 с.
- Джиков О.А. Енисейско-Олонекский рудный пояс севера Сибирской платформы // Геология руд. месторождений. - 1985. - № 3. - С. 16-33.
- Джиков О.В., Дистлер В.В., Кавардин Г.И. и др. Геологическая позиция, глубинное строение и рудно-магматические системы Норильского района // Глубинные условия эндогенного рудообразования. - М.: Наука, 1986. - С. 204-219.
- Егназаров Б.Х., Андреев С.И., Аникеева Л.И. и др. Механизм образования железо-марганцевых конкреций Мирового океана // Геология и твердые полезные ископаемые Мирового океана. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1980. - С. 5-19.
- Ермаков Н.П. Двадцатипятилетие термобарогеохимии и планы ее развития в последней четверти XX века // Теория и практика термобарогеохимии. - М.: Наука, 1978. - С. 5-20.

- Ермолов П.В. Петрология гранитоидов Зайсанской складчатой области Восточного Казахстана: (генетические типы гранитоидов и принципы их выделения): Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1982. - 30 с.
- Ермолов П.В., Иезо А.Э. Петрология магматических пород Машанской вулканической структуры // Изв. АН КазССР. Сер. геол. - 1976. - № 4. - С. 75-81.
- Ермолов П.В., Кузубный В.С., Владимиров А.Г. и др. Реликтовые минеральные парагенезисы чарнокитоподобных гранитоидов и их петрологическое значение // Геология и геофизика. - 1979. - № 3. - С. 78-87.
- Ермолов П.В., Тянь В.Д., Кузубный В.С. и др. Гранаты герцинских гранитоидов Зайсанской складчатой системы // Зап. ВМО. - 1977. - Ч. 106, сер. 11, вып. 6. - С. 559-666.
- Есин О.А., Гельд П.В. Физическая химия пирометаллургических процессов. - М.: Металлургия, 1966. - 703 с.
- Железо-марганцевые конкреции Мирового океана. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1984. - 175 с.
- Жовтуля В.Д., Калужный В.А., Сахно Б.Э. К условиям кристаллизации амфибола и плагиоклаза образований вулкана Шивелуч: (Камчатка) // Термобарогеохимия в геологии: Тез. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. - Владивосток, 1978. - С. 96-97.
- Загрузина И.А., Ли В.Н., Немец В.М. О содержании углерода в некоторых гранитоидных массивах Северо-Востока СССР // Геохимия. - 1978. - № 10. - С. 1547-1549.
- Зайков В.В. О масштабах полиметаллических месторождений // Сов. геология. - 1979. - № 9. - С. 111-115.
- Закржевская Н.Г., Элисон М.М. О составе включений в породах Хибинских апатитовых месторождений // Исследование рудообразующих растворов: Материалы I симпозиума по изучению газово-жидких включений в минералах. - М.: Недра, 1966. - С. 59-74.
- Захарченко А.И., Москалюк А.А., Гуревич М.Г. и др. Температурный режим и состав растворов в процессе образования флюорито-кварцевых жил, грейзенов и пегматитов гранитного массива Кент // Исследования минералообразующих растворов: Материалы I симпозиума по изучению газово-жидких включений в минералах. - М.: Недра, 1966. - С. 59-74.
- Золотарев Б.П., Войтов Г.И., Черевичная Л.Ф. О газах молодых базальтоидов некоторых островов юго-западного сектора Тихого океана // Докл. АН СССР. - 1976. - Т. 229, № 3. - С. 721-724.
- Зотов И.А., Олейников Б.В., Округин А.В. и др. Оценка физико-химических условий появления и устойчивости самородных металлов в магматических образованиях // Докл. АН СССР. - 1980. - Т. 255, № 5. - С. 1260-1264.
- Зотов А.В., Ткаченко Р.И., Алексинские источники на о. Кунашир как пример образования "щелочных" гидротерм путем нейтрализации первичных кислых растворов // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - С. 52-57.
- Зубков В.А., Брызгалов Г.С., Демин Ю.И. и др. Особенности образования магматических пород Лениногорского района (Рудный Алтай) по данным исследования минеральных включений // Докл. АН СССР. - 1972. - Т. 207, № 6. - С. 1427-1429.
- Иванкин П.Ф. О вертикальном диапазоне оруденения в земной коре и рудоносных магматических фациях // Проблемы магматической геологии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. - С. 342-351.
- Иванкин П.Ф. Флюидно-магматогенные колонны глубинных разломов и прогноз оруденения // Глубинные условия эндогенного рудообразования. - М.: Наука, 1986. - С. 103-113.
- Иванкин П.Ф., Иншин П.В. О взаимосвязи углерода и воды в петрогенезисе // Сов. геология. - 1977. - № 1. - С. 35-46.
- Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Кузубный В.С. Рудные формации Рудного Алтая. - Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. - 284 с.
- Иванкин П.Ф., Иншин П.В., Назарова Н.И. Особенности отложения золота в черносланцевых зонах // Сов. геология. - 1985. - № 11. - С. 52-60.
- Иванкин П.Ф., Кузубный В.С. О верхней возрастной границе и глубине формирования оруденения Николаевского месторождения на Алтае // Вестн. АН КазССР. - 1960. - № 1. - С. 36-41.
- Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Геолого-геохимические закономерности формирования руд-

- ного поля золото-углеродистой формации и поисковые критерии // Геохимические методы поисков месторождений полезных ископаемых. - М.: Недра, 1984. - Т. 5. - С. 35-40.
- Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. О природе черных углеродистых кремней в Юго-Западном Тянь-Шане // Сов. геология. - 1985. - № 5. - С. 105-116.
- Иванкин П.Ф., Назарова Н.И. Методика изучения рудоносных структур в терригенных толщах. - М.: Недра, 1988. - 252 с.
- Иванкин П.Ф., Фотиади Э.Э., Щеглов А.П. Опыт построения моделей тектоносферы подвижных поясов // Геотектоника. - 1974. - № 5. - С. 35-51.
- Источники рудного вещества эндогенных месторождений / Под ред. Ф.В. Чухрова. - М.: Наука, 1976. - 335 с.
- Йодер Г.С., Тили К.Э. Происхождение базальтовых магм. - М.: Мир, 1965. - 246 с.
- Кадик А.А., Луканин О.А. Пути дегазации мантии при ее плавлении: изменение окислительно-восстановительного и флюидного режима базальтовых магм при их движении к поверхности // Геохимия. - 1985. - № 2. - С. 163-178.
- Казанский В.И. Рудоносные тектонические структуры активизированных областей. - М.: Недра, 1972. - 240 с.
- Казанский В.И., Малиновский Е.П., Наумов Г.В. и др. Вертикальный диапазон эндогенного рудообразования и факторы, его определяющие // Глубинные условия эндогенного рудообразования. - М.: Наука, 1986. - С. 5-16.
- Каложный В.А., Ляхов Ю.В., Грыньков З.С. и др. О возрастных взаимоотношениях и составе газовой-жидких включений в кварце пегматитов Вольши // Исследования минералообразующих растворов: Материалы I симпозиума по изучению газовой-жидких включений в минералах. - М.: Недра, 1966. - С. 112-119.
- Кантор М.З. К оценке масштаба молибден-медно-порфировых месторождений по набору минералов и элементам-примесям в них // Докл. АН СССР. - 1982. - Т. 265, № 6. - С. 1463-1466.
- Кантор М.З. Обнаружение пар полиморфных модификаций экономически ценных минералов как вероятный критерий оценки масштабов месторождений. - Докл. АН СССР. - 1983. - Т. 269, № 5. - С. 1161-1165.
- Каплан И., Суши Р., Ниссенбаум А. Изотопы серы в гидротермальных рассолах и осадках Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. - М.: Мир, 1974. - С. 229-256.
- Каржавин В.К., Лутц Б.Г., Петерсилье И.А. и др. Теория и практика термобарогеохимии. - М.: Наука, 1978. - С. 54-60.
- Каржавин В.К., Петерсилье И.А. О возможной генетической связи углеводородных соединений пород и минералов интрузивных массивов с их щелочным компонентом // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. - Киев: Наук. думка, 1978. - С. 16-18.
- Карпов Г.А. Физико-химические условия современного рудоотложения на термальном поле Узона // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. - М.: Недра, 1974. - С. 223-231.
- Карпов Г.А., Павлов А.Л. Зональность минералоотложений в областях разгрузки современных гидротерм // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - С. 161-164.
- Карпов Г.А., Павлов А.Л. Узон-гейзерная гидротермальная рудообразующая система Камчатки. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. - 88 с.
- Карпов Г.А., Павлов А.Л. Физико-химические параметры растворов и закономерности распределения рудных элементов в вертикальном профиле Узонской гидротермальной системы: (Камчатка) // Рудная зональность и физико-химия гидротермальных систем. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1980. - С. 15-29.
- Кейльман Г.А., Соколов В.Б., Козырев Е.И. и др. О глубинном строении Восточного склона Среднего Урала // Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. - М.: Наука, 1977. - С. 58-61.
- Ковалев Г.Н., Кутыев Ф.Ш. Оценка температурных условий в мощных пепловых струях Толбачинского извержения 1975 г. (Камчатка) по структуре вулканических бомб // Докл. АН СССР. - 1977. - Т. 297, № 5. - С. 1171-1174.
- Коваленко В.И., Соловова И.П., Наумов В.Б. и др. Мантийное минералообразование с участием углекислотно-сульфидно-силикатного флюида // Геохимия. - 1986. - № 3. - С. 289-303.

- Кожевникова Е.Г. Морфология и внутреннее строение железо-марганцевых конкреций Северо-Восточной котловины Тихого океана // Геология и твердые полезные ископаемые Мирового океана. - Л.: НИИГА, 1980. - С. 124-130.
- Козловский Е.А. Кольская сверхглубокая скважина // В мире науки. - 1984. - № 3. - С. 38-49.
- Кокшаров В.А., Кузубный В.С. О режиме минералообразующих растворов Риддер-Сокольского месторождения // Основные параметры природных процессов эндогенного рудообразования: Тез. докл. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. - Т. 2. - С. 77.
- Колчеданные месторождения мира. - М.: Недра, 1979. - 282 с.
- Колчеданные месторождения СССР. - М.: Наука, 1983. - 220 с.
- Кольская сверхглубокая: Исследование глубинного строения континентальной коры с помощью бурения Кольской сверхглубокой скважины. - М.: Недра, 1984. - 490 с.
- Кононов В.И. Геохимия термальных вод областей современного вулканизма: (рифтовых зон и островных дуг). - М.: Наука, 1983. - 212 с.
- Коржинский Д.С. Трансмагматические потоки растворов подкорового происхождения и их роль в магматизме и метаморфизме // XXIII Междунар. геол. конгресс: Докл. Сов. геологов. - М.: Наука, 1968. - С. 24-38.
- Коробейников А.Ф. Самородные элементы - минералы-индикаторы продуктивных гранитоидных интрузий палеозойских орогенов // Самородные металлы в постмагматических образованиях. - Якутск: Якут. филиал СС АН СССР, 1985. - С. 26-28.
- Коттон Ф., Уилкинсон Дж. Современная неорганическая химия. - М.: Мир, 1969. - Ч. 2. - 494 с.
- Кравцов А.И. Геология и геохимия природных газов зон глубинных разломов и их роль в формировании месторождений углеводородных газов и нефти // Дегазация Земли и геотектоника. - М.: Наука, 1976. - С. 65-68.
- Кравцов А.И., Войтов Г.И., Бобров В.А. и др. Газы (химический и изотопный состав) кимберлитовой трубки "Мир" // Докл АН СССР, 1979. - Т. 245, № 4. - С. 950-953.
- Кривцов А.И. Геологические основы прогнозирования и поисков медно-порфировых месторождений. - М.: Недра, 1983. - 256 с.
- Кривцов А.И., Мигачев И.Ф., Попов В.С. Медно-порфировые месторождения мира. - М.: Недра, 1986. - 236 с.
- Кронен Д. Подводные минеральные месторождения. - М.: Мир, 1983. - 392 с.
- Кротова В.А. Геотектогенез и миграция подземных флюидов // Дегазация Земли и геотектоника. - М.: Наука, 1976. - С. 37-40.
- Кудрявцев Н.А. Глубинные разломы и нефтеносность // Глубинные разломы. - М.: Недра, 1964. - С. 191-201.
- Кузубный В.С. Магматические формации Юго-Западного Алтая и их металлогения. - Алма-Ата: Наука КазССР, 1975. - 342 с.
- Кузубный В.С. К проблеме рудогенеза // Самородное элементообразование в эндогенных процессах: Тез. докл. - Якутск: Якут. филиал СС АН СССР, 1985. - Ч. 2. - С. 23-26.
- Кузубный В.С., Владимиров А.Г., Ермолов П.В. и др. Главные типы габброидных интрузий Зайсанской складчатой области / Базитовые и ультрабазитовые комплексы Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. - С. 166-195.
- Кузубный В.С., Ермолов П.В., Тянь В.Д. Генетические типы гранитоидов Зайсанской складчатой области // Вопросы магматической геологии Сибири. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. - Вып. 402. - С. 3-21.
- Кузубный В.С., Стручевский Н.И. Строение и эволюция колчеданосных провинций: (на примере Юго-Западного Алтая) // Геология и геофизика. - 1983. - № 11. - С. 41-47.
- Кузнецов Ю.А. Происхождение магматических пород // Тр. 1 Всесоюз. петрограф. совещ. - М.: Изд-во АН СССР, 1955. - С. 297-331.
- Кузнецов Ю.А. С гетерогенности магматических пород: (на примере гранитов) // Геология и геофизика. - 1961. - № 10. - С. 50-59.
- Кузнецов Ю.А. Главные типы магматических формаций. - М.: Недра, 1964. - 385 с.
- Кузнецов Ю.А. С главных формах гранитоидного магматизма и механизма образования гранитоидных тел // Геология и геофизика. - 1966. - № 6. - С. 3-15.
- Кузнецов Ю.А., Изох Э.П. Геологические свидетельства интрателлурических потоков тепла и вещества как агентов метаморфизма и магмообразования // Проблемы петрологии и генетической минералогии. - М.: Наука, 1969. - Т. 1. - С. 7-20.

- Куклин А.П. Глубина формирования месторождений Чукотской складчатой области и их связь с магматическими формациями // *Материалы по геологии и полезным ископаемым Северо-Востока СССР.* - Магадан: Кн. изд-во, 1974. - С. 25-30.
- Куно Х. Серии изверженных пород // *Химия земной коры.* - М.: Наука, 1964. - Т. 2. - С. 107-121.
- Купер Дж., Ричардс Дж. Изотопы свинца в осадках впадин Атлантик 2 и Дискавери // *Современное гидротермальное рудоотложение.* - М.: Мир, 1974. - С. 257-270.
- Курс рудных месторождений. - М.: Недра, 1986. - 360 с.
- Кутюлин В.А. Проблемы петрохимии и петрологии базальтов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1972. - 207 с.
- Кушнарев И.П. Глубина формирования эндогенных месторождений Кураминской структурно-фациальной зоны и роль эрозионного среза в их размещении // *Геология руд. месторождений.* - 1961. - № 6. - С. 3-26.
- Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. - М.: Недра, 1969. - 150 с.
- Кушнарев И.П. Глубины образования эндогенных рудных месторождений. - М.: Недра, 1982. - 166 с.
- Лазыко Е.Е., Целин А.И. Неоднородные сульфидные включения в первичных минералах кимберлитов Якутии // *Неоднородность минералов и тонкие минеральные смеси.* - М.: Наука, 1977. - С. 75-85.
- Ларин В.Н. Гипотеза изначально гидридной Земли. - М.: Недра, 1980. - 215 с.
- Лебедев Л.М. О современном отложении самородного свинца из термальных рассолов Челекена // *Докл. АН СССР.* - 1967а. - Т. 174, № 1. - С. 197-200.
- Лебедев Л.М. Современное образование сфалерита // *Докл. АН СССР.* - 1967б. - Т. 175, № 4. - С. 920-932.
- Лебедев Л.М. Современные рудообразующие гидротермы. - М.: Недра, 1975. - 261 с.
- Лебедев Л.М. Минералы современных гидротерм. - М.: Наука, 1979. - 200 с.
- Лебедев Л.М., Зотов А.В., Никитина И.В. и др. Современные процессы минералообразования на вулкане Менделеева: (о. Кунашир). - М.: Наука, 1980. - 176 с.
- Лебедев Л.М., Никитина И.В. Особенности состава и металлоносность гидротерм аппаратов вулканов: (на примере вулканов Менделеева и Головина) // *Современные гидротермы и минералообразование.* - М.: Наука, 1977. - С. 5-25.
- Лебедев Л.М., Никитина И.В. Челекенская рудообразующая система. - М.: Наука, 1983. - 240 с.
- Лебедев Л.М., Подушкина А.П., Сидоренко Г.А. О некоторой особенности современного образования сульфидов железа на Челекене // *Докл. АН СССР.* - 1971. - Т. 197, № 6. - С. 1413-1416.
- Летников Ф.А. Эволюция флюидных систем в эндогенных процессах // *Проблемы физико-химической петрологии.* - М.: Наука, 1979. - Т. 2. - С. 53-65.
- Летников Ф.А., Леонтьев А.Н., Гантимурова Т.П. Флюидный режим гранитообразования. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 198 с.
- Линдслей Д.Г. P-T диаграмма плавки для части системы K_2O-SiO_2 // *Экспериментальная петрология и минералогия.* - М.: Недра, 1971а. - С. 17-29.
- Линдслей Д.Г. Диаграмма плавки плагноклаза при высоких давлениях // *Экспериментальная петрология и минералогия.* - М.: Недра, 1971б. - С. 40-60.
- Литвиновский Б.А. Объемный эффект плавления в водно-силикатных системах и некоторые петрологические следствия // *Докл. АН СССР.* - 1977. - № 4. - С. 894-897.
- Литвиновский Б.А., Летников Ф.А. Единая направленность эволюции флюидного режима базитовых и гранитоидных магм // *Вопросы генетической петрологии.* - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - С. 111-132.
- Ломоносов И.С. Геохимия и формирование современных гидротерм Байкальской рифтовой зоны. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - 165 с.
- Лутц Б.Г. Реакции формирования эклогитов // *XXIII Междунар. геол. конгресс: Докл. сов. геологов.* - М.: Наука, 1968. - С. 127-133.
- Лутц Б.Г. Химический состав континентальной коры и верхней мантии Земли. - М.: Наука, 1975. - 166 с.
- Лутц Б.Г., Петерсилье И.А., Каржавин В.К. Состав газообразных веществ в породах верхней мантии // *Докл. АН СССР.* - 1976. - Т. 226, № 2. - С. 440-443.
- Магницкий В.А. Внутреннее строение и физика Земли. - М.: Недра, 1965. - 378 с.

- Маккей К. Водородные соединения металлов. - М.: Мир, 1968. - 244 с.
- Маракушев А.А. К проблеме чарнокитов // Проблемы геологии на XXII сессии Международного геологического конгресса. - М.: Наука, 1966. - С. 165-178.
- Маракушев А.А. Миграционная способность и геохимическая систематика металлов // Вестн. АН СССР. - 1972. - № 6. - С. 46-51.
- Маракушев А.А. Физико-химические условия генерации рудоносных флюидов и проблема источников рудного вещества // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1976. - С. 145-164.
- Маракушев А.А. Некоторые вопросы петрогенезиса в свете теории флюидно-магматического взаимодействия // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. - С. 65-83.
- Маракушев А.А., Генкин А.Д. Термодинамические условия образования карбидов металлов в связи с их нахождением в основных и ультраосновных породах и в медно-никелевых рудах // Вестн. МГУ. Сер. 4, Геология. - 1972. - № 5. - С. 7-25.
- Маракушев А.А., Граменицкий Е.Н., Коротаев М.Ю. Петрологическая модель эндогенного рудообразования // Геология руд. месторождений. - 1983. - № 8. - С. 1-18.
- Маракушев А.А., Перчук Л.Л. Термодинамическая модель флюидного режима Земли // Счерки физико-химической петрологии. - М.: Наука, 1974. - С. 102-130.
- Марковский В.А., Ротман В.К. Геология и петрология ультраосновного вулканизма. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1981. - 247 с.
- Мархинин Е.К. Вулканы и жизнь: (Проблемы БЮ вулканологии). - М.: Мысль, 1980. - 196 с.
- Мархинин Е.К., Стратула Д.С. Гидротермы Курильских островов. - М.: Наука, 1977. - 210 с.
- Маршинцев В.К., Заявина Н.В., Лескова Н.В. Включение самородного кремния и кубического карбида кремния в муассаните из кимберлитов // Самородное минералообразование в магматическом процессе. - Якутск: Якут. филиал СО АН СССР, 1981. - С. 122-124.
- Мельник Ю.П. Состояние и свойства флюидов в условиях глубинного петрогенезиса // Проблемы физико-химической петрологии. - М.: Наука, 1979. - Т. 2. - С. 66-74.
- Мельников Е.П. Условия образования метаморфизованного жильного кварца Урала // V Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. - М.: ГЕОХИ АН СССР, 1976. - С. 48.
- Меняйлов И.А. Углеводороды и металлы в газах узонских парагидротерм // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - С. 133-135.
- Меняйлов И.А., Никитина Л.П., Шапарь В.Н. Геохимические особенности эксгалляций Большого Трещинного Толбачинского извержения. - М.: Наука, 1980. - 235 с.
- Милановский Е.Е. Рифтовые зоны континентов. - М.: Недра, 1976. - 278 с.
- Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1957. - Т. 1. - 340 с.
- Мессер К.Е. Солеобразные гидриды // Синтезы неорганических соединений. - М.: Мир, 1966. - Т. 1. - С. 222-247.
- Методы поисков и оценки скрытых месторождений цветных металлов. - М.: ЦНИГРИ, 1977. - 73 с.
- Моисеенко Ф.С. Основы глубинной геологии. - Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1981. - 279 с.
- Моисеенко В.Г., Сахно В.Г., Малахов В.В. Роль глубинных флюидов в эволюции магматизма и минерализации Тихоокеанского подвижного пояса // Теория и практика термобарогеохимии. - М.: Наука, 1978. - С. 44-53.
- Молчанов В.И. Генерация водорода в литогенезе. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 142 с.
- Набоко С.И. Металлоносность кальдеры Узон // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974а. - С. 91-97.
- Набоко С.И. Металлоносность кальдеры Узон // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. - М.: Недра, 1974б. - С. 162-195.
- Набоко С.И. Металлоносность современных гидротерм в областях тектоно-магматической активности. - М.: Наука, 1980. - 199 с.
- Набоко С.И., Главатских С.Ф. Современная рудная минерализация в кальдере Узон на Камчатке // Докл. АН СССР. - 1970. - Т. 191, № 3. - С. 684-687.

- Набоко С.И., Пилипенко Г.Ф., Виноградов В.И. Первые данные по изотопному составу серы в гидротермах Узона // Гидротермальные минералообразующие растворы областей активного вулканизма. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - С. 189-181.
- Набоко С.И., Чеглецова Е.А. Горизонтальная металлогеническая и метасоматическая зональность в области разгрузки глубинных гидротермальных растворов // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. - М.: Недра, 1974. - С. 231-245.
- Наркелон Л.Ф., Салихов В.С., Трубочев А.И. Медистые песчаники и сланцы мира. - М.: Недра, 1983. - 414 с.
- Николаев Д.С., Ефимова Е.И. К вопросу определения возраста железо-марганцевых конкреций Индийского и Тихого океанов // Геохимия. - 1963. - № 7. - С. 678-683.
- Новгородова М.И. Самородные металлы в гидротермальных рудах. - М.: Наука, 1983. - 287 с.
- Овчинников Л.Н. Источники рудного вещества эндогенных месторождений и надежность критериев их установления // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1976. - С. 100-120.
- Овчинников Л.Н. Геодинамические аспекты рудообразования // Сов. геология. - 1985. - № 1. - С. 7-16.
- Овчинников Л.Н., Шляпников Д.С. Перенос металлов в виде комплексных соединений // Исследование природного и технического минералообразования. - М.: Наука, 1966. - С. 114-120.
- Озерова Н.А., Айдишян Н.Х., Добровольская М.Г. Современное ртутное рудообразование на вулкане Менделеева: (Курильские острова) // Геология руд. месторождений. - 1969. - № 5.
- Округин А.В. Раннемагматическое окисление металлических фаз // Самородное минералообразование в магматическом процессе. - Якутск: Якут. филиал СО АН СССР, 1981. - С. 75-78.
- Олейников Б.В. Металлизация магматических расплавов и ее петрологические и рудогенетические следствия // Самородное минералообразование в магматическом процессе. - Якутск: Якут. филиал СО АН СССР, 1981. - С. 5-11.
- Олейников Б.В. Геохимия и рудогенез интрузивных базитов Сибирской платформы: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. - Иркутск, 1983. - 39 с.
- Олейников Б.В., Ковальский В.В., Никишев К.Н. и др. Петролого-геохимические предпосылки образования хромсодержащего пиропса в магматических системах. - Якутск: Якут. филиал СО АН СССР, 1979. - 43 с.
- Олейников Б.В., Округин А.В., Лескова Н.В. Петрологическое значение находок самородного алюминия в базитах // Докл. АН СССР. - 1978. - Т. 243, № 1. - С. 191-194.
- О'Нил Дж. Р., Зильберман М.Л. Соотношения стабильных изотопов в эпитермальных месторождениях золото-серебряных руд // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. - М.: Мир, 1977. - С. 338-357.
- Орловское рудное поле на Рудном Алтае. - Алма-Ата: Наука КазССР, 1972. - 108 с.
- Осборн Е.Ф. Экспериментальное исследование давления кислорода, содержания воды и порядка кристаллизации базальтов и андезитов // Химия земной коры. - М.: Наука, 1964. - Т. 2. - С. 75-87.
- Осетров О.А. Сульфидные месторождения цветных металлов в сланцевых толщах. - М.: Недра, 1978. - 207 с.
- Осика Д.Г. Флюидный режим сейсмически активных областей. - М.: Наука, 1981. - 203 с.
- Осташенко Б.А., Литошко Д.Н., Калининский А.В. Поисковое значение минеральных комплексов рудных формаций // Новые минералогические методы поисков месторождений полезных ископаемых. - Сыктывкар: Коми филиал АН СССР, 1982. - С. 71-90.
- Островский И.А. Эксперименты в силикатной системе с летучими компонентами // Магматизм и связь с ним полезных ископаемых. - Изд-во АН СССР, 1955. - С. 103-106.
- Павлов А.Л. Влияние эволюции кислотности-щелочности рудообразующих систем на поведение их компонентов // Эндогенные рудные месторождения. - М.: Наука, 1968. - С. 78-89.
- Павлов А.Л. Тиосульфидные и гидросульфидные комплексы как возможная форма переноса металлов и серы в гидротермальных системах // Физическое и физико-химическое моделирование магматических и рудообразующих систем. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. - С. 58-80.

- Павлов А.Л. Эволюция физико-химических параметров гидротермальных систем при рудообразовании. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1976. – 233 с.
- Павлов А.Л. Гидриды и их роль в формировании силикатных расплавов и гидротермальных систем в земной коре // Проблемы дифференциации вещества в магматических и рудообразующих процессах. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1977. – С. 15–32.
- Павлов А.Л. Термодинамика процессов сульфидизации в силикатных расплавах и проблемы рудообразования. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1979. – 80 с.
- Павлов А.Л. О возможной роли элементоорганических соединений в формировании кварцево-рудных месторождений // Геология и геофизика. – 1982. – № 7. – С. 37–42.
- Павлов А.Л. Динамическая модель формирования Узон-Гейзерной термоаномалии с учетом восстановленности исходных флюидов // Динамические и физико-химические модели магматогенных процессов. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983а. – С. 30–41.
- Павлов А.Л. Генезис магматических магнетитовых месторождений. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1983б. – 208 с.
- Павлов А.Л., Аверкин Ю.А. Условия образования и развития магматогенных гидротермальных систем и их моделирование на ЭВМ // Построение моделей рудообразующих систем. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1987. – С. 85–96.
- Павлова И.Г. Медно-порфировые месторождения. – Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1978. – 276 с.
- Париков Ю.С. Об инъекционном образовании массивных руд на месторождениях цветных металлов: (по результатам изучения флюидных включений). – Алма-Ата, 1988. – 45 с. (Препр. / ИГН КазССР).
- Париков Ю.С., Михалева В.А. Состав и свойства рудообразующих флюидов колчеданно-полиметаллического месторождения Майкаш // Изв. АН КазССР. Сер. геол. – 1977. – С. 30–37.
- Перваго В.А. Геология и экономика меднопорфировых месторождений. – М.: Недра, 1978. – 168 с.
- Перваго В.А. Условия формирования и геолого-экономическая оценка промышленных типов месторождений цветных металлов. – М.: Недра, 1983. – 403 с.
- Персиков Э.С., Бухтияров П.Г., Польский С.Ф. Экспериментальное исследование процесса взаимодействия H_2 и CH_4 с магматическими расплавами // Самородное элементообразование в эндогенных процессах: Тез. докл. Ч. 1: Самородные металлы в изверженных породах. – Якутск: Якут. филиал СО АН СССР, 1985. – С. 14–15.
- Персиков Э.С., Эпельбаум М.Б. Механизм дифференциации магматических расплавов в экспериментах под давлением водорода // Геохимия. – 1985. – № 6. – С. 739–746.
- Перчук Л.Л. Термодинамический режим глубинного петрогенезиса. – М.: Наука, 1973. – 317 с.
- Петерсилье И.А. Органическое вещество в изверженных и метаморфических горных породах Кольского полуострова // Химия земной коры. – М.: Изд-во АН СССР, 1963. – Т. 1. – С. 48–62.
- Петерсилье И.А., Павлова М.А. Органические соединения в изверженных горных породах // Изв. АН СССР. Сер. геол., 1976. – № 10. – С. 29–30.
- Петров В.П. Магма и генезис магматических горных пород. – М.: Недра, 1972. – 135 с.
- Петрография. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 1981. – Ч. II. – 328 с.
- Пилипенко Г.Ф. Гидрохимическая характеристика Узонской термоаномалии // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. – М.: Недра, 1974. – С. 83–110.
- Пинус Г.В., Агафонов Л.В. Положение альпийских гипербазитов в разрезе верхней мантии // Проблемы петрологии земной коры и верхней мантии. – Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1978. – С. 117–130.
- Покалов В.Т. Генетические типы и полевые критерии эндогенных месторождений молибдена. – М.: Недра, 1972. – 270 с.
- Полферов Д.В. Геология, геохимия и генезис месторождений медно-никелевых сульфидных руд. – Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1979. – 294 с.
- Попивняк И.В., Лазыко Е.Е. Включения затвердевших расплавов в минералах кимберлитовых пород Западной Якутии // Докл. АН СССР. – 1979. – Т. 244, № 1. – С. 194–197.
- Попов В.В. Вулканизм, тектоника и полиметаллическое оруденение Ленинградского рудного района. – Алма-Ата: КазИМС, 1968. – 172 с.

- Попов В.В. Геологические условия экзогенно-гидротермального рудообразования. - М.: Недра, 1980. - 245 с.
- Попов В.В., Яковлев Г.Ф. Основные типы полигенных полиметаллических месторождений // Сов. геология. - 1985. - № 3. - С. 27-38.
- Попов В.Е. Вулканоогенно-осадочные месторождения. - Л.: Недра, Ленингр. отд-ние, 1979. - 269 с.
- Попов В.С. Геология и генезис медно- и молибден-порфировых месторождений. - М.: Наука, 1977. - 204 с.
- Порфирьев В.Б. Геологические аспекты проблемы миграции углеводородных флюидов верхней мантии // Дегазация Земли и геотектоника. - М.: Наука, 1976. - С. 77-79.
- Проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая. - Алма-Ата: Наука КазССР, 1977. - 303 с.
- Прокин В.А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. - М.: Недра, 1977. - 174 с.
- Пузанов Л.С., Парцевский А.И., Кашинцева Е.Н. О двух разновидностях высокотемпературного ангидрита на Селигдарском месторождении апатита // Докл. АН СССР. - 1978. - Т. 242, № 5. - С. 1170-1172.
- Рай Р., Омото Х. Обзор исследований изотопов серы и углерода применительно к проблеме генезиса руд // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. - М.: Мир, 1977. - С. 175-212.
- Реддер Э. Флюидные включения в минералах. - М.: Мир, 1987. - Т. 2. - 632 с.
- Рингвуд А.Е. Состав и петрология мантии Земли. - М.: Недра, 1981. - 584 с.
- Рудные месторождения СССР. - М.: Недра, 1974. - Т. 2. - 390 с.
- Рудокоцентрирующие структуры Азии и их металлогения. - М.: Недра, 1983. - 192 с.
- Ручкин Г.В. Стратиформные полиметаллические месторождения докембрия. - М.: Недра, 1984. - 236 с.
- Рябов В.В., Павлов А.Л., Лопатин Г.Г. Самородное железо сибирских траппов на примере Хунгтукунского месторождения. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1985. - 169 с.
- Рябчиков И.Д. С летучестях серы и кислорода в магматических и постмагматических процессах // Геология руд. месторождений. - 1971. - № 4. - С. 18-29.
- Рябчиков И.Д. Термодинамика флюидной фазы гранитоидных магм. - М.: Наука, 1975. - 232 с.
- Савенко В.С. Устойчивость кислородных соединений марганца в морской воде и некоторые вопросы генезиса железо-марганцевых конкреций // Докл. АН СССР. - 1981. - Т. 257, № 5. - С. 1217-1220.
- Самородное минералообразование в магматическом процессе: (Тез. докл.). - Якутск: Якут. филиал СО АН СССР, 1981. - 208 с.
- Самородное элементообразование в эндогенных процессах // Самородные металлы в изверженных породах: Тез. докл. - Якутск: Якут. филиал СО АН СССР, 1985а. - Ч. 1. - С. 121.
- Самородное элементообразование в эндогенных процессах // Самородные металлы в постмагматических образованиях: Тез. докл. - Якутск: Якут. филиал СО АН СССР, 1985б. - Ч. 2. - С. 79.
- Самородное элементообразование в эндогенных процессах // Минералы углерода в эндогенных процессах: Тез. докл. - Якутск: Якут. филиал СО АН СССР, 1985в. - Ч. 3. - С. 100.
- Сатпаева Т.А. Минералогические особенности месторождений типа медистых песчаников. - Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1958. - 291 с.
- Сатпаева Т.А. Минералогический состав руд Джезказганского месторождения // Большой Джезказган. - Алма-Ата: Изд-во АН КазССР, 1961. - С. 165-177.
- Сахно В.Г., Ефимов В.В., Малахов В.В. и др. Температурный и флюидный режим расплавных включений в игнимбритах вулканических зон Дальнего Востока // Термобарогеохимия в геологии: Тез. VI Всесоюз. совещ. по термобарогеохимии. - Владивосток, 1978. - С. 104-106.
- Семененко Н.П. Геохимическая кислородно-водородная модель Земли. - Киев: Наук. думка, 1974. - 16 с.
- Серавкин И.Б. Вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. - М.: Наука, 1986. - 266 с.

- Сквозные рудоконтролирующие структуры: Тез. Всесоюз. совещ. - М.: Наука, 1986. - 216 с.
- Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные сульфидные руды базальтоидных формаций. - М.: Недра, 1972. - 207 с.
- Скрипченко Н.С. Гидротермально-осадочные полиметаллические руды известково-сланцевых формаций. - М.: Недра, 1980. - 215 с.
- Скрипченко Н.С. Осаждение и дифференциация рудных илов впадины Атлантикского моря // Геология руд. месторождений. - 1984. - № 1. - С. 74-86.
- Сливсон У.Ф., Рассел Р.Д. Распространенность изотопов обыкновенного свинца // Геохимия гидротермальных рудных месторождений. - М.: Мир, 1970. - С. 74-99.
- Слободской Р.М. Восстановительные интрателлурические флюиды и формирование гранитоидных батолитов // Геология и геофизика. - 1979. - № 5. - С. 22-30.
- Слободской Р.М. Элементоорганические соединения в магматогенных и рудообразующих процессах. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1981. - 133 с.
- Слободской Р.М., Кузубный В.С., Филиппенко И.И. Состав рудоносных флюидов и проблема генезиса колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Геология и геофизика. - 1979. - № 8. - С. 3-9.
- Смирнов В.И. Металлогения геосинклиналей // Закономерности размещения полезных ископаемых. - М.: Изд-во АН СССР, 1962. - Т. 5. - С. 17-81.
- Смирнов В.И. Об источниках вещества эндогенных полезных ископаемых // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1969. - № 3. - С. 5-12.
- Смирнов В.И. Геология полезных ископаемых. - 3-е изд. - М.: Недра, 1976а. - 688 с.
- Смирнов В.И. Эволюция источников минерального вещества эндогенных рудных месторождений в истории развития земной коры // Источники рудного вещества эндогенных месторождений. - М.: Наука, 1976б. - С. 5-11.
- Смирнов В.И. Рудообразующие элементы ювенильных газов вулканов Толбачика // Геология руд. месторождений. - 1976в. - Т. 18, № 6. - С. 82-85.
- Соболев В.С. Физико-химические условия минералообразования в земной коре и верхней мантии // Геология и геофизика. - 1964. - № 1. - С. 7-22.
- Соболев В.С. Строение верхней мантии и способы образования магмы. - М.: Наука, 1973. - 34 с.
- Соболев В.С. Коэситовые (кварцевые) эклогиты как источник магм, богатых кремнеземом // Проблемы глубинного магматизма. - М.: Наука, 1979. - С. 7-11.
- Соболев В.С., Базарова Т.Ю. Температуры кристаллизации щелочных базальтоидов некоторых островов Атлантического океана // Проблемы магматической геологии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1973. - С. 352-359.
- Соболев В.С., Бакуменко И.Т., Добрецов Н.Л. и др. Физико-химические условия глубинного петрогенезиса // Геология и геофизика. - 1970. - № 4. - С. 24-35.
- Соболев Н.В. Ксенолиты эклогитов из кимберлитовых трубок как обломки вещества верхней мантии // XXIII Междунар. геол. конгресс: Докл. сов. геологов. - М.: Наука, 1968. - С. 119-126.
- Соболев Н.В. Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - 236 с.
- Сокаи Х., Мадубая О. Изотопная геохимия термальных вод Японии и ее роль в распознавании природы рудообразующих растворов Куроко. - М.: Мир, 1977. - С. 510-549.
- Соколов С.В. Эндогенное углеродистое вещество во включениях минералов карбонатитовых массивов // Углерод и его соединения в эндогенных процессах минералообразования. - Киев: Наук. думка, 1978. - С. 12-13.
- Соллогуб В.Б., Чекунов А.В. Строение земной коры и верхней мантии древних платформ // Глубинное строение и геофизические особенности структур земной коры и верхней мантии. - М.: Наука, 1977. - С. 14-27.
- Старичкий Ю.Г. Некоторые особенности магматизма и металлогении платформенных областей // Закономерности размещения полезных ископаемых. - М.: Изд-во АН СССР, 1958. - Т. 1. - С. 252-274.
- Старичкий Ю.Г. Основные проблемы металлогении платформ / Тр. ВСЕГЕИ: Проблемы региональной металлогении. - 1973. - Т. 181. - С. 33-40.
- Старостин В.И., Дороговин Е.А., Лычаков В.А. Роль сульфидных расплавов в формировании колчеданно-полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Докл. АН СССР. - 1979. - Т. 245, № 4. - С. 933-937.
- Твалчреидзе Г.А. Металлогенические особенности главных типов вулканических поясов. - М.: Недра, 1977. - 110 с.

- Тектоника, магматизм и оруденение сквозных систем нарушений. - М.: Наука, 1985. - 164 с.
- Томсон И.Н., Полякова О.П. О критериях оценки масштабности рудных месторождений // Изв. АН СССР. Сер. геол. - 1979. - № 6. - С. 97-106.
- Томсон И.Н., Полякова О.П. Минерало-геохимические индикаторы крупных рудных месторождений // Сов. геология. - 1985. - № 3. - С. 38-43.
- Томсон И.Н., Фаворская М.А. Рудоконцентрирующие структуры и принципы локального прогнозирования оруденения // Сов. геология. - 1968. - № 10. - С. 6-20.
- Тугаринов А.И. О причинах формирования рудных провинций // Химия земной коры. - М.: Изд-во АН СССР, 1963. - Т. 1. - С. 153-177.
- Тян В.Д., Ермолов П.В., Попов Н.В. и др. О магматической природе самородного железа в гранитоидах и продуктах его окисления // Геология и геофизика. - 1976. - № 5. - С. 48-54.
- Тян В.Д., Попов Н.В. Пироксены как индикаторы глубинного происхождения гранитоидных магм // Изв. АН КазССР. Сер. геол. - 1976. - № 4. - С. 54-57.
- Уайт Д. Различное происхождение гидротермальных рудообразующих флюидов // Стабильные изотопы и проблемы рудообразования. - М.: Мир, 1977. - С. 464-509.
- Федорченко В.И., Родионова Р.И., Ксенолиты в лавах Курильских островов. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1975. - 138 с.
- Флюидный режим земной коры и верхней мантии. - М.: Наука, 1977. - 216 с.
- Фор Г., Джонс Л. Изотопный состав стронция в рассолах Красного моря // Современное гидротермальное отложение. - М.: Мир, 1974. - С. 141-149.
- Хайретдинов И.А. К термобарогеохимическим условиям формирования колчеданных месторождений Южного Урала // Термобарогеохимия минералообразования. - Ростов н/Д.: Изд-во Рост. ун-та, 1976. - С. 77-86.
- Хачатурян Э.А. Минералогия, геохимия и генезис руд колчеданной формации Армянской ССР. - Ереван: Изд-во АН АрмССР, 1977. - 318 с.
- Хейл А., Ландис Дж., Зартман Р. Обзор изотопных данных о происхождении месторождений типа долины Миссисипи. - М.: Мир, 1977. - С. 550-583.
- Хитаров Н.И., Лебедев Е.Б. Влияние летучих на вязкость и электропроводность силикатных расплавов // Эксперимент в минералогии и петрографии. - М.: Наука, 1975. - С. 16-19.
- Хитаров Н.И., Нагалетян Л.Б., Лебедев Е.Б. Свойства кристаллизации кислых расплавов: (экспериментальное исследование) // Геохимия. - 1969. - № 3. - С. 273-287.
- Хитаров Н.И., Пугин В.А., Слудский А.Б. и др. Оливиновый толеит, его плавление и эволюция в Р-Т условиях эксперимента // Геохимия. - 1972. - № 12. - С. 1470-1482.
- Холоднинское колчеданно-полиметаллическое месторождение в докембрии Прибайкалья. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1982. - 208 с.
- Храмова Т.Г. Влияние усиления активности вулкана Эбеко на состав вод озера Горячего // Гидротермальные рудообразующие растворы областей активного вулканизма. - Новосибирск: Наука. Сиб. отд-ние, 1974. - С. 62-67.
- Челищев Н.Ф. О кристаллизации базальтового расплава в сухой системе и под давлением паров воды // Докл. АН СССР. - 1965. - Т. 161, № 6. - С. 1419-1421.
- Червяковский Г.Ф., Таврин Н.Ф., Ярош А.Я. и др. Широкие и субширотные структуры Урала // Сов. геология. - 1966. - № 11. - С. 35-43.
- Чехмир А.С., Персиков Э.С., Эпельбаум М.Б. и др. Экспериментальное изучение транспорта водорода через модельный магматический расплав // Геохимия. - 1985. - № 5. - С. 594-598.
- Чиков Б.М. Сравнительная тектоника срединных массивов складчатых областей докембрия и фанерозоя: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. - Новосибирск, 1977. - 52 с.
- Чирков А.М. Содержание радона в спонтанных газах Узонских терм // Вулканизм, гидротермальный процесс и рудообразование. - М.: Недра, 1974. - С. 201-206.
- Шейнманн Ю.М. Возможные связи магм со строением внешних оболочек Земли // Химия земной коры. - М.: Наука, 1964. - Т. II. - С. 63-74.
- Шеньо М. Вулканические газы Этны // Геохимия современных вулканических процессов. - М.: Мир, 1965. - С. 58-60.
- Шепард С.М., Тейлор Х.Р. Происхождение вод батолита Боулдер и рудного месторождения Бьютт, Монтана в свете изотопных исследований водорода и кислорода // Ста-

- бильные изотопы и проблемы рудообразования. — М.: Мир, 1977. — С. 397–448.
- Ширай Е.П. Вулканические формации медно-колчеданных районов: Автореф. дис. ... д-ра геол.-мин. наук. — М., 1981. — 49 с.
- Шкодзинский В.С. Фазовая эволюция магм и петрогенезис. — М.: Наука, 1985. — 232 с.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б. Об особенностях химического состава гранитов вулканических и плутонических ассоциаций // Докл. АН СССР, 1968. — Т. 182, № 4. — С. 918–921.
- Штейнберг Д.С., Ферштатер Г.Б., Бородин Н.С. и др. Основные проблемы петрологии и геохимии гранитоидов. — Свердловск: ИГиГ УНЦ АН СССР, 1971. — С. 3–33.
- Штеренберг Л.Е. Самородные металлы в осадках и Fe–Mn конкрециях Тихого океана // Самородное минералообразование в магматическом процессе. — Якутск: Якут. филиал СО АН СССР. — 1981. — С. 58–61.
- Шеглов А.Д. Металлогения срединных массивов. — Л.: Недра. Ленингр. отд-ние, 1971. — 148 с.
- Шеглов А.Д. Основы металлогенического анализа. — М.: Недра, 1980. — 430 с.
- Шеглов А.Д., Говоров И.Н. Нелинейная металлогения и глубина Земли. — М.: Наука, 1985. — 325 с.
- Щека С.А. Базит-гипербазитовые интрузии и включения в эффузивах Дальнего Востока. — М.: Наука, 1983. — 167 с.
- Шерба Г.Н. Геотектоногены и рудные пояса. — Алма-Ата: Наука КазССР, 1970. — 172 с.
- Шербина В.В. О влиянии давления на изоморфные замещения // Проблемы кристаллохимии минералов и эндогенного рудообразования. — Л.: Наука. Ленингр. отд-ние, 1967. — С. 61–67.
- Эдмонд Джон Н., Дамм К. Горячие источники на дне океанов // В мире науки. — 1983. — № 6. — С. 46–60.
- Эмери К., Хант Д., Хейс Э. Общий обзор проблемы термальных рассолов и рудных осадков Красного моря // Современное гидротермальное рудоотложение. — М.: Мир, 1974. — С. 7–25.
- Эпельбаум М.Б. Силикатные расплавы с летучими компонентами. — М.: Наука, 1980. — 254 с.
- Юсулов С.Ш. Термобарометрия колчеданных месторождений Урала. Сульфидные и сульфидосодержащие включения во вкрапленниках вулканитов, в пиритах руд и рудном кварце // Термобарометрия и геохимия рудообразующих флюидов: Тез. докл. VII Всесоюз. совещ. — Львов, 1985. — Ч. 2. — С. 78–79.
- Юшко С.А. Минералогия свинцово-цинковых стратиформных месторождений Южного Казахстана. — М.: Недра, 1969. — 150 с.
- Яковлев Г.Ф. Геологические структуры рудных полей и месторождений. — М.: Изд-во Моск. ун-та, 1982. — 270 с.
- Якупени В.П. Динамика современной дегазации Земли по данным гелиево-изотопного критерия // Дегазация Земли и геотектоника. — М.: Наука, 1976. — С. 24–27.
- Яншин А.Л. Проблема срединных массивов // Бюл. МОИП. Отд. геол. — 1965. — Т. 11, № 5. — С. 8–39.
- Ярмолук В.В. Летучие в вулканическом процессе // Флюиды в магматических процессах. — М.: Наука, 1982. — С. 41–63.
- Arculus R.J., Arculus J.W. Delano Intrinsic oxygen fugacity measurements: techniques and results for spinels from upper mantle peridotites and megacryst assemblages // Geochim. et Cosmochim. Acta. — 1981. — P. 899–913.
- Bailey D.K. Volatile flux, geotherms and the generation of the kimberlite-carbonatite-alkaline magma spectrum // Miner. Mag. — 1980. — Vol. 32. — P. 695–699.
- Berger W.H. Cümbel's hypotheses: a footnote to the manganese problem. // Geol. Bl. N-O Bayern. — 1984. — Vol. 34–35, N 2. — P. 805–830.
- Bird J.M., Weathers M.S. Josephinit: specimens from the earth's core? // Earth and Planet. Sci. Lett. — 1975. — Vol. 28, N 1. — P. 51–64.
- Claude L. Genesis of ferromanganese deposits: Hydrothermal origin // Hydrotherm. Process Seafloor Spread. Cent. Proc. NATO Adv. Res. Inst. Cambridge, 5–8 Apr. 1982. — N.Y.; L., 1983. — P. 503–534.
- Eggler D.H., Baker D.R. f_{O_2} of the assemblage graphite-enstatite-for-

- sterite-magnesite: experiment and application to mantle f_{O_2} and diamond formation // Geol. Soc. Amer. Abstr. Programs. - 1980. - Vol. 12. - P. 420.
- Edmond J.M., Damm Von K.L. Chemistry of formation of massive sulfide deposits of the east Pacific Rise // 27-й Междунар. геол. конгресс: Тез. докл. - Т. 6. - М.: Наука, 1984. - С. 86-87.
- Engel A.E.Y. The Barberton Mountain Land - clue to the differentiation of the Earth // Symposium on Rhodesian Basement Complex, Salisbury, 1968. - P. 225-271.
- Galkiewicz T. Teoria ortohydrotermalnej genezy Slasko-Krakowskich zloz Zn-Pb // Roczn. Pol. tow. geol. - Vol. 41, N 4. - P. 365-370.
- Geoffrey J.De., Wignall T.K. A statistical study of geological characteristics of Porphyry - Copper - Molybdenum Deposits in Coedilleran Belt. // Econ. geol. - 1972. - Vol. 67. - N 5. - P. 656-669.
- Giardini A.A., Nelton C.E. A scientific exploration for the origin and location of petroleum accumulations // J. Petrol. Geol. - 1983. - Vol. 6, N 2. - P. 117-138.
- Harris D.M. The concentration of CO_2 in submarine tholeiitic basalts // J. Geol. - 1981. - Vol. 89. - P. 689-701.
- Haugton D.R., Roeder P.L., Skinner B.J. Solubility of sulfur in mafic magmas // Econ. Geol. - 1974. - Vol. 69. - P. 4.
- Haymon R.M. Growth history of hydrothermal black smoker chimneys // Nature. - 1983. - Vol. 301, N 5902. - P. 695-698.
- Hekiman K., Fevrier M., Avedik F. East Pacific Rise near $13^\circ N$: geology of new hydrothermal fluids // Science. - 1983. - Vol. 219, N 4590. - P. 1321-1324.
- Holmes A. The origin of igneous rocks // Geol. Mag. - 1932. - Vol. 69. - P. 543-558.
- Kennedy N.G., Anderson E.M. Crystal layers and the origin of magmas // Bull. Volcanol. - 1938. - Ser. II, N 3. - P. 16.
- Kibben M.A., Elders W.A. Fe-Zn-Cu-Pb mineralization in the Salton Sea geothermal system imperial Valley, California // Econ. Geol. - 1985. - Vol. 80, N 3. - P. 539-559.
- Konnerup-Madsen J. Hydrocarbon gases in fluid inclusions associated with alkalic igneous activity in the precambrian continental Gardar rift province, south Greenland // 27-й Междунар. геол. конгресс: Тез. докл. - Т. 5. - М.: Наука, 1984. - С. 83.
- Koski R.A., Normark W.R., Morton Y.L. Metal sulfide deposits on the Yuan de Fuca Ridge // Oceanus. - 1982. - Vol. 25, N 3. - P. 42-48.
- Kuno H. High-alumina basalt // J. Petrol. - 1960. - N 1. - P. 121-145.
- Kutina J. The Hudson Bay Paleolineament and Anomalous Concentration of Metal along it // Econ. geol. - 1971. - Vol. 66. - P. 314-325.
- Kutina J. Regularities in the Distribution of Hypogene Mineralization along Rift Structures. Montreal, 1972. - 234 // JGC, sec. 4. - P. 65-73.
- Lansdale P., Becker K. Hydrothermal plumes, hot springs and conductive heat in the Southern Trough of Guaymas Basin. - Earth and Planet // Sci. Lett. - 1985. - Vol. 73, N 2/4. - P. 211-225.
- Macdonald G.J. The many origins of natural gas // J. Petrol. Geol. - 1983. - Vol. 5, N 4. - P. 341-362.
- Malahoff A. A comparison of the massive submarine polymetallic sulfides of the Galapagos Riff with some continental deposits // Mar. Technol Soc. Geol. - 1982. - Vol. 16, N 3. - P. 39-45.
- Oudin E., Constatinou G. Black Smoker Chimney fragments in Cyprus sulphide deposits // Nature. - 1984. - Vol. 308, N 5957. - P. 349-353.
- Owen E.A., Burns B.D. Crystal-structure of a natural nickeliron alloy // Miner. Mag. - 1940. - Vol. 25, N 4. - P. 415.
- Rivas N.F. Formacion y tipos de yaci-mientos minerales submarinos // Bol. Soc Geol. Peru. - 1977. - N 57/58. - P. - 73-80.

- Roger H., Vincent R., Yean C.L. Hydrothermal deposits on the East Pacific Rise near 13° N: geological setting and distribution of active sulfide chimneys // Hydrotherm. Process Seafloor Spread Cent. Proc. NATO Adv. Res. Inst. Cambridge, 5-8 Apr. - 1952. - N.Y.; L., 1983.
- Rona P.A. Polymetallic Sulfides of Seafloor Spreading centers: a global overview // Mar. Technol. Soc. Geol. - 1982. - Vol. 16, N 3. - P. 81-86.
- Russel N.J., Solomon M., Walshe J.L. The genesis of sedimentary hosted, exhalative zinc+lead deposits // Miner. Depos. - 1981. - N 1. - P. 113-127.
- Sato M. Oxygen fugacity of basaltic magmas and the role of gas-freing elements // Geophys. Res. Lett. - 1978. - N 5. - P. 447-449.
- Scott S.D. Seafloor polymetallic Sulfide deposits: modern and ancient // Mar. Mining. - 1985. - N 2. - P. 191-212.
- Strauss G.K., Gray K.G., Fraile J. Base metal deposits in the Iberian Pyrite Belts // 27-й Междунар. геол. конгресс: Тез. докл. - Т. 6. - М.: Наука, 1984. - С. 316-317.
- Thompson G., Motte M.G., Rona P.A. Morphology mineralogy and chemistry of hydrothermal deposits from the TAG area, 26° n Mid-Atlantic ridge // Chem. Geol. - 1985. - N 1/3. - P. 243-257.
- Tivey M.K., Delaney J.K. Sulfide deposits from the Endeavour Segment of the Guan de Fuca Ridge // Mar. Mining. - 1985. - N 2. - P. 165-179.
- Viljoen M.J., Viljoen R.P. Archaean volcanicity and continental evolution in Barberian region // African magmatism and tectonics. - Edinburgh, 1970. - P. 27-51.
- Viljoen R.P., Viljoen M.J. The geological and geochemical evolution of the Onverwacht volcanic group of the Barberton Mountain land, South Africa // Geol. Soc. Austral. Spec. Publ. - 1971. - N 3. - P. 133-149.
- Wyllie P.J. The origin of kimberlite // J. Geophys. Res. - 1980. - Vol. 85. - P. 6902-6910.

ОГЛАВЛЕНИЕ

От редакторов	3
Введение	4
<u>Глава 1. Геологические и минералого-геохимические особенности крупных и уникальных месторождений халькофильных металлов</u>	<u>7</u>
1.1. Масштабы и геолого-промышленные типы месторождений	7
1.2. Распределение запасов по металлогеническим эпохам и основные типы крупномасштабных рудоносных структур земной коры	8
1.3. Типы магм и взаимосвязь с ними крупномасштабного оруденения	18
1.4. Геологические и минералого-геохимические особенности крупных и уникальных месторождений	30
1.5. Выводы	55
<u>Глава 2. Источники информации и данные о флюидном режиме земли, условиях зарождения и развития крупномасштабных рудообразующих систем</u>	<u>59</u>
2.1. Флюидный режим рифтогенных структур и глубинных разломов	59
2.2. Особенности флюидного режима областей современного вулканизма	64
2.3. Основные породообразующие минералы, минеральные парагенезисы и включения (нодули) в магматитах	69
2.4. Акцессорные минералы и самородные элементы в магматических породах	74
2.5. Изотопия элементов и термобарогеохимия включений в минералах магматических пород и руд	77
2.6. Современные рудообразующие системы как модели формирования крупнейших месторождений халькофильных металлов.	93
2.7. Экспериментальные исследования рудно-магматических систем и изучение физико-химических свойств флюидов	108
<u>Глава 3. Предлагаемая гипотеза крупномасштабного рудообразования (на примере халькофильных металлов)</u>	<u>117</u>
3.1. Вероятный источник халькофильных металлов уникальных месторождений	117
3.2. Характер рудообразующих сред, режим флюидов, возможные формы нахождения и переноса металлов	119
3.3. Уровни и причины рудоотложения	136
3.4. Возможные глубины формирования эндогенных месторождений	138
3.5. Основные особенности формирования крупных и уникальных месторождений халькофильных металлов	140
Заключение	143
Список литературы	144