

А. И. КРИВЦОВ

**ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ
ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ
ЗОН УРАЛА
И КОЛЧЕДАНО-
ОБРАЗОВАНИЕ**

СОДЕРЖАНИЕ

Предисловие	3
Палеотектоническая позиция эвгеосинклинальных зон Урала	5
Общие вопросы структурно-формационного анализа. Типы структурно-формационных зон Урала	5
Палеотектоническое районирование Урала и положение эвгеосинклинальных зон в герцинских раннегеосинклинальных структурах	14
Общая характеристика силурийско-эйфельского вулканизма (на примере Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали)	25
Основные черты геологического строения региона и его районирование	25
Строение и особенности развития типовых структурно-формационных зон	28
Вулканогенные формации Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали	41
Метаморфизм и метасоматоз вулканогенных пород	54
Синвулканические структурные формы	65
Условия локализации колчеданного оруденения	75
Типы колчеданосных зон Урала и геохимические особенности месторождений	75
Специфика металлогении меди в структурно-формационных зонах различного типа	78
Месторождения Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали	81
Месторождения Тагильской эвгеосинклинали	115
Некоторые вопросы генезиса колчеданного оруденения	135
Соотношения колчеданного оруденения с магматизмом	135
Условия рудоотложения и вертикальный размах оруденения	139
Колчеданные месторождения и метаморфизм	144
Принципы прогнозирования колчеданного оруденения	153
Заключение	161
Список литературы	165

ИБ № 2658

АНАТОЛИ ПАЛЕОВУ. ЗОН УРАЛ

Редактор и
Переплет х
Художествен
Технический
Корректор /

Сдано в наб
Формат 60×9
Печать высок
Тираж 550 эк

Издательство
проезд, 1/19
Ленинградска
«Аэрогеология

А. И. КРИВЦОВ

ПАЛЕОВУЛКАНИЗМ
ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ
ЗОН УРАЛА
И КОЛЧЕДАНО-
ОБРАЗОВАНИЕ



МОСКВА «НЕДРА» 1979

A circular purple ink stamp is located in the bottom right corner of the page. The text around the perimeter of the stamp reads "Институт геологии и геофизики" (Institute of Geology and Geophysics) and "Академия наук СССР" (USSR Academy of Sciences). The center of the stamp contains the year "1979" and some illegible handwritten or stamped text.

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

В работе анализируются связи и соотношения колчеданного рудообразования с палеовулканизмом и сопутствующими ему геологическими процессами в типичных для Урала эвгеосинклиналях, колчеданосных зонах и рудных районах. Проведены палеотектоническое районирование эвгеосинклинальной части Урала и типизация эвгеосинклинальных зон по колчеданосности и металлогенической специализации. Для типовых структурно-формационных зон рассмотрены эволюция палеовулканизма, метасоматические и метаморфические процессы, закономерности возникновения и становления синвулканических рудоконтролирующих и рудовмещающих структур, а также специфика металлогении меди в раннегеосинклинальных структурно-формационных зонах, связь колчеданного оруденения с магматизмом, источники рудного вещества. Для ряда рудных районов с различным режимом развития изучены условия локализации колчеданного оруденения, выявлены закономерности его размещения, критерии поисков и прогнозирования. Анализируются условия и механизм рудоотложения в различных структурных обстановках, роль и значение пострудного метаморфизма. Изложены принципы и методы качественного и количественного прогнозирования оруденения в различных типах колчеданосных провинций и зон.

Книга представляет интерес для широкого круга геологов, работников производственных и научно-исследовательских организаций, занимающихся вопросами металлогении геосинклиналей, прогнозированием и поисками колчеданных месторождений.

Табл. 9, ил. 28, список лит. — 101 назв.

ПРЕДИСЛОВИЕ

Актуальная задача современного изучения колчеданных месторождений известных рудных районов и новых провинций — разработка и совершенствование принципов и методов прогнозирования колчеданного оруденения для определения научно обоснованных направлений геологопоисковых работ, обеспечивающих расширение сырьевой базы медедобывающей промышленности СССР.

Опыт металлогенических исследований убедительно показывает, что для разработки принципов и методов прогнозирования, основанных на знании закономерностей локализации эндогенного оруденения, определяющее значение имеет решение следующих важнейших вопросов: выявление магматических сообществ, с которыми связано оруденение, и анализ их геотектонической позиции; уточнение положения оруденения в упомянутых магматических образованиях; анализ комплекса геологических процессов, взаимосвязанных со становлением этих образований; определение структурных факторов, влияющих на размещение оруденения и его генезис.

Как продуктивные на колчеданное оруденение рассматриваются вулканогенные образования ранних стадий развития эвгеосинклиналей (А. Н. Заварицкий, В. И. Смирнов, С. Н. Иванов, М. Б. Бородаевская, Г. Ф. Яковлев и др.). Связь колчеданных месторождений с вулканизмом была доказана на Урале Д. С. Штейнбергом, М. Б. Бородаевской и другими исследователями, показавшими приуроченность колчеданного оруденения к двум из четырех раннегеосинклинальных вулканогенных формаций натровой серии базальтоидного магматизма. Дальнейшие задачи в изучении колчеданных месторождений Урала — уточнение связи оруденения с отдельными составляющими продуктивных формаций, выявление и анализ геологических процессов, сопровождающих их становление, совершенствование на этой основе принципов и методов прогнозирования оруденения.

Решение этих задач возможно в детально изученных рудных районах, различающихся по условиям становления продуктивных вулканогенных формаций, локализации колчеданного оруденения, его масштабам и морфологическим особенностям проявления. Этим требованиям отвечает западная часть Магнитогорского и северная — Тагильского прогибов, рудные районы которых (Бурбайский, Маканский, Баймакский, Красноуральско-Нижнетагильский) образуют значительную площадь Уральской колчеданноносной провинции и по особенностям развития, условиям локализации колчеданного оруденения обладают типичными для всей провинции чертами.

Главные направления проведенных автором в этих районах исследований следующие: уточнение позиции колчеданноносных зон Урала в раннегеосинклинальных структурах герцинид на ос-

нове структурно-формационного и палеотектонического анализа; выявление главных черт развития эвгеосинклинального вулканизма, сопутствующих ему тектонических процессов и проявлений метаморфизма; изучение синвулканических структурных форм и их эволюции в процессе развития региона; анализ особенностей металлогении меди в структурно-формационных зонах различного типа и геохимических особенностей колчеданоносных зон; изучение геологического строения колчеданных месторождений, анализ условий локализации и закономерностей размещения оруденения; выявление положения колчеданного оруденения в истории становления продуктивных формаций; уточнение принципов прогнозирования и поисковых критериев на колчеданное оруденение.

В основу работы легли результаты изучения колчеданных месторождений Южного и Среднего Урала, проведенного автором.

В книге отражены принципиальные вопросы колчеданной проблемы, разработанные автором совместно с М. Б. Бородаевской, Н. К. Курбановым и Е. П. Шираем на примере Южного Урала и других колчеданоносных провинций. Также учтены методические положения работ С. Н. Иванова, Г. Ф. Червяковского, Г. А. Смирнова, Т. И. Фроловой, В. А. Прокина и В. М. Нечухина по палеотектоническим и палеовулканологическим построениям.

ПАЛЕОТЕКТОНИЧЕСКАЯ ПОЗИЦИЯ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛЬНЫХ ЗОН УРАЛА

Общие вопросы структурно-формационного анализа. Типы структурно-формационных зон Урала

Структурно-формационные методы исследований в последние годы находят все более широкое применение в разнообразных металлогенических построениях и в работах по прогнозированию рудных месторождений. Значение структурно-формационного анализа для металлогении обусловлено прежде всего достаточно отчетливыми связями определенных рудных месторождений с конкретными магматическими формациями, характеризующими те или иные стадии развития подвижных поясов земной коры (Ю. А. Билибин, 1948 г.; В. И. Смирнов, 1963 г.; Кузнецов, 1964; Е. Т. Шаталов, 1966 г. и др.). Структурно-формационный подход к анализу подвижных поясов позволяет решать задачи палеотектонического районирования, поскольку каждая из формаций в том или ином виде содержит сведения о режиме тектоно-магматического развития региона и условиях ее становления.

Применительно к колчеданным месторождениям упомянутые связи формулировались А. Н. Заварицким (1943) как приуроченность медноколчеданного оруденения к вулканизму ранних стадий эволюции эвгеосинклиналей, что получило дальнейшее развитие в работах многих исследователей (Смирнов, 1960; Иванов, 1964; Г. Ф. Яковлев и др., 1968 г.). Конкретизация связи колчеданного оруденения с вулканизмом стала возможной после работ Д. С. Штейнберга (1966 г.), Т. И. Фроловой (1968), М. Б. Бородаевской (1969 г.) и других исследователей, установивших среди продуктов раннегосинклинального вулканизма Урала колчеданосные и неколчеданосные вулканогенные формации.

При выделении вулканогенных формаций мы вслед за упомянутыми исследователями исходим из того, что «...под геологической формацией (безразлично осадочной или магматической) следует понимать естественные сообщества пород, возникающие в определенной геологической обстановке и отвечающие отдельным этапам развития того или иного участка земной коры» (Кузнецов, 1964, с. 12). Основываясь на результатах работ Д. С. Штейнберга (1966 г.), Т. И. Фроловой (1968), Г. Ф. Червяковского (1972), а также наших исследований, выполнившихся совместно с М. Б. Бородаевской, Н. К. Курбановым и Е. П. Шираем (1969 г.; Типы..., 1973), для ранних стадий развития эвгеосинклинальных зон Урала выделяется натровая серия базальтоидного магматизма, включающая следующие вулканогенные формации: базальтовую, липарито-базальтовую (контрастную), базальт-андезит-дацит-липаритовую (непрерывную), базальт-андезито-базальтовую. В соответствии с приведенным выше определе-

нием каждая из вулканогенных формаций объединяет как продукты излияний и извержений, так и близкие к ним по времени внедрения интрузивные образования различных фаций глубинности. В таком понимании вулканогенные формации близки вулканоплутоническим ассоциациям, составляющие которых связаны общностью магматического очага (Е. К. Устиев, 1963 г.). Выделяемые формации обладают собственными, достаточно отчетливо выраженными петрохимическими и фаціальными характеристиками, отражающими специфику режима их становления.

В составе *базальтовой формации* резко преобладают продукты трещинных излияний (афировые спилиты, диабазы и вариолиты), ассоциирующие с граптолитсодержащими кремнисто-глинистыми и кремнисто-углистыми породами. Последние в пределах относительно узких эвгеосинклинальных трогов подчинены основным лавам, а на флангах трогов и в удалении от них либо развиты самостоятельно, либо содержат относительно небольшое количество базальтоидов. Этим определяется наличие двух различных типов разрезов пород формации, возможно отвечающих двум субформациям. Породы интрузивной группы фаций, близкой по времени к вулканитам и осадочным породам формации, представлены диабазовыми порфиритами, габбро-диабазами, реже габбро-диоритами.

Характерная особенность формации — тесная пространственная (а на некоторых площадях и временная) ассоциация слагающих ее пород с гипербазитами. Это обстоятельство, фаціальные особенности формации и ряд других данных, проанализированных А. В. Пейве (1973), А. В. Пейве и др. (1971 г.), позволяют рассматривать ее как палеотипный аналог верхних частей современной океанической коры и считать, что данная формация (кремнисто-диабазовая по другой терминологии) отражает океанический режим развития региона (Природа..., 1972; С. Н. Иванов, 1973 г.; и др.).

Липарито-базальтовая (контрастная) формация отличается преобладанием основных шаровых и подушечных лав спилитов и вариолитов, которые чередуются с базальтовыми порфиритами и гиалокластитами, над кислыми составляющими. Последние характерны для поздних стадий становления формации и представлены туфами и лавами андезито-дацитового, дацитового, реже липаритового состава, слагающими изолированные вулканические сооружения центрального типа. Интрузивную группу фаций данной формации образуют габбро-диориты, базальтовые, липарито-дацитовые порфириты и липаритовые порфиры.

В становлении формации имеет место резкий переход от деятельности субмаринных базальтовых щитовых вулканов к извержениям центрального типа с накоплением кислых вулканитов в мелководной и субаэральной обстановке (Червяковский, 1972 и др.). Эта специфика развития вулканизма, вероятно, отражает переход от собственно океанического к островному режиму (Бородаевская, Кривцов, 1974₁).

Базальт-андезит-дацит-липаритовая (непрерывная) формация отчетливо подразделяется на четыре группы дифференциатов: базальт-андезито-базальтовую, андезит-дацитовую, дацитовую и липаритовую, последовательно сменяющие друг друга во времени с увеличением доли пород интрузивных фаций. Среди последних выделяются многофазные образования трех групп: ранней — базальтового, андезито-базальтового и андезито-дацитового состава; промежуточной — дацитового и липарито-дацитового состава; поздней (проявившейся после завершения активного вулканизма) — липаритового и базальтового состава.

Для непрерывной формации характерен постепенный переход от субмаринных трещинных излияний вначале к появлению подводных шлаковых конусов и их гряд, а затем к многовыходному (ареальному) вулканизму, сменяющемуся извержениями центрального типа с формированием отдельных вулканических сооружений. Эволюционное изменение режима от океанического к островному отличает данную формацию от контрастной, хотя обе они, особенно на завершающих стадиях становления, могут рассматриваться как характеризующие предостровную обстановку развития эвгеосинклинали (Палеозойская история..., 1974). Последнее обстоятельство, отражающее наличие определенных общностей между обеими формациями, позволяет некоторым исследователям рассматривать их в качестве субформаций единой формации (Прокин, 1973).

Базальт-андезито-базальтовая формация отличается относительной однородностью состава входящих в нее вулканогенных пород. Во времени устанавливается эволюция состава последних от базальтов через господствующие андезито-базальты к подчиненным андезитам. Резко преобладают пирокластические фации при ярко выраженном порфириновом сложении литокластов, содержащих подчиненные прослойки лав и находящихся в тесной пространственной ассоциации с вулканомиктовыми отложениями, которые развиты на периферии крупных палеовулканов центрального типа. Интрузивная группа фаций включает в себя порфириты андезито-базальтового состава, менее распространены габбро-диориты и диориты.

В процессе становления формации изменения характера и типов вулканических извержений, по-видимому, не происходило. Накопление вулканических пород формации отвечает длительно существовавшей обстановке компенсированного прогибания с некоторой перекомпенсацией и совмещением в пространстве субмаринных и субаэральных условий, что характерно для условий формирующей кордильеры и островного режима (Типы..., 1973).

Изложенное показывает, что каждая из рассмотренных вулканических формаций обладает рядом характерных особенностей и отвечает достаточно определенному режиму развития эвгеосинклинали. Отсюда следует, что на основе формационного анализа возможно разделение площади эвгеосинклинали на участки, различные по режиму развития в отдельные отрезки эвгеосинклинали.

процесса. Это позволяет проводить типизацию зон по набору и сочетаниям вулканогенных формаций и осуществлять структурно-формационное районирование — основу прогнозных карт в колчеданосных областях.

Структурно-формационные исследования, выполненные в Магнитогорском мегасинклинии группой сотрудников ЦНИГРИ при участии автора и под руководством М. Б. Бородаевской, а также работы Г. Ф. Яковлева, Т. И. Фроловой и др. (1968 г.) позволили установить, что разные зоны этой части Уральской геосинклинальной области на ранних стадиях своего развития характеризуются ярко выраженной автономностью (Типы..., 1973; и др.). Упомянутыми работами установлены следующие два положения, лежащие в основе структурно-формационного анализа:

1) общие по режиму становления вулканогенные формации могут быть разновременными в разных частях эвгеосинклинальной области, а различные формации могут быть синхронными;

2) совмещение в пространстве различных по режиму становления разновременных формаций возможно лишь в отдельных частях эвгеосинклинальной области, что обусловлено неоднородностью эволюции составляющих ее частей и определяет наличие нескольких типов структурно-формационных зон.

Из этих положений следует, что в процессе развития эвгеосинклинали на фоне общей закономерной эволюции тектоно-магматических процессов в ее пределах может иметь место совмещение во времени различных пространственно разобщенных режимов развития, нередко интерпретируемых как те или иные временные отрезки раннегеосинклинальной стадии.

* * *

Рассмотренные основы структурно-формационного анализа использованы нами при типизации зон эвгеосинклинальной области Урала, а также при определении позиции колчеданосных зон в общей структуре герцинид Урала.

Понятие «структурно-формационная зона», сравнительно недавно начавшее входить в практику региональных исследований, еще не получило достаточно полного и всестороннего определения. И. В. Крутем (1973) структурно-формационные зоны определяются как элементарные тектонические единицы регионального плана, заключающие горизонтальный и, возможно, вертикальный ряды формаций и сопоставимые со структурными этажами. Уточняя это определение, следует сказать, что структурно-формационные зоны объединяют скорее вертикальный, чем горизонтальный, ряд формаций (Ханн, 1973) и могут сопоставляться со структурными этажами, выделяемыми между последовательными периодами тектонических перестроек, лишь отчасти в силу разновременности стабилизации различных частей (подзон и блоков) зон.

В целом же понятие «структурно-формационная зона» имеет палеотектонический, историко-геологический характер и включа-

ет целый комплекс не только тектонических, но и других факторов, так или иначе запечатленных в формациях. Следовательно, тип структурно-формационной зоны в первую очередь определяется совокупностью режимов тектоно-магматического развития, существовавших в процессе становления зоны и отраженных в слагающих ее вулканогенных формациях, которые образуют те или иные вертикальные ряды. В связи с этим, прежде чем рассматривать типы зон, следует проанализировать известные на Урале пространственно-временные соотношения выделенных вулканогенных формаций.

На ранних стадиях развития эвгеосинклинальных зон Урала вулканогенные формации натровой серии базальтоидного магматизма могут рассматриваться как составляющие разновременных вертикальных рядов, как правило, обособленных в пространстве вследствие миграции вулканизма по латерали. В пределах каждого из рядов имеются некоторые общие временные интервалы становления отдельных формаций при отчетливо выраженной тенденции к постепенному сужению площадей распространения формаций от открывающих ряды до завершающих их.

Идеальному ряду отвечает следующая генерализованная временная последовательность формаций: базальтовая → контрастная → непрерывная → базальт-андезито-базальтовая. Завершение этой последовательности определяется появлением вулканогенных молассоидов, предшествующих развитию вулканизма трахитовой серии, который характерен для субконтинентального режима (Червяковский, 1972). Этот ряд формаций, выделяемый нами как этап становления натровой серии базальтоидного магматизма, сопоставим с раннегеосинклинальной стадией развития Урала, по Г. Ф. Яковлеву (1968₂), хотя различия в режиме одновременно существующих зон определяют некоторую ограниченность данного термина в классическом приложении.

Важно подчеркнуть, что полный ряд формаций отражает общую тенденцию развития раннегеосинклинального магматизма, но выдерживается лишь в отдельных структурно-формационных зонах. Специфика развития последних при ярко выраженной автономности определяет наличие на Урале зон со следующими сочетаниями формаций: 1) базальтовой, 2) базальтовой с локально распространенными (обычно в поперечных блоках) контрастной и непрерывной, 3) полным рядом формаций, 4) базальтовой и базальт-андезито-базальтовой (рис. 1).

Во всех четырех случаях базальтовая формация открывает формационные ряды, что с учетом специфики ее становления позволяет считать океанический режим отвечающим началу развития натровой серии базальтоидного магматизма. Другие же формации либо непосредственно продолжают ее без существенной перестройки и принадлежат к тому же этапу, либо появляются после изменения тектоно-магматического режима.

Более поздние, чем базальтовая, формации в рамках конкретных зон в целом последовательно сменяют друг друга в упомяну-

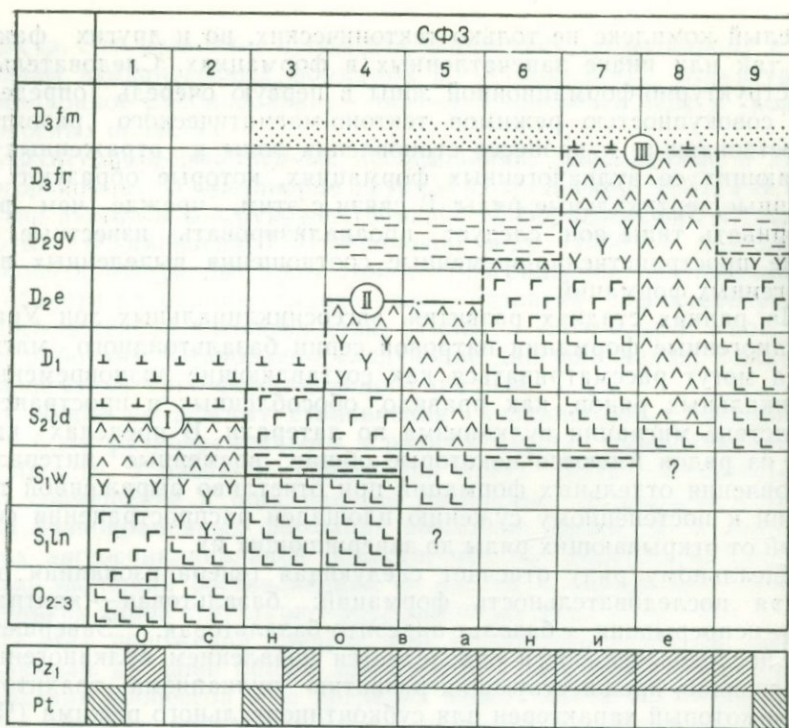


Рис. 1. Пространственно-временные соотношения вулканогенных формаций Урала:

Формации: 1 — базальтовая, 2 — контрастная, 3 — непрерывная, 4 — базальт-андезито-базальтовая, 5 — кремнисто-глинистые отложения, ассоциирующие с вулканитами базальтовой формации; 6 — вулканогенная моласса; 7 — граувакки; 8 — трахибазальтовая.

СФЗ — структурно-формационные зоны: 1 — Тарнгерско-Кабанская (Каретин, 1973); 2 — Красноуральская; 3 — Присакмарская; 4 — Тубинско-Гайская; 5 — Ирендыкская; 6 — Истамгулово-Сибайская (по Н. К. Курбанову, 1967 г.); 7 — Верхнеуральская (по Н. К. Курбанову, 1967 г.); 8 — Гумбейская (Типы... 1973); 9 — Домбаровская (Типы... 1973). I, II, III — верхние возрастные границы этапов становления натровой серии базальтоидного магматизма

том ряду при наличии некоторых общих для смежных зон временных отрезков. Так, хотя соотношения контрастной и непрерывной формаций еще не могут считаться выясненными в полной мере пока нет сомнений в том, что поздние стадии становления контрастной формации отвечают началу вулканизма непрерывной формации. Базальт-андезито-базальтовая формация, развивающаяся в отдельных зонах непосредственно после базальтовой и обладающая на Южном Урале наибольшей длительностью становления имеет общий временной диапазон с непрерывной и контрастной формациями смежных зон и продолжается после их завершения

Возрастные соотношения вулканогенных формаций Урала см. на рис. 1 и 3. Наряду с наличием вертикального ряда формаций имеет место их миграция по латерали с образованием общих временных отрезков. Важно отметить, что базальт-андезито-базальтовая формация пользуется более широким распространением по латерали, чем контрастная и непрерывная. Это объясняется тем, что островной режим, характерный для данной формации, отражает завершающие стадии становления натровой серии базальтоидного магматизма и в конечном итоге проявляется в большинстве зон, независимо от предшествующего режима их развития.

Поскольку каждой формации присущ вполне определенный режим становления, то по их набору и особенностям развития могут быть выделены следующие зоны:

- 1) моноформационные, прошедшие лишь океаническую стадию развития и испытавшие раннюю стабилизацию;
- 2) полиформационные, в которых устанавливается последовательная смена океанического режима вначале предостровным, а затем островным;
- 3) биформационные, где океанический режим непосредственно сменяется островным.

Кроме этих основных типов М. Б. Бородаевской и другими (1974 г.) в Северных Мугоджарах выделены структурно-формационные зоны, представленные узкими трогообразными прогибами, которые пересекают выступы докембрийского и раннепалеозойского основания. Эти зоны не могут рассматриваться в качестве полного аналога зон первого типа прежде всего из-за тектонической позиции, сходной, как показано С. Н. Ивановым и др. (1973), с позицией рифтовых долин. Эти узкие протяженные трогообразные рвы, заполненные вулканитами базальтовой формации и практически не содержащие разновозрастных с вулканизмом осадочных образований, по всей вероятности, представляют собой рифтовидные прогибы, заложенные еще на самых ранних стадиях возникновения эвгеосинклинальных зон и испытавшие укороченное развитие вулканизма натровой серии. Как будет показано, рифтовидные прогибы обладают сложными пространственными взаимоотношениями с зонами других типов, их происхождение и временные связи с другими частями эвгеосинклинальных зон остаются не до конца ясными.

Главная задача структурно-формационного районирования колчеданосных провинций, как было указано, — выделение зон упомянутых типов, различающихся по перспективности на колчеданное оруденение. При этом в качестве основной единицы периодизации должен выбираться этап, отвечающий полному развитию натровой серии базальтоидного магматизма и лишь отчасти сопоставимый с раннегеосинклинальной стадией в классическом понимании. За верхнюю границу таких этапов принимается, как уже отмечалось, период перестроек, сменяющийся накоплением вулканогенных молассоидов, которые обычно предшествуют вулканизму трахитовой серии. Лишь применительно к каждому такому

конкретному этапу и возможно выделение структурно-формационных зон различного типа, поскольку эволюция режима разных частей эвгеосинклинальной области во времени в сочетании с миграцией вулканизма по латерали приводит к существенному изменению тектонической позиции и роли более ранних зон на последующих стадиях развития.

Структурно-формационные зоны различного типа, принадлежащие к одному этапу, независимо от расположения на площади Уральской эвгеосинклинальной области и времени проявления этапа, характеризуются одними и теми же пространственными соотношениями, устанавливаемыми в самых различных частях Урала. В пределах каждого этапа в Уральской эвгеосинклинальной области имеет место следующая закономерная смена структурно-формационных зон различного типа (при движении с запада на восток): консолидированный участок земной коры с субконтинентальным режимом → моноформационная зона → полиформационная зона → биформационная зона → фронтальный прогиб с базальтоидными лавами и более поздними осадками турбидитного типа → зона относительно мелководного осадконакопления.

В этом ряду остается недостаточно ясным положение рифтовидных зон, которые находятся на продолжении либо зон полиформационного типа, либо фронтальных прогибов. Необходимо отметить также, что полиформационные зоны обладают существенно меньшей протяженностью, чем зоны, между которыми они располагаются, и могут отсутствовать в приведенном ряду, что послужило М. Б. Бородаевской и др. (1969 г.; Типы..., 1973) основанием для отнесения их к зонам второго порядка.

Данный пространственный ряд близодновременных, но существенно различных по режиму развития зон обнаруживает значительное сходство со структурами периокеанических систем, что отчасти уже рассматривалось (Бородаевская, Кривцов, 1974₁). В этой работе группы синхронно развивающихся зон сопоставлены с геоструктурами транзон (по Л. И. Красному, 1973 г.), интерпретируются как следствие геосинклинального процесса в области границы палеоконтинент — палеоокеан и параллелизуются с системами структур островных дуг. Следует отметить, что подобный подход к эвгеосинклинальной части Урала характерен для работ ряда исследователей.

Поскольку подобная параллелизация имеет принципиальное значение, кажется целесообразным коротко остановиться на результатах исследований периокеанических систем Г. М. Власовым (1973), Л. П. Зоненшайном и др. (1973), Э. Х. Митчеллом и Х. Дж. Ридингом (Mitchell, Reading, 1971), на чьи выводы опирается упомянутое сопоставление.

Г. М. Власовым (1973) в позднем мелу — кайнозое на периферии Тихого океана выделяется структурный комплекс, образованный в океанической части вулканическими зонами внешних и внутренних дуг, которые отделены от континента окраинными бас-

сейнами. Зоны внешних дуг на ранних стадиях развития сопоставляются с эвгеосинклинальными трогами фронтальных прогибов. Подобной позицией и режимом вулканизма на Урале обладают зоны рифтовидных трогов, рассматриваемые нами как структуры, отвечающие началу становления натровой серии базальтоидного магматизма. Вулканические зоны внутренних дуг в миоцене характеризуются субмаринным и субаэральным вулканизмом с эволюцией состава продуктов извержений от спилитов через андезиты к дацитам и липарито-дацитам.

Размещение этих вулканитов во внутренних зонах, если обратиться к данным М. А. Мишкина и И. А. Тарарина (1973 г.), подчиняется отчетливо выраженной поясности. Для приконтинентальных частей зон характерны калинатровые (иногда и калиевые) формации, а для более удаленных в сторону океана — натровые формации. Это поясное строение вулканогенных зон показано также для мезозойд и палеозойд, что с учетом данных японских исследователей (Геологическое развитие..., 1968) позволяет разделить вулканические зоны внутренних дуг на собственно внутренние с натровым вулканизмом и внешние (барьерные) с калинатровым андезитовым и андезито-базальтовым вулканизмом. В соответствии с этим можно сопоставлять полиформационные зоны Урала с внутренними зонами, а биформационные — с барьерными, примыкающими к фронтальным прогибам.

Обстоятельный анализ периокеанических геосистем, выполненный Э. Х. Митчеллом и Х. Дж. Ридингом (1971), показал, что в области сочленения палеоконтинента и палеоокеана уже на ранних стадиях эвгеосинклинального развития в тылу вулканических гряд обособляются блоки океанических вулканитов, не вовлекающиеся в более поздний вулканизм и выступающие как тыльные зоны с накоплением обломочного материала в окраинных бассейнах. С этими зонами по позиции и режиму развития сопоставимы моноформационные зоны Урала, прошедшие лишь океаническую стадию и испытавшие раннюю стабилизацию.

Таким образом, выделяемые на Урале в связи с конкретными этапами натровой серии базальтоидного магматизма группы зон: тыльная — внутренняя — барьерная — фронтальный прогиб (рифтовидный трог), обнаруживают значительное сходство с системами структур островных дуг западной части Тихого океана. Следует сразу же оговориться, что здесь и далее под островными дугами понимается вслед за Э. Х. Митчеллом и Х. Дж. Ридингом (1971) весь комплекс периокеанических структур.

Отметим, что выделенные группы структурно-формационных зон Урала слагают системы структур, сопоставимые с островными дугами. Эти системы структур последовательно сменяют друг друга во времени при дискретной миграции в пространстве с запада на восток, т. е. от палеоконтинента к палеоокеану, что характерно и для других эвгеосинклинальных областей (Смирнов, 1973). Располагаясь изолированно либо сближенно, такие системы структур служат составными частями отдельных разновозрастных

эвгеосинклиналей восточного склона Урала, чем и определяется его структурная и возрастная асимметрия (Бородаевская, Кривцов, 1974₁₋₂).

Палеотектоническое районирование Урала и положение эвгеосинклинальных зон в герцинских раннегеосинклинальных структурах

Определение палеотектонической позиции эвгеосинклиналей, структурно-формационных зон Урала и выявление их типов возможно на базе анализа пространственно-временных взаимоотношений вулканогенных формаций натровой серии базальтоидного магматизма. Наибольшее значение при этом имеют палеотектонические карты и палеореконструкционные разрезы, обобщающие материалы формационных и палеовулканических карт, позволяющие проанализировать особенности пространственного размещения продуктов натровой серии базальтоидного магматизма в относительно короткие отрезки эвгеосинклинального развития, определить положение структурно-формационных зон, специфику их эволюции и пространственно-временные соотношения (Бородаевская, Кривцов, Ширай, 1977).

Палеотектонические схемы (Бородаевская, Кривцов, 1974₁), составленные для наиболее изученной восточной части Урала, позволили в первую очередь выявить неоднородности строения основания герцинских эвгеосинклинальных зон, образованного метаморфизованными вулканогенными, вулканогенно-осадочными и осадочными отложениями кембрия — раннего ордовика, чередующимися с выступами докембрийских глыб. Также было установлено, что это гетерогенное основание вовлекалось в более позднее эвгеосинклинальное развитие одновременно с дискретной миграцией вулканических процессов с запада на восток.

Проблемы раннепалеозойского и предшествующего развития Урала, как известно, в высшей степени дискуссионны и не могут быть рассмотрены в рамках данной работы. Авторы последней сводки по нижнему палеозою восточного склона Урала Н. Ф. Мамаев и И. В. Черменинова (1973) обосновывают представление о том, что в раннем палеозое основание Уральской геосинклинальной области в рассматриваемых нами границах было представлено корой океанического типа, содержащей блоки сиалической коры, которые пересекались вендскими и раннепалеозойскими грабенообразными структурами. Отсюда следует, что по строению основания Уральская каледонско-герцинская эвгеосинклиналь может сопоставляться с австралийско-азиатским типом современных геосинклиналей (Боголепов, 1974).

Как видно из палеовулканических и палеотектонических схем (рис. 2, см. рис. 3), данное основание независимо от его природы начиная со среднего ордовика неравномерно и одновременно вовлекалось в тектоно-магматические процессы, сопровождавшиеся становлением вулканогенных формаций натровой серии базальто-

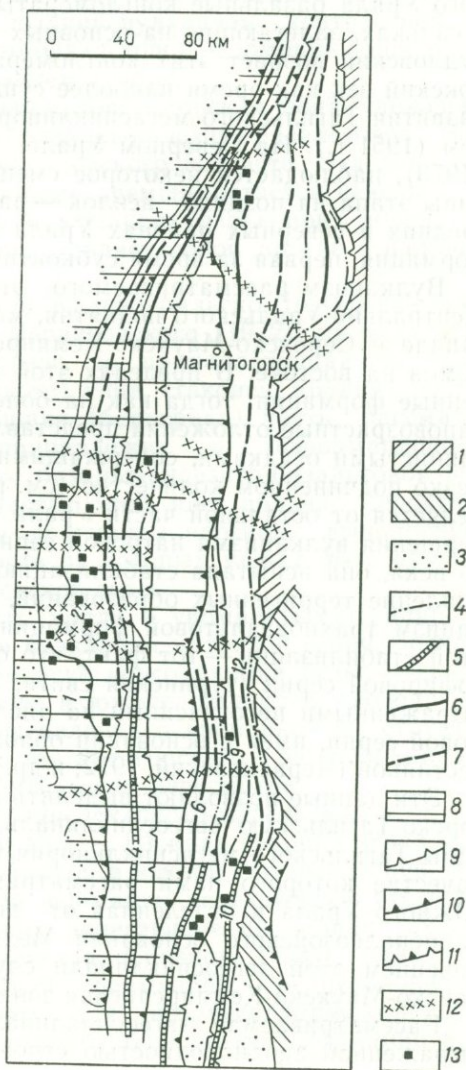
идного магматизма. Для последней устанавливают три разновре-
менных этапа проявления при пространственной разобщенности
продуктов вулканизма каждого из них.

Наиболее ранний этап охватывает средний ордовик и часть
венлоксского века раннего силура. Следующий происходил в конце
венлока — в эйфеле. Начало третьего этапа приходится на поздний
силур, а завершение оказывается растянутым во времени от кон-
ца эйфельского до франского века включительно.

Пространственная разобщенность продуктов вулканизма каж-
дого этапа, выражающаяся в наличии соответствующих групп

Рис. 2. Схема размещения
структурно-формационных зон
Южного Урала, S—D₃fg:

Отложения: 1 — нижнесилурийские, 2 —
нижнепалеозойские; 3 — выступы до-
кембрия; 4 — оси фронтальных проги-
бов; 5 — оси рифтовидных проги-
бов; оси зон: 6 — барьерных; 7 —
внутренних; 8 — тыльные зоны; грани-
цы: 9 — фронтальных прогибов, 10 —
тыльных зон, 11 — тыльных зон,
совпадающие с границами фронталь-
ных прогибов предшествующего раз-
вития; 12 — поперечные расколы (по
геофизическим данным); 13 — медно-
колчеданные месторождения. Струк-
турно-формационные зоны (цифры на
схеме) и время завершения вулка-
низма. Западно-магнитогорская эвге-
осинклиналь: 1 — Присакмарская, S_{1w},
2 — Тубинско-Гайская, D₁, 3 — Ирен-
дынская, D_{2e1}, 4 — Западно-Мугод-
жарская, D₁, 5 — Истамгулово-Сибай-
ская, D_{2e}; Восточно-Магнитогорская
эвгеосинклиналь: 6 — Ащебутакская,
D_{2e}, 7 — Приорская, D_{2e}, 8 — Верхне-
уральская, D_{2gv}, 9 — Джусинская,
D_{2gv}, 10 — Домбаровская, D_{2gv}, 11 —
Гумбейско-Нагайбарская, D_{3fg}, 12 —
Адамовская, D_{2gv}



структурно-формационных зон, позволяет выделить на среднеордовикско-франском отрезке истории наиболее изученной части восточного склона Урала три разновозрастные эвгеосинклинали (см. рис. 2—4): Медногорско-Тагильскую ($O_2 - S_{1w}$), Западно-Магнитогорскую ($S_{1w} - D_{2e}$) и Восточно-Магнитогорскую ($S_2 - D_{3fg}$).

Для наиболее древнего из выделяемых *среднеордовикско-венлокского этапа* нижняя граница определяется Г. Ф. Яковлевым и др. (1968 г.) как ордовик, а Ю. С. Каретиным (1973) уточнена до среднего ордовика. Верхняя возрастная граница отвечает венлокскому веку. Это вытекает из данных А. А. Захаровой (1967) и других исследователей, установивших в Присакмарской зоне Южного Урала базальные конгломераты с венлокскими граптолитами в гальках, залегающие на основных лавах лландовери, и доранне-лудловский возраст этих конгломератов. На Среднем Урале венлокский век как время наиболее существенного изменения режима развития Тагильского мегасинклинория был выделен Н. А. Штрейсом (1951 г.). На Северном Урале, по данным Ю. С. Каретина (1973), наблюдается некоторое смещение верхней возрастной границы этапа на поздний венлок — ранний лудлоу. В это время в средних и северных районах Урала отложилась трахибазальтовая формация, первая за время субконтинентального развития региона.

Вулканизм рассматриваемого этапа проявлен лишь вблизи Центрально-Уральского поднятия, между выступами докембрия на западе и Серовско-Маукско-Кемпирсайской зоной глубинных разломов на востоке. В пределах этой полосы развиты все вулканогенные формации, тогда как на более восточных площадях Урала разновозрастные отложения представлены глинистыми и кремнисто-глинистыми осадками, содержащими вулканогенный материал в резко подчиненном количестве (см. рис. 2). Эта площадь четко отделяется от остальной части Урала также и потому, что после завершения вулканизма натровой серии, начиная с конца венлокского века, она испытала стабилизацию, после которой началось накопление терригенных образований, а в некоторых зонах — вулканизм трахибазальтовой формации. Наглядное доказательство этой стабилизации — тот факт, что отложения так называемой ортофировой серии (туринская свита, $S_2 - D_1$) залегают с отчетливо выраженными несогласиями на дислоцированных вулканитах натровой серии, имея в основании обломочные породы с линзами известняков (Червяковский, 1972; и др.).

Эти данные позволяют выделить в указанных границах Медногорско-Тагильскую эвгеосинклиналь, включающую вулканогенные зоны Тагильского мегасинклинория и его южного продолжения, в качестве которого нами рассматриваются Присакмарская зона Южного Урала и отделенная от нее выступами докембрийско-раннепалеозойского основания Медногорская. Восточным ограничением этой эвгеосинклинали служит, как упоминалось, Серовско-Маукско-Кемпирсайская зона глубинных разломов.

Рассматриваемая эвгеосинклиналь характеризуется отчетливо выраженной неоднородностью строения. В пределах ее южной

(присакмарско-медногорской) части в течение всего этапа развивалась базальтовая формация, продукты которой контролируются рифтовидными трогами и их прибортовыми частями. Наоборот, в северной ее части (тагильско-ивдельской) тому же временному интервалу отвечает становление всех четырех формаций натровой серии.

По соотношениям последних выделяются четыре субмеридионально ориентированные зоны. Крайняя западная Тарнгерско-Кабанская зона, детально изученная в северной части Ю. С. Каретиным (1973), принадлежит к зонам тыльного типа, испытавшим раннюю стабилизацию (по Ю. С. Каретину — в позднем ордовике). В ее пределах известны отдельные подзоны и блоки, частично вовлеченные в более поздний вулканизм контрастной, непрерывной и базальт-андезито-базальтовой формаций, завершающийся в позднем венлоке — раннем лудлоу.

Следующая к востоку Черемухово-Исовская зона сложена в верхних частях вулканитами базальт-андезито-базальтовой формации поздневенлокско-раннелудловского возраста. Эта зона изучена недостаточно, и к настоящему времени остается неясным, является ли она самостоятельной внешней (барьерной) зоной биформационного типа либо представляет собой прогиб, наложенный на зону другого типа.

2870
2 Далее к востоку находится Красноуральско-Дегтярская зона, состоящая, по данным Г. Ф. Червяковского (1972), из ряда кулисообразно расположенных подзон и принадлежащая к зонам внутреннего (полиформационного) типа. Наконец, крайняя восточная Именновская зона — внешняя (барьерная) часть рассматриваемой эвгеосинклинали — принадлежит к биформационному типу с длительным развитием базальт-андезито-базальтовой формации. Перед фронтальной частью этой зоны вблизи Серовского пояса гипербазитов известны фрагменты прогиба, выполненного осадочными отложениями, часть из которых может быть разновозрастна с вулканизмом Именновской зоны.

Тагильско-ивдельская часть Урала в упомянутых границах в дальнейшем не вовлекалась в вулканизм натровой серии, поскольку наступившая в лудловском веке консолидация резко отделила ее от расположенных восточнее и южнее площадей. Отсюда следует, что существующие представления о временном и структурном единстве Тагильского и Магнитогорского эвгеосинклиналичных прогибов нуждаются в критическом пересмотре.

Следующий по времени *поздневенлокско-эйфельский этап* хорошо изучен лишь на Южном Урале. Нижняя граница этапа устанавливается в Присакмарской зоне, в южной части которой лудловские базальты контрастной формации перекрывают упоминавшиеся базальные конгломераты, залегающие на вулканитах базальтовой формации (Бородаевская, Кривцов, 1974₂). Аналогичные соотношения с базальтовой формацией среднеордовиковенлокского этапа установлены для позднесилурийско-раннедевонских вулканитов базальт-андезито-базальтовой формации в се-

верной части упомянутой зоны (М. Б. Бородаевская и др., 1974 г.). Верхняя возрастная граница этапа определяется в Баймакском и Бурибайском районах, исходя из того, что наиболее поздние проявления вулканизма имеют раннеэйфельский возраст (О. А. Нестянова, 1962 г.), а перекрывающие их живецкие образования принадлежат уже к вулканогенным молассоидам (Червяковский, 1972).

Поздневенлокско-эйфельский этап проявлен лишь в пределах западной части Магнитогорского мегасинклинория между Уралтауским поднятием на западе и Кизильской зоной разломов на востоке. Эта площадь и выделяется нами под названием Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали. Строение ее основания, судя по данным глубоких скважин в Баймакском и Бурибайском районах, а также материалам глубинных геофизических исследований, обобщенным И. С. Огариновым (1973), представляется весьма неоднородным. В крайней западной части под относительно маломощными вулканитами базальтовой формации допоздневенлокского цикла располагаются докембрийские силикатные образования, восточнее находится глубокий трог, заполненный базальтоидами упомянутой формации, а еще далее к востоку развиты предположительно раннепалеозойские образования, слагающие выделенную И. С. Огариновым (1973) Центрально-Магнитогорскую плиту, которая перекрыта относительно маломощными осадочными толщами ордовика — венлока без значимой роли вулканитов.

В западной части рассматриваемой эвгеосинклинали выделяются три структурно-формационные зоны (см. рис. 2—4). Крайняя западная Присакмарская, возникшая на предшествующем этапе и испытывавшая стабилизацию в начале венлока, была вовлечена в вулканизм позднего силура лишь в пределах локальных блоков (Кривцов, Волчков, 1971). Являясь тыльной зоной рассматриваемой эвгеосинклинали, она уже с раннего девона отличается накоплением осадочных пород, а на отдельных участках — вулканитов трахибазальтовой формации, что установлено В. Т. Тищенко (1971) в оренбургской части Урала. Аналогичный режим в это время, как отмечено, характерен для средней и северной частей Урала, поэтому площадь тыльной зоны Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали должна считаться значительно большей.

Следующая к востоку зона, протягивающаяся от широты пос. Тубинск на севере до широты г. Орска на юге, выделена М. Б. Бородаевской и др. (Типы..., 1973) под названием Тубинско-Гайской. Эта внутренняя зона эвгеосинклинали сложена породами контрастной, непрерывной и базальт-андезито-базальтовой формаций и имеет в основании вулканиты базальтовой формации и синхронные с ними осадочные образования предшествующего этапа. Время стабилизации зоны определяется как предэйфельское по находкам фауны в наложенных прогибах Баймакского района, выполненных осадочными отложениями с примесью известкового материала (Колчеданные месторождения..., 1973).

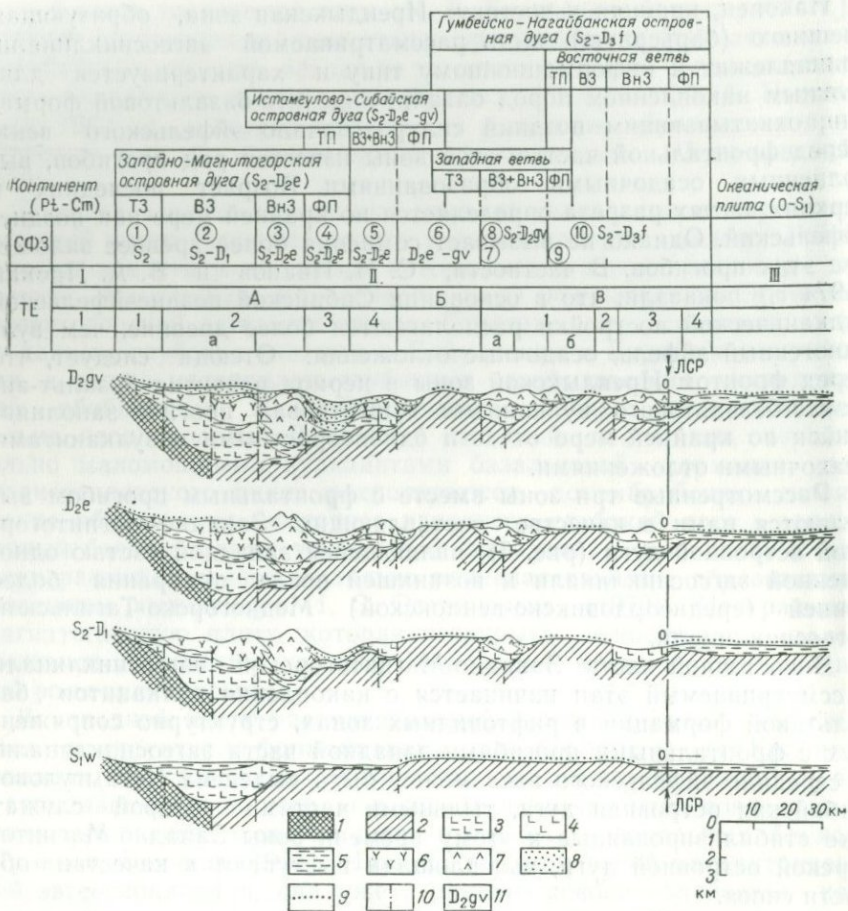
Наконец, крайняя к востоку Ирендыкская зона, образующая внешнюю (барьерную) часть рассматриваемой эвгеосинклинали, принадлежит к биформационному типу и характеризуется длительным накоплением пород базальт-андезито-базальтовой формации, охватывающим поздний силур — начало эйфельского века. Перед фронтальной частью этой зоны известен ряд прогибов, выполненных осадочными образованиями. Возраст последних в верхних частях разреза определяется по крайней мере как поздней эйфельский. Однако не вызывает сомнения более древнее заложение этих прогибов. В частности, С. Н. Иванов и В. А. Прокин (1974 г.) показали, что в основании Сибайской поздней эйфельской вулканической постройки располагаются более древние, чем вулканогенный эйфель, осадочные отложения. Отсюда следует, что перед фронтом Ирендыкской зоны в период развития базальт-андезито-базальтового вулканизма существовал прогиб, заполнявшийся по крайней мере отчасти разновозрастными с вулканитами осадочными отложениями.

Рассмотренные три зоны вместе с фронтальным прогибом выделяются нами в качестве составляющих Западно-Магнитогорской островной дуги (рис. 3), являющейся западной частью одноименной эвгеосинклинали и возникшей после отмирания более ранней (среднеордовикско-венлокской) Медногорско-Тагильской эвгеосинклинали.

В восточной части Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали рассматриваемый этап начинается с накопления вулканитов базальтовой формации в рифтовидных зонах, структурно сопряженных с фронтальными прогибами западной части эвгеосинклинали. В середине эйфельского века может быть выделена Истамгулово-Сибайская островная дуга, тыльными частями которой служат уже стабилизированные к этому времени зоны Западно-Магнитогорской островной дуги, чьи площади выступают в качестве области сноса.

Собственно Истамгулово-Сибайская зона — внутренняя зона одноименной островной дуги — характеризуется в эйфеле накоплением вулканитов контрастной формации. Отчетливо выраженная барьерная зона отсутствует, хотя в северо-восточной части Истамгулово-Сибайской зоны имеются проявления вулканизма базальт-андезито-базальтовой формации. Во фронтальной части рассматриваемой зоны располагаются прогибы по меньшей мере эйфельского заложения с осадочными образованиями, частично разновозрастными с вулканизмом контрастной формации. Эти прогибы имеют своим основанием западный фланг Центрально-Магнитогорской плиты и являются крайними восточными структурами Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали, наиболее поздние проявления вулканизма в которой завершились до накопления живецких вулканогенных молассоидов.

Позднесилурийско-франский этап становления вулканогенных формаций натровой серии базальтоидного магматизма проявлен в пределах Восточно-Магнитогорской эвгеосинклинали, отделен-



ной от Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали Центрально-Магнитогорской плитой. Восточно-Магнитогорская эвгеосинклинали по тектоническому районированию отвечает восточному крылу Магнитогорского мегасинклинория, Восточно-Уральскому антиклинорию и одноименному синклинорию. В рассматриваемый этап на данной территории выделяются структурно-формационные зоны, режим развития которых и взаиморасположение позволяют выделить Гумбейско-Нагайбакскую островную дугу, состоящую из западной и восточной ветвей (см. рис. 3).

Сложное зонально-поясное строение этой части Южного Урала обусловлено прежде всего тем, что в позднем силуре возник ряд субмеридиально ориентированных рифтовидных прогибов, которые контролируют проявления вулканизма от самой ранней базальтовой формации до завершающей этап базальт-андезито-базальтовой.

Рис. 3. Палеореконострукционные разрезы центральной части Южного Урала (в полосе Баймакский рудный район — северный фланг Суундукского массива):

1 — докембрийские отложения; 2 — осадочные и вулканогенно-осадочные образования досреднеордовикского цикла развития; 3 — базальтоиды недифференцированной формации в ассоциации с углисто-глинистыми и кремнистыми отложениями; 4 — базальтоиды недифференцированной формации; 5 — углисто-глинистые и кремнистые отложения, включая граптолит-содержащие осадки; 6 — вулканиты контрастной и непрерывной колчеданосных формаций; 7 — вулканиты базальт-андезито-базальтовой формации; 8 — осадочные отложения, включая флишидные образования и турбидиты фронтальных прогибов; 9 — терригенные образования в стабилизированных зонах; 10 — главнейшие разломы; 11 — время стабилизации зоны.

ТП — тыльный прогиб; ТЗ — тыльная зона; ВЗ — внутренняя зона; ВнЗ — внешняя (барьерная) зона; ФП — фронтальный прогиб; ЛСР — линия сопоставления разрезов; СФЗ — структурно-формационные зоны (цифры в кружках), возрастной диапазон становления вулканогенных формаций натровой серии и синхронных с ними осадочных образований: 1 — Присакмарская; 2 — Тубинско-Гайская; 3 — Ирендыкская; 4 — Кизильская; 5 — Истамгулово-Сибайская; 6 — Центрально-Магнитогорская; 7 — Верхнеуральская (вне разреза, в северной части); 8 — Западная Гумбейско-Нагайбакская; 9 — Ащebutакская (вне разреза, в южной части); 10 — Восточная Гумбейско-Нагайбакская. ТЕ — тектонические единицы, по Г. Ф. Яковлеву (Палеозойский вулканизм, ..., 1968) с дополнениями автора: I — Центрально-Уральский мегантиклинорий; II — Магнитогорский мегантиклинорий; А — Западно-Магнитогорская зона: 1 — Присакмарский синклинорий; 2 — Ирендыкский антиклинорий; а — Таналыкская антиклинальная зона; 3 — Кизильско-Уртазымский синклинорий; 4 — Сибайско-Узункырский антиклинорий. Б — Центрально-Магнитогорская зона. В — Восточно-Магнитогорская зона: 1 — Балашовский антиклинорий; а — Верхнеуральская антиклинальная зона (вне разреза, в северной части); б — Ащebutакская антиклинальная зона (вне разреза, в южной части); 2 — Джусинско-Акжарский синклинорий; 3 — Гумбейский (на севере), Теренсайский (на юге) антиклинорий; 4 — Арсинско-Амурский синклинорий. III — Восточно-Уральский мегасинклинорий

Восточно-Магнитогорская эвгеосинклиналь характеризуется наибольшей интенсивностью тектоно-магматических процессов с начала эйфельского века. С этого времени Западно-Магнитогорская эвгеосинклиналь и Центрально-Магнитогорская плита на большей части площадей выступают в качестве либо областей сноса, либо окраинных бассейнов, являясь в целом тыльной частью Восточно-Магнитогорской эвгеосинклинали (см. рис. 3). Восточнее тыльной части на северном фланге эвгеосинклинали выделяются внутренняя Верхнеуральская зона и внешняя Гумбейско-Нагайбакская с Амурско-Полоцким фронтальным прогибом. Последний на востоке граничит с Арамилско-Сухтелинской зоной (где развита контрастная формация), имеющей с востока фронтальный прогиб, выполненный осадочными образова-

ниями. На южном фланге Восточно-Магнитогорская эвгеосинклиналь обладает более сложным строением: непосредственно к тыльной зоне примыкает Ащebutакская зона полиформационного типа, заложенная на нижнепалеозойском основании и имеющая на своем восточном фланге проявления базальт-андезито-базальтового вулканизма. От остальной части эта зона отделена Джусинско-Акжарским прогибом с осадочными фациями, переходящими далее к югу в Приорский рифтоидный прогиб. К востоку от последнего располагается Джусинская зона, сходная с Ащebutакской и, возможно, связанная структурно с Приорским рифтоидным прогибом. Еще далее к востоку находится южное продолжение биформационной Гумбейско-Адамовской зоны, имеющей на

фланге Амурско-Полоцкий фронтальный прогиб с осадочными фациями. Этот прогиб расположен на северном продолжении Балкимбайско-Домбаровского трога позднесилурийского заложения и, вероятно, является частью последнего.

Конец живетского века характеризуется относительным упрощением строения Восточно-Магнитогорской эвгеосинклинали. Из всех выделенных зон сохраняется Верхнеуральская, где накапливаются вулканиды непрерывной формации; продолжает развитие протяженная Гумбейско-Адамовская зона и расположенный в ее фронтальной части Амурско-Полоцкий фронтальный прогиб. Вся площадь к западу от названных зон — тыльная часть эвгеосинклинали, где отсутствуют проявления вулканизма, а осадконакопление близко к режиму относительно мелководного бассейна.

Франский век для рассматриваемой эвгеосинклинали знаменуется завершением натровой серии, проявления базальт-андезито-базальтового вулканизма которой известны в северной части Гумбейско-Адамовской зоны. В это время происходит также вовлечение в полное прогибание Центрально-Магнитогорской плиты, площадь которой постепенно сужалась за счет развития в ее краевых частях фронтальных прогибов Западно-Магнитогорской и тыльных прогибов Восточно-Магнитогорской эвгеосинклиналей. С живета — эйфеля рассматриваемая площадь становится ареной осадконакопления, продолжающегося с высокой интенсивностью уже в позднем девоне, раннем и среднем карбоне.

Все изложенное показывает, что в течение среднеордовикско-франского отрезка истории развития восточной части Уральской геосинклинальной области устанавливаются три этапа становления вулканогенных формаций натровой серии базальтоидного магматизма ($O_2 - S_{1w}$; $S_{1w} - D_{2e}$; $S_2 - D_{3fr}$) и выделяются три разновозрастные эвгеосинклинали: Медногорско-Тагильская, Западно-Магнитогорская и Восточно-Магнитогорская. Каждая из эвгеосинклиналей образована группами разнотипных зон, сочетания которых образуют системы структур, сопоставимые со структурными зонами островных дуг.

В Медногорско-Тагильской эвгеосинклинали в качестве последних могут быть выделены Западно-Тагильская (Тарнзёрско-Кабанская и Черемухово-Исовская зоны) и Восточно-Тагильская (Красноуральско-Дегтярская и Именновская зоны). Западно-Магнитогорская эвгеосинклиналь образована одноименной островной дугой (Присакмарская, Тубинско-Гайская, Ирендыкская зоны с фронтальным прогибом), а также Истамгулово-Сибайской, включающей помимо одноименной зоны площади уже стабилизированной Западно-Магнитогорской островной дуги и фронтальные прогибы, близкие по положению к зоне Кизильских разломов. Восточно-Магнитогорская эвгеосинклиналь совпадает со сложной построенной Гумбейско-Нагайбакской островной дугой, состоящей из двух ветвей, в каждой из которых присутствуют тыльные, внутренние и внешние зоны, а также фронтальные прогибы. Соотно-

шения выделяемых эвгеосинклиналией, структурно-формационных зон и островных дуг представлены на схеме (см. рис. 2) и палеореконострукионном разрезе (см. рис. 3).

* * *

*

Рассматривая в целом выявленные закономерности размещения вулканогенных формаций натровой серии базальтоидного магматизма, следует отметить, что все три выделенных этапа обладают общим характером эволюции структурно-формационных зон. Началу каждого этапа отвечает формирование рифтовидных трогов, контролирующих вулканизм базальтовой формации. Последующее развитие этих трогов приводит к возникновению в их пределах структурно-формационных зон трех различных типов: тыльных (моноформационных), являющихся зонами ранней стабилизации; внутренних (полиформационных) и внешних (биформационных), граничащих во фронтальной части с прогибами, которые развиваются синхронно с вулканизмом и заполняются осадочными отложениями.

Эти прогибы в ряде случаев обладают структурной общностью с более молодыми рифтовидными трогам, возникновение которых открывает начало нового этапа с последующим развитием более молодой эвгеосинклинали, наращивающей предшествующую и располагающейся далее к востоку. Указанные четыре главных структурных элемента присутствуют во всех рассмотренных эвгеосинклиналях то в простых, то в сложных соотношениях и повсеместно располагаются в приведенной последовательности между находящимися западнее зонами предшествующей стабилизации и невовлеченными в тектоно-магматические процессы более восточными блоками коры, принадлежащими, как кажется, к океаническим.

Структурно-формационные зоны, образующие частные одновременно заложенные эвгеосинклинали, характеризуются различной длительностью вулканических процессов, отмирающих в течение этапа последовательно от западных зон к восточным, т. е. от палеоконтинента к палеоокеану, так что в пределах каждой частной эвгеосинклинали имеет место латеральная миграция проявлений вулканизма. Общая эволюция частных эвгеосинклиналией выражается в последовательной смене режимов развития от океанического через предостровную и островную к субконтинентальному и, возможно, континентальному, что в конечном итоге приводит к наращиванию площади континента за счет переработки геосинклинальными процессами окраинных частей прилегающей океанической коры. Для частных эвгеосинклиналией Урала устанавливается та же тенденция миграции вулканических процессов с запада на восток, имеющая, однако, дискретный характер, поскольку каждая из более молодых эвгеосинклиналией располагается восточнее ранее существовавшей, вне структур последних, и вовлекает в развитие лишь их локальные фланговые части.

Эта генеральная тенденция развития Уральской эвгеосинклинальной области интерпретируется В. И. Смирновым (1973) как следствие миграции зон Бенъофа, имеющей место и в других геосинклинальных областях. Наиболее наглядный пример в этом отношении — Японские острова, зонально-поясное строение которых является следствием миграции эвгеосинклинальных зон от континента к океану, происходившей как в палеозое, так и в мезозое (Геологическое развитие..., 1968).

Г. М. Власовым (1973) в западной части Тихоокеанского кольца среди приконтинентальных (приокеанических) структур выделены краевые вулканические пояса, окраинные моря, вулканические зоны внутренних дуг, вулканические зоны внешних дуг и обрамляющие последние с океанической стороны фронтальные прогибы.

Частные эвгеосинклинали Урала, особенно на юге его, обладают сходным набором слагающих их геоструктурных элементов (см. рис. 3). В качестве аналогов краевых вулканических поясов могут рассматриваться участки тыльных зон на стадии возникновения субконтинентального режима, а окраинных бассейнов — более западные их части. С вулканическими зонами внутренних дуг совпадают полиформационные (внутренние) зоны, а с вулканическими зонами внешних дуг сходны биформационные (барьерные) зоны, располагающиеся в приокеанических частях эвгеосинклиналей. Что же касается положения фронтальных прогибов, сопряженных с рифтовидными трогами, то они сопоставимы с фронтальными прогибами тихоокеанских островных дуг.

В целом по палеотектонической позиции, внутреннему строению, общей направленности тектоно-магматической эволюции частные эвгеосинклинали Урала обнаруживают сходство с современными приокеаническими геоструктурами и могут рассматриваться как результат геотектонических процессов на границе палеоконтинент — палеоокеан.

ОБЩАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА СИЛУРИЙСКО-ЭЙФЕЛЬСКОГО ВУЛКАНИЗМА (НА ПРИМЕРЕ ЗАПАДНО-МАГНИТОГОРСКОЙ ЭВГЕОСИНКЛИНАЛИ)

Основные черты геологического строения региона и его районирование

Западно-Магнитогорская эвгеосинклиналь отвечает площади проявления позднесилурийско-эйфельского этапа становления натровой серии базальтоидного магматизма и состоит из групп структурно-формационных зон, принадлежащих к системе структурных единиц двух древних островных дуг. В современной структуре Южного Урала эта эвгеосинклиналь охватывает одноименную зону Магнитогорской тектонической мегазоны. Г. Ф. Яковлевым и др. (1968 г.) выделены следующие тектонические единицы: Прикамский синклиорий, Ирендыкский антиклиорий с Таналыкской антиклинальной зоной и Кизило-Уртазымский синклиорий, включающий Сибайско-Узункырскую антиклинальную, Кизильскую и Уртазымскую синклиналильные зоны.

Из соотношений тектонических единиц и структурно-формационных зон (см. рис. 2, 3) вытекает, что при наличии некоторой общности в положении границ тех и других тектонические единицы, выделяемые как антиклиории и синклиории, отражают строение соответствующих частей региона на уровнях, близких к поверхности эрозионного среза. Эти тектонические единицы отвечают наиболее поздним по времени проявления дислокациям и далеко не всегда могут быть сопоставлены с палеотектоническими единицами региона. Указанные обстоятельства, так же как и основные положения предшествующей главы, заставляют нас в дальнейшем описании оперировать палеотектоническими единицами (структурно-формационными зонами, подзонами, блоками), отвечающими времени становления той или иной формации либо группы формаций.

Многолетнее изучение стратиграфии Южного Урала, проводившееся рядом исследователей и коллективов (Л. С. Либрович, В. М. Сергиевский, Ф. И. Ковалев, Г. И. Водорезов, О. А. Нестянова, В. С. Шарфман, Т. И. Фролова, Б. М. Садрисламов, В. А. Маслов, В. В. Сагло и др.), привело к созданию в 1963 г. унифицированной стратиграфической схемы силура и девона Магнитогорского мегасинклиория. Согласно этой схеме и с учетом данных геологосъемочных работ, выполненных в последние годы БашТГУ (М. Ш. Биков, И. С. Анисимов, А. А. Захаров и др.), силурийско-девонские образования рассматриваемого региона расчленяются следующим образом:

- 1) камарская свита (ландовери — нижний венлок);

2) баймак-бурибайская свита (возраст дискусионен, может оцениваться как поздний венлок — лудлоу — нижний девон);

3) ирендыкская свита (возраст определяется как позднелудловско-жединский на севере мегасинклиория и как раннедевонско-раннеэйфельский на юге);

4) карамалыташская свита (эйфель);

5) бугулыгырский яшмовый горизонт (ранний живет);

6) улутауская свита (живет);

7) мукасовский горизонт колтубанской свиты (ранний фран);

8) зилаирская свита (фамен — ранний турне).

Вулканогенные образования Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали отвечают четырем свитам приведенной стратиграфической схемы: сакмарской, баймак-бурибайской, ирендыкской и карамалыташской, время формирования которых охватывает лландовери — эйфель. Поскольку в основу дальнейшего анализа положены вулканогенные формации, следует коротко остановиться на их соотношениях с выделенными свитами.

Исторически сложилось так, что при расчленении вулканогенных образований Южного Урала, практически лишенных фауны, выделение и сопоставление свит проводилось на основе литолого-петрографических признаков, чем определилось заложение в понятие «свита» формационного содержания. Однако общность облика пород, выделявшихся в ту или иную свиту, со временем оказалась в противоречии с накапливающимися данными об их возрасте. Причина этого противоречия, обусловленного формационным содержанием стратиграфического понятия, — упоминавшаяся разновременность становления однотипных формаций, отмечаемая в работах О. А. Нестояновой, Т. И. Фроловой, Г. Ф. Яковлева, Г. Ф. Червяковского и подробно проанализированная М. Б. Бородавской и др. (Типы..., 1973).

Из приведенной стратиграфической схемы видно, что по крайней мере три свиты (баймак-бурибайская, карамалыташская и ирендыкская) обладают некоторыми общими диапазонами становления, а ирендыкская оказывается разновозрастной в разных частях Магнитогорского мегасинклиория. Следовательно, фациально-формационные сообщества, выделяемые на Южном Урале как вулканогенные свиты, далеко не в полной мере отвечают этому стратиграфическому понятию. Вулканогенные формации натровой серии базальтоидного магматизма, включающие как лавовые и туфовые толщи, так и их интрузивные комагматы, сопровождающие и завершающие становление формаций, отвечают диапазону лландовери — ранний эйфель и соотносятся со свитами следующим образом.

Базальтовая формация по времени становления близка к сакмарской свите (лландовери — ранний венлок), отвечает ее нижней вулканогенной части. Контрастная, липарит-базальтовая формация входит в нижнюю часть разреза баймак-бурибайской свиты с началом развития либо в позднем венлоке, либо в раннем лудлоу и неподдающимся точной датировке временем заверше-

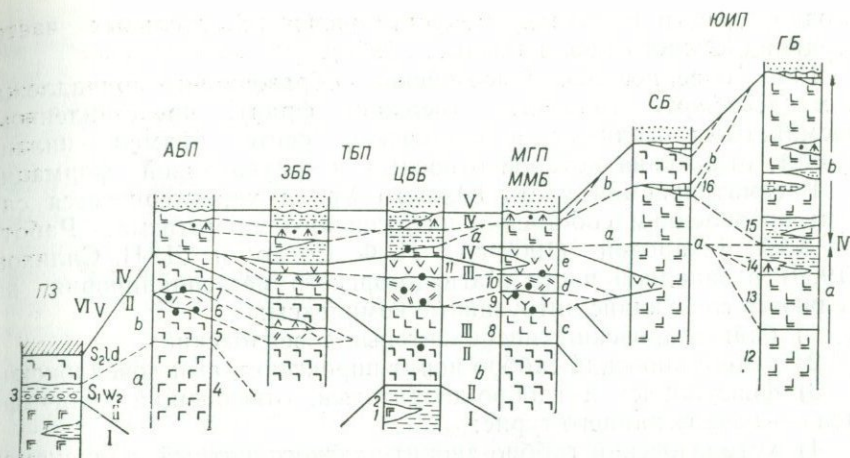


Рис. 4. Схема сопоставления разрезов вулканогенных формаций Урала:
 Структурно-формационные единицы: ПЗ — Присакмарская зона; Тубинско-Гайская зона:
 АБП — Акъяр-Бурибайская подзона, ТБП — Тубинско-Баймакская подзона; ЗББ — За-
 падно-Баймакский блок, ЦББ — Центрально-Баймакский блок, МГП — Макан-Гайская
 подзона; ММБ — Макан-Мамбетовский блок; Иредыкская зона; ЮИП — Южно-Иреды-
 кская подзона; СБ — Сагитовский блок, ГБ — Гадельшинский блок.

Формации: I — базальтовая, S_1, D_1 ; II — контрастная, толщи: $S_1 W_2$ — базальная; $S_2, D_1 d$ — спи-
 лито-вариолитовая; $S_2 - D_1$; a — диабазовая, b — спилито-вариолитовая; III — непрерыв-
 ная, $S_2 - D_1$, толщи: c — андезит-базальтовая, d — андезитовая и андезит-дацитовая,
 e — липарито-дацитовая; IV — базальт-андезит-базальтовая, $D_1 - D_2 e$; иредыкская свита:
 a — нижняя подсвита; b — верхняя подсвита; V — вулканогенные молассы, $D_2 v$;
 VI — граувакки, $D_2 f m - C_1 t$, зилаирская свита. Литология: 1 — базальты недифференци-
 рованной формации; 2 — глинистые и кремнисто-глинистые граптолитсодержащие сланцы;
 3 — базальные конгломераты; 4 — лавы афировых базальтов; 5 — шаровые лавы спи-
 литов и вариолитов с прослоями гиалокластитов; 6 — витрокластические туфы андезит-
 дацитового состава; 7 — лавы и туфы дацитового и липарито-дацитового состава; 8 —
 туфы и лавы базальт-андезит-базальтового состава; 9 — туфы андезитового состава;
 10 — витрокластические туфы и сферолитовые лавы андезитового состава; 11 — туфы и
 лавы липарито-дацитового и липаритового состава; 12 — преимущественно туфы пирок-
 сеновых андезит-базальтовых порфиров; 13 — преимущественно туфы пироксен-пла-
 гиоклазовых андезит-базальтовых порфиров; 14 — грубообломочные туфы кварц-пирок-
 сеновых и липаритовых порфиров; 15 — вулканомиктовые отложения; 16 — известняки
 рифогенные.

Жирными точками показано положение колчеданных залежей в разрезах

ния. Непрерывная, базальт-андезит-дацит-липаритовая формация отвечает верхам упомянутой свиты с возможным завершением в конце раннего девона. Что же касается базальт-андезит-базальтовой формации, то она сопоставляется с иредыкской свитой, полный возрастной диапазон которой соответствует позднему силуру — раннему эйфелю (рис. 4).

Более поздние отложения, представленные вулканомиктовыми образованиями живетского возраста, отнесены Г. Ф. Червяковским (1972) к отложениям межгорных котловин и выделяются этим исследователем как вулканогенная моласса. Отсюда следует, что для рассматриваемой территории время завершения эвгеосинклинального развития близко к началу живетского века, в отличие от других частей Магнитогорского мегасинклинория, где Г. Ф. Яковлевым и др. (1968 г.) начало позднегеосинклинального режима отнесено к границе живета и франа. Это отражает временную миграцию геосинклинального режима по латерали при

неоднородности и одновременности развития отдельных частей герцинид Южного Урала (Типы..., 1973).

Еще более поздние палеозойские образования принадлежат к мукасовскому горизонту (верхний фран), представленному кремнистыми осадками, и зилаирской свите (фамен — нижний турне), отложения которой относятся к граувакковой формации.

Рассматриваемая часть Южного Урала характеризуется слабым проявлением собственно интрузивного магматизма. Работами А. А. Захаровой (1969 г.), П. Ф. Сопко и Д. Н. Салихова (1969) в западной части Магнитогорского мегасинклинория выделяются следующие интрузивные комплексы:

- 1) байгускаровский гипербазитовый довенлокский;
- 2) аккермановский габбро-норит-пироксенитовый довенлокский;
- 3) файзуллинский габбро-диоритовый, отвечающий концу фамена — началу раннего турне;
- 4) худолазовский габбро-диорит-плагногранитный раннекаменноугольный.

Строение и особенности развития типовых структурно-формационных зон

Исходя из принципов структурно-формационного анализа, рассмотренных в предшествующей главе, в Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали выделяются нами следующие зоны (см. рис. 3, 4): Присакмарская и Тубинско-Гайская, состоящая из подзон Тубинско-Баймакской с блоками Западно-Баймакским, Центрально-Баймакским и Восточно-Баймакским; Акъяр-Бурибайской; Макан-Гайской с блоками Макан-Мамбетовским, Подольским, Ново-Черкасским и Гайским; Ирендыкская зона, разделяющаяся в пределах региона на Южно-Ирендыкскую подзону с Гадельшинским и Сагитовским блоками и граничащая на востоке с более молодой Истамгулово-Сибайской зоной.

В качестве обособленной единицы, отделяющей Тубинско-Баймакскую подзону от расположенных южнее Акъяр-Бурибайской и Макан-Гайской, выделяется поперечный Майский блок.

Присакмарская структурно-формационная зона. В общей истории развития эвгеосинклинального вулканизма региона зона выступает в двойной роли. На довенлокском этапе становления натровой серии базальтоидного магматизма ее площадь отвечает части протяженной Медногорско-Тагильской эвгеосинклинали, а начиная с лудловского века — тыльной зоне Западно-Магнитогорской островной дуги, развивающейся в целом восточнее упомянутой эвгеосинклинали.

Основание большей части площади зоны, как следует из данных Е. Б. Бельтеновой (Региональные геофизические исследования..., 1967), представлено докембрийскими кристаллическими сланцами. Глубина залегания последних на участках развития вулканогенных пород, не перекрытых граувакками зилаирской свиты ($D_3fm - C_1t_1$), от 0,5 до 2 км (рис. 5).

По строению основания Присакмарская зона представляет собой трогообразный прогиб, ограниченный глубинными разломами, которые отделяют его осевую часть от прибортовых. В современной структуре региона этому прогибу соответствует лишь часть зоны, поскольку над его восточным флангом располагается площадь более поздней Тубинско-Гайской зоны.

Преобладают в Присакмарской зоне довенлокские (ландоверийские) вулканиды базальтовой формации, ассоциирующие с кремнисто-глинистыми граптолитсодержащими породами. В локальных поперечных блоках (Ивановском и Абзелиловском) известны вулканогенные образования контрастной формации, имеющие поственлокский возраст. Более молодые отложения, установленные В. Т. Тищенко (1971) в южной части зоны, принадлежат к терригенным образованиям нижнего девона и одновозрастным с ними трахибазальтам.

Вулканогенные породы базальтовой формации представлены преимущественно лавовыми фациями (афировых, реже мелкопорфировых базальтоидов при подчиненной роли гиадокластитов), находящимися в тесной ассоциации с кремнисто-глинистыми и углито-глинистыми отложениями, а также алевритами и песчаниками. Высокая фациальная изменчивость разреза пород формации отражает, по всей видимости, особенности внутреннего строения и палеогеографии зоны, а именно чередование относительно небольших глубоководных бассейнов с обрамляющими их мелководными участками, временами подвергавшимися размыву.

Интрузивные образования Присакмарской зоны представлены гипербазитами Байгускаровского и Ишкининского массивов,

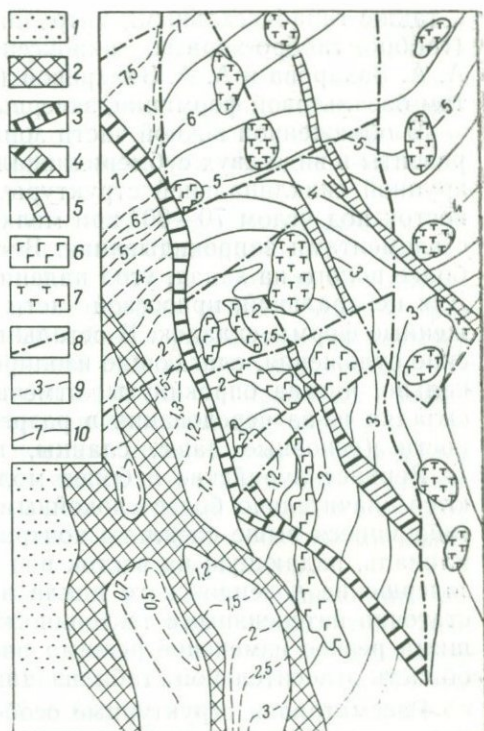


Рис. 5. Схема глубинного строения Присакмарской (на западе) и Тубинско-Гайской (на востоке) структурно-формационных зон. По М. Ш. Бикову, И. И. Черновой и др. (1974 г.):

1 — докембрийские образования; 2 — гипербазиты; зоны разломов, фиксированные интрузиями состава: 3 — основного (граница структурно-формационных зон), 4 — кислого и основного, 5 — кислого; интрузивные массивы состава: 6 — основного, 7 — кислого; 8 — главные разломы; 9 — глубина залегания докембрийского основания (в тыс. м); 10 — изомощности отложений геосинклинального комплекса (в тыс. м)

а также гипабиссальными интрузиями аккермановского комплекса (габбро, габбро-нориты, пироксениты). Последние, по данным А. А. Захарова и А. А. Захаровой (1969), принадлежат к комагматам базальтовой формации, завершающим ее становление.

В обнаженной южной части зоны нижнесилурийские отложения развиты в виде двух субмеридиональных полос в пределах крыльев крупной синклинальной структуры. Западное ее крыло падает на восток под углом $70-80^\circ$ при мелкой изоклинальной складчатости с элементами запрокидывания. Восточное крыло в целом падает более полого на запад, угол падения пород варьирует от 40 до 70° . Для центральной, приосевой части зоны характерны менее напряженные формы складок. В остальных частях зоны нижнесилурийские отложения, слагающие изолированные блоки, залегают вертикально, иногда опрокинуты; отмечаются также дисгармоничные складки из-за чередования в разрезе пород различной компетентности (основные лавы, сланцы, песчаники).

Верхнесилурийские и более молодые отложения характеризуются значительно более спокойным залеганием. В частности, упоминавшиеся выше базальты контрастной формации слагают моноклиналь, падающую на восток под углом 30° . Отсюда следует, что завершение довенлокского цикла вулканизма сопровождалось достаточно интенсивными тектоническими перестройками, определившими резкое изменение режима развития зоны, превращение ее в область относительной стабилизации.

Рассматривая структурные особенности Присакмарской зоны в целом, необходимо отметить, что главные ее черты определились ко времени венлокского изменения режима. Обращает на себя внимание близость данного периода перестроек ко времени дислокаций колчеданоносных толщ Среднего и Северного Урала (Каретин, 1973; Червяковский, 1972), что подтверждает тектоно-магматическую общность северных и южных зон Урала, выделяемых нами в Медногорско-Тагильскую эвгеосинклираль.

Ирендыкская структурно-формационная зона. В общей структуре Западно-Магнитогорской островной дуги зона выделяется в качестве внешней, барьерной части, отделяющей внутреннюю Тубинско-Гайскую и тыльную Присакмарскую зоны от фронтального прогиба.

Ирендыкская зона по сравнению с другими частями Западно-Магнитогорской островной дуги обладает наибольшими мощностями вулканогенных образований, оцениваемыми по комплексу данных более чем в 5 км. Из работ И. С. Огарина (1973) и В. А. Прокина (1973) вытекает, что Ирендыкская зона заложена на вулканогенных образованиях базальтовой формации. Это подтверждается материалами Н. К. Курбанова (1967 г.) по крайней северной части зоны. Наиболее изучены в пределах зоны Гадельшинский и Сагитовский блоки.

В качестве *Гадельшинского блока* нами выделяется северная часть Южно-Ирендыкской подзоны от широты пос. Бакр-Узьяк на севере до широты месторождения Балта-Тау на юге. Вулканоген-

ные образования, слагающие Гадельшинский блок, принадлежат к базальт-андезито-базальтовой формации и имеют мощность более 5 км. Разрез пород формации подразделяется на две толщи, каждая из которых характеризуется генеральной тенденцией изменения состава снизу вверх от мало распространенных базальтов через преобладающие андезито-базальты к резко подчиненным андезито-дацитам (Кривцов, Волчков, 1971).

Нижняя из этих толщ мощностью 2,5—3 км открывается лавами и туфами базальтового и андезито-базальтового состава, которые перекрыты грубообломочными туфами андезито-базальтового состава с горизонтами вулканомиктовых пород. Выше по разрезу в центральной и южной частях блока располагается невыдержанная по мощности и простиранию пачка грубообломочных туфов, в строении которой участвуют обломки липаритовых порфиров, кварц-пироксеновых порфиритов андезито-дацитового состава и андезито-базальтовых плагиоклаз-пироксеновых порфиритов. Над этой пачкой залегают туфы андезито-базальтового и андезитового состава, которые перекрыты пачками вулканомиктовых пород, содержащих прослои и горизонты туфов с обломками кварц-пироксеновых и плагиоклаз-пироксеновых порфиритов.

Верхняя толща мощностью более 2 км имеет в основании выдержанную подтолщу туфопесчаников и туфоалевролитов мощностью около 400 м, которая рассматривается нами как отражение перерыва в вулканической деятельности на площади блока. На этой подтолще залегают лавы и туфы базальтового и андезито-базальтового состава, сменяющиеся вверх по разрезу туфами андезито-базальтового состава с прослоями вулканомиктовых пород. Более молодые отложения отличаются повышенным содержанием обломков андезитового состава. Завершают разрез верхней толщи туфы и агломераты с обломками базальтового, андезито-базальтового и липаритового состава, содержащие глыбы и линзы известняков с фауной эйфеля.

Возрастные взаимоотношения пород интрузивной группы фаций, развитых на площади блока, изучены недостаточно. Широко распространены дайки и силлы пироксеновых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов, штокообразные тела, дайки и силлы габбро-диабазов и габбро-диоритов. Последние, вероятно, принадлежат к интрузиям, завершающим становление рассматриваемой формации, о чем свидетельствует пересечение ими всего объема слагающих ее пород.

Гадельшинский блок в поперечном сечении, как и вся зона, обладает биклиновым строением. На уровне современного эрозионного среза выделяются западная часть блока, обладающая моноклиновым строением с флексурным изгибом в зоне Западно-Ирендыкского разлома, и восточная, образованная рядом палеовулканических сооружений центрального типа и разделяющих их депрессий. Наиболее крупный Гадельшинский палеовулкан, описанный Г. Ф. Червяковским (1972) и А. Г. Волчковым (1974 г.), образован породами верхней толщи, содержит в жерло-

вой части тело пироксеновых порфиритов и обрамляется вулканомиктовыми отложениями. Более мелкие сооружения и центры извержений устанавливаются в районе д. Галеево и в южной части блока.

Более крутые углы падения в западной части блока хорошо объяснимы синвулканическими перемещениями в зоне Западно-Ирендыкского разлома, контролирующего размещение мощностей пород базальт-андезито-базальтовой формации на стыке прогибающегося основания Гадельшинского блока с более жесткой стабилизированной Тубинско-Баймакской подзоной.

Гадельшинский блок может рассматриваться как часть аккумулятивного хребта, сформированного в условиях развивающейся кордильеры и сходного с внешними (барьерными) зонами островных дуг (Эрлих, 1973). Это сходство усиливается тем, что к началу живетского века структуры Ирендыкской зоны выступали в качестве своеобразного барьера, ограничивающего с запада распространение вулканомиктовых отложений улутауской свиты (D₂gv). Отсюда следует, что основные структуры Ирендыкской зоны проявились в рельефе уже к началу живета и в дальнейшем сохранились без существенных деформаций.

Вулканиты *Сагитовского блока* установленной мощностью более 2 км подразделяются на три подтолщи (Кривцов, Волчков, 1971). Нижняя из них представлена чередованием лав и агломератов пироксеновых порфиритов, обладает мощностью более 800 м и в средней части разреза содержит пачку туфов и агломератов андезит-дацитового, дацитового и липарито-дацитового состава мощностью около 200 м. Средняя подтолща сложена туфами и агломератами плагиоклазовых и пироксен-плагиоклазовых порфиритов и включает пачки вулканомиктовых пород, а в верхних частях разреза — туфы с известковым цементом и линзы известняков. Мощность этой подтолщи около 700 м. Наконец, верхняя подтолща (0—400 м) образована лавами основного состава, линзами агломератов дацитового и липарито-дацитового состава, линзами и обломками известняков с фауной эйфеля.

На рис. 4 (см.) видны сложные взаимоотношения вулканитов упомянутой и непрерывной формаций. Поскольку в разрезе последней на Октябрьском месторождении присутствуют туфы и агломераты андезит-базальтов, сопоставимые с породами второй подтолщи Сагитовского блока, а первая подтолща содержит пачку кислых туфов, аналогичных образующим андезит-дацитовую и дацитовую толщи непрерывной формации в смежной зоне, логичен вывод о наличии некоторого общего временного диапазона в становлении обеих формаций, из которых базальт-андезито-базальтовая развивалась более длительно. Это положение, рассмотренное нами совместно с А. Г. Волчковым (1971, 1972 г.), получило поддержку и развитие в работах В. А. Прокина (1973).

Основные черты структуры Сагитовского блока определяются наличием на его площади Гадилевского палеовулканического сооружения, расположенного вблизи построек центрального типа,

которые образованы вулканитами непрерывной формации и частично захоронены продуктами самых поздних стадий базальт-андезито-базальтового вулканизма.

Майский блок разделяет Тубинско-Баймакскую и Макан-Гайскую подзоны. В верхних частях сложен вулканитами, принадлежащими к базальт-андезито-базальтовой формации.

Мощность вулканогенных пород в пределах блока превышает 3 км. В основании разреза располагаются вулканиты контрастной и непрерывной формаций, выше которых залегают главным образом пирокластические фации базальт-андезито-базальтовой формации. Разрез последней по строению сходен с описанным для Гадельшинского блока, отличается присутствием пачек андезитодацитового состава, горизонтов агломератов кварц-плагноклазовых и кварц-пироксеновых порфиритов, прослоев и линз вулканомиктовых пород значительной мощности.

Интрузивные образования в Майском блоке представлены дайками андезито-базальтовых порфиритов, силлами и телами сложной морфологии липарито-дацитовых и липаритовых порфиров.

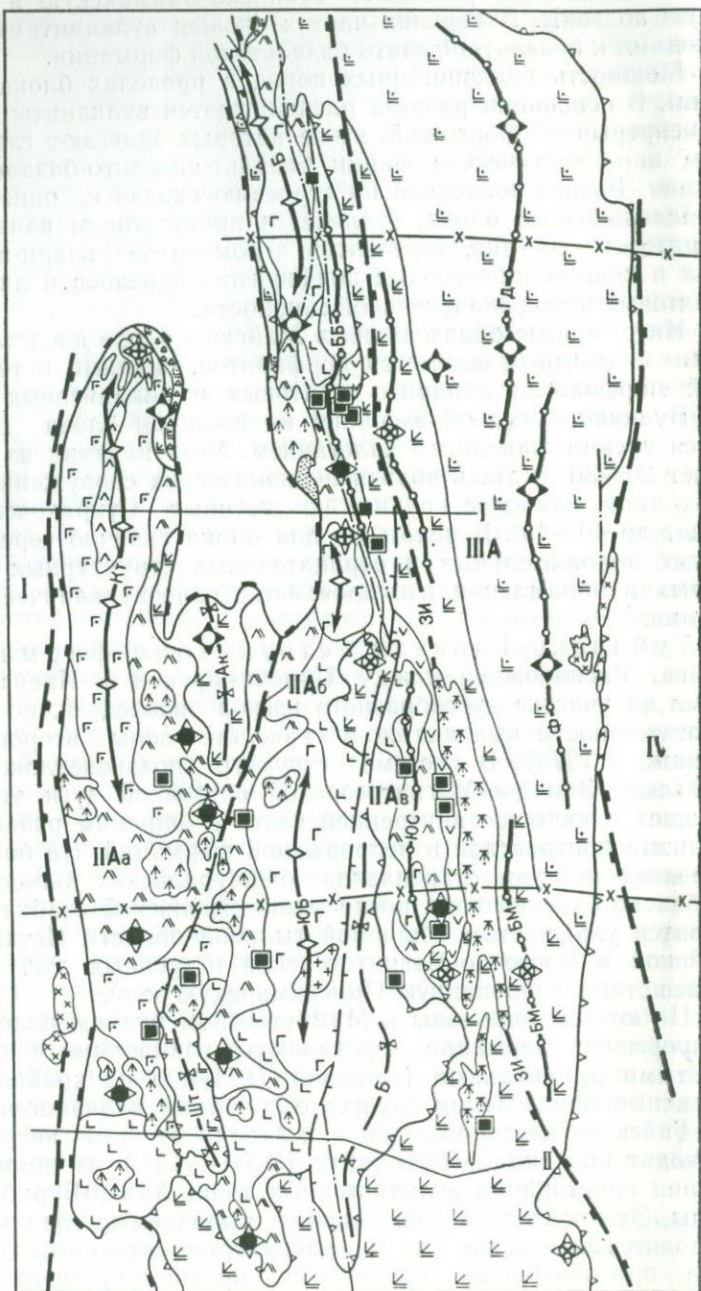
Вулканогенные образования на площади блока характеризуются весьма спокойным залеганием. Угол падения их не превышает 20—30° и лишь вблизи вулканических сооружений центрального типа, наиболее крупное из которых Сукраковское, возрастает до 40—45°. В целом же для блока типично чередование положительных и отрицательных структурных форм, развитых в обрамлении изолированных палеовулканических сооружений.

Тубинско-Гайская структурно-формационная зона. Расположена между Присакмарской и Ирендыкской зонами на участке дугообразного изгиба последней, по позиции и протяженности выделяется в качестве зоны второго порядка (Типы..., 1973). В системе структур поздневенлокско-раннеэфельской Западно-Магнитогорской островной дуги эта зона выступает в качестве внутренней части с широким развитием вулканизма контрастной и непрерывной формаций. На более поздних отрезках истории становления южноуральских эвгеосинклиналей Тубинско-Гайская зона после раннеэфельской стабилизации становится уже частью обширной тыльной области Истамгулово-Сибайской и Восточно-Магнитогорской островных дуг, наращивая ранее стабилизированную Присакмарскую зону.

На юго-востоке зоны в Мамбетовском рудном поле вулканиты непрерывной формации подстилаются глинистыми и песчано-глинистыми отложениями (Кривцов, 1971₂), а на крайнем юге аналогичные образования служат основанием вулканогенного разреза Гайского месторождения и к западу от него непосредственно выходят под зилаирскую свиту ($D_3fm - C_{1f_1}$) на прямом продолжении простираения вулканогенных толщ Акъяр-Бурибайской подзоны. Эти осадочные образования, выделяемые гравиметрическим методом как «легкие массы», рассматриваются нами как отложенные при завершении вулканизма предшествующего цикла, на-

капливавшаяся в океаническом режиме на флангах ранее существовавшего прогиба. В целом, не исключая гетерогенности субстрата зоны, мы склонны считать, что она заложена в области

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



сопряжения замкнувшегося в венлоке Присакмарского прогиба с располагавшейся восточнее океанической плитой.

Акжар-Бурибайская подзона (рис. 6) сложена вулканитами контрастной формации, имеющими мощность до 3 км. Эти вулканиты по литолого-петрографическим особенностям подразделяются на две толщи: нижнюю, диабазовую и верхнюю, вариолитовую. В первой из них преобладают мелкопорфировые базальтоиды (плагноклазовые, пироксен-плагноклазовые, пироксеновые порфириты), слагающие пластообразные потоки варьирующей мощности. Вторая образована шаровыми и подушечными лавами, среди которых широко распространены метельчатые спилиты и вариолиты, и содержит прослойки гиалокластитов, а на отдельных участках — пропластки яшмоидов и туфогенных песчаников. Кислые составляющие формации, представленные породами туфовый и в меньшей мере лавовой групп фаций, обладают андезито-дацитовым, дацитовым и липарито-дацитовым составом. Породы кислого состава располагаются внутри разреза основных лав вариолитовой толщи и контролируются небольшими по размерам палеовулканическими сооружениями, реликты которых установлены на Петропавловском и Хворостянском участках, а также у пос. Красный Маяк и предполагаются к югу от Бурибайского месторождения.

Породы интрузивной группы фаций данной формации существенно отличаются друг от друга как по составу, так и по времени внедрения. Наиболее ранние из них представлены дайко- и силлообразными телами плагноклазовых, пироксеновых и пироксен-плагноклазовых порфиритов, образованных в период излияний основных лав. Более поздние, судя по ряду пересечений, дайки дацитовых и липарито-дацитовых порфиров развиты в породах обеих толщ формаций и тяготеют к полям распространения туфов и лав

Рис. 6. Структурно-формационная схема Тубинско-Гайской и Ирендыкской зон Южного Урала (фрагмент). Составили А. И. Кривцов и А. Г. Волчков, 1974 г:

Границы распространения: 1 — граувакковых отложений, $D_2^{gr}-C_1^{it}$; 2 — вулканогенных моллассоидов, D_2^{gv} ; 3 — габбро-диориты файзуллинского комплекса. *Вулканогенные формации* ($S_1-D_2^{ve}$): базальт-андезито-базальтовая: 4 — нижняя толща, 5 — верхняя толща, 6 — вулканомиктовые отложения; базальт-андезит-дацит-липаритовая (непрерывная), толщи: 7 — базальтовая, 8 — андезито-базальтовая, 9 — андезито-дацитовая, 10 — липарито-дацитовая, 11 — субвулканические интрузии, завершающие становление формации: а — липаритовые порфиры, б — кварц-пироксеновые андезито-дацитовые порфириты; базальт-липаритовая (контрастная), толщи: 12 — базальтовая, 13 — липарито-дацитовая; базальтовая: 14 — осадочные отложения с прослоями основных лав. *Палеовулканические сооружения*: 15 — базальт-андезито-базальтовой формации, цикла становления: а — раннего, б — позднего; 16 — непрерывной формации: а — кислого вулканизма, б — андезито-базальтового вулканизма; *синавулканические морфоструктуры*: 17 — вулканогенные поднятия: Б — Бахтигареевское, Кт — Куян-тауское, ЮБ — Южно-Баймакское; 18 — вулканогенные депрессии: Ак — Акмурунская, Б — Богачевская, Шт — Шейняктауская; 19 — вулканогенные гряды: ББ — Баймак-Бахтигареевская, БМ — Баймурзинская, Гд — Гадельшинская, Ф — Файзуллинская, ЮС — Юлалинско-Семеновская; 20 — важнейшие разломы: ЗИ — Западно-Ирендыкский; 21 — расколы эвгеосинклинального субстрата, выделяемые по геофизическим данным; 22 — границы структурно-формационных: а — зон, б — подзон; 23 — колчеданные и колчеданно-полиметаллические: а — месторождения, б — рудопроявления. *Структурно-формационные единицы*: I — Присакмарская зона; Тубинско-Гайская зона, Тубинско-Баймакская подзона, блоки: ПАа — Западно-Баймакский, ПАб — Центрально-Баймакский, ПАв — Восточно-Баймакский; Ирендыкская зона: ПИА — Южно-Ирендыкская подзона; IV — Истамгулово-Сибайская зона

кислого состава. Эти субвулканические тела, несомненно, связаны с периодом проявления кислого вулканизма и, вероятно, характеризуются многофазностью внедрения. Существенно меньше распространены на площади подзоны дайки и штоки габбро-диабазов и габбро-диоритов.

Структурные особенности подзоны в значительной степени обусловлены синвулканическими процессами. На этой площади располагаются три крупные брахиформные структуры: Бурибайская, Самарская и Петропавловская, удлиненные в северо-северо-западном направлении и расположенные кулисообразно по отношению друг к другу. Общее у этих структур — отчетливая асимметрия, выражающаяся в более крутых ($30-45^\circ$) западных крыльях по сравнению с восточными ($10-20^\circ$ до горизонтального залегания).

Другие синвулканические морфоструктуры представлены в пределах подзоны вулканическими сооружениями центрального типа, сложенными породами кислого состава (Петропавловское, Хворостянское, Красный Маяк). Они отчетливо контролируются склонами брахиформных структур, неизвестны в центральных частях последних, при относительно значительном объеме построек и сложности их морфологии оказываются погребенными наиболее поздними потоками основных лав формации.

Макан-Гайская подзона состоит из Макан-Мамбетовского, Подольского, Ново-Черкасского и Гайского блоков. Эти блоки обладают сходством главных черт развития палеовулканизма, которые могут быть рассмотрены на примере наиболее детально изученного Макан-Мамбетовского блока.

Макан-Мамбетовский блок сложен вулканитами непрерывной формации, перекрытыми в прифланговых частях вулканогенными породами базальт-андезито-базальтовой формации, а местами вулканомиктовыми живетскими отложениями. Максимальная мощность пород непрерывной формации оценивается по геофизическим данным в 2,5—3 км. В основании блока предполагаются «легкие» массы, которые могут быть параллелизованы с осадочными толщами довенлокского этапа.

Эффузивные и пирокластические породы формаций отчетливо разделяются на четыре группы дифференциатов, отвечающие отдельным периодам становления формации и последовательно сменяющие друг друга во времени от основных к кислым. В соответствии с этим разрез пород формации расчленяется (снизу вверх) на базальтовую, андезито-базальтовую, андезито-дацитовую и липарито-дацитовую толщи.

Базальтовая толща, открывающая разрез вулканогенных образований, без перерывов продолжается в Акъяр-Бурибайскую подзону, где она выделяется под названием вариолитовой. С одной стороны, завершает контрастную формацию, а с другой — начинает более позднюю непрерывную. Это обстоятельство подтверждает отмеченное положение о взаимосвязи контрастной и непрерывной формаций.

Следующая, андезито-базальтовая толща, перекрывающая базальтовую без отчетливых несогласий, образована лавами и туфами плагиоклазовых порфиритов, отвечающих по составу базальт-андезито-базальтам. Вышележащая андезито-дацитовая толща характеризуется неравномерным распределением мощностей, что обусловлено сложным строением кровли подстилающих образований. Эта толща сложена лито- и витрокластическими туфами андезито-дацитового, реже андезитового состава с подчиненными потоками лав.

Наиболее позднюю липарито-дацитовую толщу слагают лавы и туфы дацитового и липаритового состава. Доля пирокластического материала, представленного лито-, витро- и литовитрокристаллокластическими туфами, колеблется от 50 до 75%. В основании толщи и внутри ее разреза присутствуют локально распространенные горизонты туфоалевролитов, туфопесчаников, туфогравелитов и туфоконгломератов, связанных фациальными переходами с пирокластическими породами. В средней части толщи располагаются туфы и агломераты андезито-базальтового состава, образующие устойчивый по положению в разрезе горизонт, мощность которого увеличивается к северу, в сторону Майского блока. Этот горизонт связывается И. С. Анисимовым и нами (Кривцов и др., 1970) с базальт-андезито-базальтовой формацией, что имеет существенное значение для установления времени завершения вулканизма непрерывной формации.

Интрузивные составляющие формации принадлежат к субвулканической и гиповулканической фациям глубинности, по времени внедрения подразделяются на три стадии. Наиболее ранней отвечают дайкообразные тела габброидного, андезитового и андезито-дацитового состава, пересекающие андезито-дацитовую толщу и основание липарито-дацитовой. К следующей, промежуточной стадии принадлежат дайки дацитовых и липарито-дацитовых порфиритов, а также базальтовых порфиритов, пересекающих как тела первой стадии, так и весь разрез липарито-дацитовой толщи и часть перекрывающих туфов андезито-базальтового состава. Интрузивные тела поздней стадии внедрения представлены дайками и силлообразными телами липаритовых порфиритов и более поздних базальтовых порфиритов.

Учитывая сравнительную простоту общего строения блока и анализируя распределение мощностей слагающих его вулканогенных пород, выявлен ряд локальных структурных форм, образованных породами отдельных толщ. Так, кровля андезито-базальтовой толщи образует ряд последовательно сменяющих друг друга выступов и впадин, имеющих северо-северо-западное простирание. Вышележащая андезито-дацитовая толща слагает серию мелких гряд той же ориентировки. Распределение мощностей слагающих ее пород таково, что прогибам кровли андезито-базальтовой толщи отвечают выступы кровли андезито-дацитовой толщи, а выступам первой — прогибы последней. Липарито-дацитовая толща как бы нивелирует структурные формы, образованные порода-

ми предшествующей толщ, резко сокращается в мощности над выступами и увеличивается в области впадин.

Главнейшие разрывы на рассматриваемой территории — Мамбетовский и Западно-Ирендыкский разломы, Мамбетовский надвиг, Северо-Мамбетовский поперечный разлом и ряд более мелких продольных нарушений, фиксированных уже упоминавшимися дайковыми поясами.

Тубинско-Баймакская подзона занимает крайнюю северную часть Тубинско-Гайской зоны и разделяется на три структурно-фациальных блока: Западно-Баймакский, Центральнo-Баймакский и Восточно-Баймакский, значительно отличающихся друг от друга по литолого-фациальному составу вулканитов, их мощности и характеру синвулканических структурных форм.

Западно-Баймакский блок обнаруживает некоторые черты сходства по литолого-фациальным особенностям слагающих пород с Акъяр-Бурибайской подзоной. В основании блока по данным геофизических исследований (см. рис. 5) предполагается сиалический, возможно, докембрийский фундамент, который залегает на глубине 1,5—2 км и перекрыт слоем с частыми отражающими сейсмическими площадками. Последний, судя по данным глубокого бурения в районе Куль-Юртгауского месторождения, может быть отнесен к осадочным образованиям раннего силура, содержащим прослойки вулканитов базальтовой формации. Выше залегает толща основных лав мощностью около 1 км. Эта толща подразделяется на нижнюю, диабазовую и верхнюю, вариолитовую с широким развитием гиалокластитов. Вариолитовая толща в своей средней части содержит пачки лав и туфов дацитового и липарито-дацитового состава мощностью до 100 м. Учитывая, что над перекрывающими вариолитовую толщу андезито-базальтами в смежных блоках являются средние и кислые вулканиты, мы склонны относить рассмотренную часть разреза Западно-Баймакского блока к контррастной формации.

Выше по разрезу на северном фланге блока располагается андезито-базальтовая пирокластическая толща, отвечающая нижней подсвите ирендыкской свиты (Кривцов, Волчков, 1971), а еще выше залегает толща туфопесчаников и туфоалевролитов, прослеживающаяся к северо-востоку до Ирендыкской зоны, где у Бахтигареевского участка она фациально замещается пирокластами верхней подсвиты ирендыкской свиты.

Основные черты строения Западно-Баймакского блока определяются наличием в его северной части крупной положительной Куянтауской структуры, возможно представляющей собой щитовой вулкан контрастной формации, и рядом мелких палеовулканических сооружений в южной части блока. Эти палеовулканы, образованные вулканитами кислого состава, принадлежащими к непрерывной формации, картированы и детально описаны И. Б. Серавкиным (1969 г.).

Центральнo-Баймакский блок на большом протяжении располагается между Акмурунским прогибом и Ирендыкской зоной и

лишь на юге граничит с Западно- и Восточно-Баймакскими блоками (см. рис. 6).

В северной части блока на Тубинском и Куль-Юрттауском месторождениях в основании вулканогенного разреза вскрыты осадочные отложения, сопоставимые с лландоверийскими либо венлокскими, известными в Присакмарской зоне. Непосредственно на этих осадочных породах залегают вулканиты непрерывной формации, которые подразделяются на базальтовую, базальт-андезито-базальтовую, андезито-дацитовую и липарито-дацитовую толщи.

Базальтовая толща (лавы афировых и порфирированных базальтов, агломераты с гиалокластическим цементом мощностью более 500 м) слагает цепочку вулканогенных поднятий (Южно-Баймакское, Бахтигареевское, Тубинское), обладающих асимметричным строением. Базальт-андезито-базальтовая толща распространена в депрессиях между упомянутыми поднятиями и резко сокращена в мощности в их присводовых частях. Этой толщей образованы мелкие палеовулканические сооружения, слагающие субмеридиональные гряды на восточных склонах поднятий.

Вулканиты андезито-дацитовой толщи (лито-, витро- и литовитрокристаллокластические туфы андезито-дацитового состава с пачками лахаровидных образований и подчиненными потоками лав андезито-дацитового и дацитового состава) тяготеют к восточному флангу блока, мощность их увеличивается от сводовых частей ранее возникших положительных структур к склонам от 150 до 800 м. Таким же характером распределения мощностей обладает липарито-дацитовая толща (преимущественно лавовая), в полях развития которой установлен ряд жерловин (А. Г. Волчков и др., 1974 г.).

Рассматривая Центрально-Баймакский блок в целом, следует отметить, что, располагаясь над желобообразным прогибом, он обладает антиклинальным строением и отчетливо выраженной асимметрией. Последняя обусловлена тем обстоятельством, что в процессе вулканизма последовательно возникавшие синвулканические структурные формы развивались от западного борта к восточному, а продукты каждой последующей фазы извержений контролировались ранее возникшими формами палеорельефа, достигая наибольших мощностей в депрессиях, постепенно мигрировавших к востоку.

Восточно-Баймакский блок вместе с прилегающей к нему с запада Богачевской мульдой отделен от остальных частей Тубинско-Гайской зоны Таналыкским разломом и непосредственно примыкает к Ирендлыкской зоне (см. рис. 6). Эта площадь сложена вулканитами непрерывной формации, разрез которой аналогичен таковому Центрально-Баймакского блока. Базальтовая и андезито-базальтовая толщи слагают две положительные структуры, принадлежащие к Юлалинско-Семеновской антиклинали.

Эти поднятия отчетливо контролируют размещение фаций и мощностей андезито-дацитовой толщи. Последняя характеризу-

ется нарастанием мощностей по мере удаления от выступов ниже-лежащих толщ, а на восточных склонах поднятий, на участках выступов палеорельефа основания содержит пачки лахаровидных образований, развитых в виде расширяющихся по падению шлейфов и связанных взаимопереходами с туфовыми фациями. В отличие от этого липарито-дацитовая существенно лавовая толща перекрывает нижележащие толщи, участками располагаясь непосредственно на андезито-базальтовой; в западной части блока обладает незначительными вариациями мощности, которая существенно (в 3—7 раз) возрастает к востоку.

Все блоки Тубинско-Баймакской подзоны характеризуются высокой насыщенностью интрузивными телами, подавляющее большинство которых относится к сопровождающим и завершающим становление непрерывной фации. Исключительно высокая доля в составе последней пород интрузивных фаций, выделяющая Баймакский район из других частей Южного Урала, послужила П. Ф. Сопко и др. (Колчеданные месторождения..., 1973) основанием для выделения баймакского интрузивно-эффузивного комплекса. Этот комплекс обладает рядом черт вулканоплутонической ассоциации, которые в несколько меньшей мере характерны и для других областей развития непрерывной формации, что в целом отражает геантиклинальную обстановку становления ее на поздних стадиях (Типы..., 1973).

На всей площади подзоны пока не удается установить последовательности внедрения интрузий ввиду их многофазности, близости по времени и неоднократности повторения инъекций магматических расплавов близкого состава. На примере северной части Центрально-Баймакского блока, Ирендыкской зоны и Восточно-Баймакского блока с учетом данных П. Ф. Сопко и др. (Колчеданные месторождения..., 1973) выделяются три группы интрузивных образований: 1) ранняя, сопровождающая становление непрерывной формации; 2) средняя, завершающая непрерывную формацию; 3) поздняя, связанная с базальт-андезито-базальтовой формацией.

Особую группу образуют интрузии нижнекаменноугольного худолозовского габбро-диоритового комплекса, представленные преимущественно маломощными дайками.

В целом Тубинско-Баймакская подзона обнаруживает значительное сходство с расположенной южнее Макан-Гайской подзоной, а ее Западный блок — с Акъяр-Бурибайской подзоной. Это сходство выражается прежде всего в общности формационной принадлежности вулканогенных образований, близости режима развития и особенностях синвулканических структурных форм. Специфические черты Тубинско-Баймакской подзоны — высокая насыщенность ее интрузивными составляющими непрерывной формации, обилие вулканических сооружений центрального типа на стадии андезито-дацитового и липаритового вулканизма и ярко выраженный геантиклинальный режим развития, вероятно связанный с более жестким основанием, слабо вовлекавшимся в

нисходящие движения. Эти особенности подзоны, как будет показано, находят отражение и в металлогенических описаниях рассматриваемой площади.

Приведенная характеристика структурно-формационных зон региона, представляющих собой основные типы структур эвгеосинклиналей восточного склона Урала и составляющих силурийско-среднедевонские островные дуги, позволяет прийти к следующему основному выводу.

Генеральная тенденция миграции вулканических процессов с запада на восток, устанавливаемая как в пределах всего региона, так и в образующих его зонах, выражается тем обстоятельством, что каждая из вулканогенных формаций, несколько перекрываясь во времени и по латерали с предшествующей и последующей, развивается в собственных структурных единицах, обычно зонах и подзонах, реже блоках.

Вулканогенные формации Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали

Литолого-фациальный состав. Вулканогенные породы региона отражают специфику режима развития структурно-формационных зон, различающихся по набору и соотношениям слагающих их формаций. В связи с этим анализ литолого-фациальных особенностей вулканитов позволяет выявлять определяющие черты формаций, устанавливать особенности их становления и эволюции режима структурно-формационных зон. Для этого анализа достаточно рассмотреть соотношения дифференциатов различного состава, фаций вулканитов и петрографических разновидностей пород.

Как следует из названий формаций, каждая из них (за исключением базальтовой) объединяет несколько различных по составу групп пород, которые иногда рассматриваются в качестве субформаций. Представляется, однако, более удобным выделять эти составляющие формаций как группы дифференциатов, отражающие преобладающий состав продуктов вулканизма на определенных стадиях его развития. Каждой группе дифференциатов присущ достаточно определенный фациальный облик, отражающий особенности соответствующих по времени вулканических извержений.

Как показал опыт работ на Южном Урале, в структурно-формационный анализ входит выделение укрупненных групп фаций. Группировка последних в соответствии с принципами классификаций В. С. Коптева-Дворникова, Е. Б. Яковлевой, М. А. Петрова (1967) и других исследователей учитывает условия образования и в первую очередь механизм возникновения, обстановку, среду становления.

В соответствии с изложенным нами выделяются группы фаций: лавовая, туфовая, интрузивная и вулканомиктовая. Эти группы в общей классификации фаций представляют собой наиболее

крупные таксономические единицы, поскольку последующее их деление на подгруппы фаций и фации учитывает обычно менее значимые факторы (положение относительно центров извержений, конседиментационные преобразования и т. п.) и в целом уже относится к сфере детальных палеовулканологических исследований.

В лавовую группу фаций выделяются продукты вулканической деятельности, образованные из излившихся магматических расплавов на дне моря либо на дневной поверхности и находящиеся вне выводных каналов.

Туфовая группа фаций объединяет производные вулканических эксплозий, состоящие из продуктов дезинтеграции как магматических расплавов, так и ранее консолидированных отложений и накапливающиеся вне выводных каналов вулканических аппаратов.

Интрузивная группа фаций включает продукты магматических процессов, синхронных либо близких по времени становления к накоплению лавовых и туфовых толщ, и подразделяется на собственно интрузивную (субвулканическую по другой терминологии) и экструзивную подгруппы. Собственно интрузивная подгруппа объединяет такие производные магматизма, становление которых имело место внутри толщ ранее накопленных пород вне связи с дневной поверхностью. Тела, сложенные породами, принадлежащими к данной подгруппе фаций, могут обладать весьма разнообразной формой, но, в общем, занимают секущее положение по отношению к вмещающим толщам. В целом интрузивная подгруппа фаций характерна для условий изоляции выводных каналов от дневной поверхности при уменьшении интенсивности излияний и эксплозий.

Экструзивная подгруппа фаций включает интрузивные образования, локализованные в выводных каналах, сообщающихся в верхних частях с дневной поверхностью. Породы экструзивной подгруппы могут быть как связанными пространственно с вулканитами лавовой и туфовой групп, так и не связанными с ними. В первом случае экструзивные образования естественно рассматривать в качестве корней излияний либо последних порций исторгнутого материала, а во втором — как в определенной степени независимое проявление вулканической активности (купола выжимания и т. п.). При низком уровне эрозионного среза относительно земной поверхности соответствующего периода вулканизма экструзивные фации неотличимы от интрузивных, поскольку на некотором удалении от поверхности породы подгруппы сходны по условиям становления, что и определяет отнесение их к общей группе.

Вулканомиктовая группа фаций объединяет продукты размыва и переотложения вулканогенных образований как на стадии их накопления, так и в периоды затухания вулканизма. Более дробное деление этой группы для целей структурно-формационного анализа не кажется необходимым.

В общей систематике фаций вулканогенных формаций Южного Урала наибольшие расхождения во взглядах исследователей касаются интрузивной группы фаций. Г. Ф. Яковлев и Т. Я. Гончарова (1969) выделяют две группы субвулканических интрузий: раннюю, близкую по времени внедрения к эффузивным коагматам, и позднюю, формирующуюся с временным отрывом от последних. П. Ф. Сопко и И. Б. Серавкин (Колчеданные месторождения..., 1973) рассматривают вторую группу как субинтрузивную, определяющую вулкано-плутонический облик формаций. М. Б. Бородавская (1964 г.) эти образования относит к малым интрузиям, завершающим становление вулканогенных формаций либо развивающихся относительно самостоятельно.

Положение пород интрузивной группы фаций в развитии вулканизма может быть рассмотрено на примере непрерывной формации детально изученной северной части Тубинско-Гайской зоны. На этой площади непрерывная формация подразделяется на базальтовую, андезито-базальтовую, андезито-дацитовую и липарито-дацитовую толщи, характеризующиеся соответственно следующими значениями коэффициентов эксплозивности: 5, 30, 50, 70. Интрузивные образования, которые могли бы рассматриваться в качестве корней излияний каждой толщи, достоверно не установлены. Наиболее ранние из известных интрузивных тел представлены габбро-диабазами и габбро-диоритами, которые интерпретируются нами как наиболее поздние интрузивные фации предшествующей по времени контрастной формации.

Далее следует серия сложно переплетенных во времени субвулканических тел андезитового, андезито-дацитового и дацитового состава, внедряющихся, как устанавливается по многочисленным наблюдавшимся пересечениям, с некоторым запозданием по отношению к их излившимся аналогам. Среди этих пород лишь часть слагает экстрезивные купола, а другие образуют линейные круто падающие дайки. Со значительным отставанием во времени как от лавовых аналогов, так и от наиболее поздних субвулканических интрузий формируются гиповулканические тела липаритовых порфиров, предшествующих внедрению базальтовых порфиритов. Как те, так и другие обладают очень сложной морфологией, определяемой сочетанием относительно маломощных круто падающих частей с полого залегающими мощными силлообразными составляющими.

Изложенное показывает, что интрузивные составляющие вулканогенных формаций могут быть подразделены на две группы, первую из которых образуют корни потоков и несколько более поздние субвулканические тела каждой из групп дифференциатов, а вторую — субвулканические и гиповулканические интрузии, завершающие становление всей формации.

Выделенные группы фаций, с одной стороны, характеризуют достаточно определенные условия развития вулканизма. С другой стороны, конкретные группы дифференциатов обладают специфическим фаціальным обликом, а формации различаются по набо-

рам групп пород того или иного состава. Отсюда следует, что связи формации — группы дифференциатов — группы фаций отражают связи между тектоно-магматическим режимом развития того или иного участка земной коры, петрохимией продуктов вулканизма, формами проявления последнего, условиями накопления, формой залегания и петрографическими особенностями вулканогенных образований. Наличие подобных связей и позволяет проводить формационный анализ в вулканогенных провинциях на основе литолого-фациального картирования. Проведение последнего в рассматриваемом регионе позволило нам установить наличие достаточно определенных зависимостей между формациями, группами дифференциатов и группами фаций (табл. 1).

Таблица 1

Фациальный состав вулканогенных формаций Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали

Группы фаций	Формации и группы дифференциатов									
	Базальтовая		Контрастная (липарито-базальтовая)	Непрерывная (базальт-андезит-лацит-липаритовая)				Базальт-андезито-базальтовая		
	Базальтовая	Базальтовая	Липаритовая	Андезитобазальтовая	Андезитолацитовая	Лациитовая	Липаритовая	Базальтовая	Андезитобазальтовая	Андезитовая
Лавовая	++	+++	+	+	+	++	+	+	+	+
Туфовая	—	—	+	++	+++	++	—	+++	+++	+++
Интрузивная	±	+	++	+	+	+	+++	±	±	±
Вулканомиктовая	—	—	±	±	±	—	+	+	+	+
Терригенные и осадочные образования	++	—	—	—	—	—	—	—	—	—

Примечание. Доля групп фаций в группах дифференциатов: (+++) — 50–75%; (++) — 25–50%; (+) — 10–25%; (±) — до 10%; (—) — не характерны.

Петрохимические и геохимические особенности. Вулканогенные породы Магнитогорского мегасинклинория рассмотрены в работах Д. С. Штейнберга (1963), П. В. Аржавитина (1967 г.), Т. И. Фроловой (1968), М. Б. Бородаевской и др. (Типы..., 1973), В. А. Прокина (1973) и др. Исследователями изучены генеральные закономерности эволюции состава вулканогенных пород натровой серии базальтоидного магматизма и специфика каждой формации. Главный вывод этих работ — заключение о происхождении рассматриваемых пород за счет толентовой магмы. Вместе с тем вопросы эволюции последней, приводящей к возникновению кислых составляющих, в первую очередь контрастной формации, остаются дискуссионными.

Детальный анализ этих вопросов привел Т. И. Фролову (1968) к выводу о возникновении кислых вулканитов контрастной формации за счет взаимодействия толеитовых расплавов с сиалическим коровым материалом в противоположность предположению о формировании непрерывной формации при процессе дифференциации первичных магм. В дальнейшем наметилось сближение этих концепций, что, в частности, отражено в публикациях Т. И. Фроловой и др. (1973) и Р. И. Костиной (1974), допускающей двойственную природу кислых расплавов, часть из которых связана с эволюцией базальтовой магмы, а часть имеет палингенное происхождение.

Несмотря на достаточно длительное изучение, эти вопросы все еще далеки от разрешения. Изложенные гипотезы не в полной мере приложимы к объяснению гомодромной эволюции составов вулканогенных пород, ряды которых открываются продуктами наиболее высокотемпературных расплавов. Остается также необъясненной закономерная смена во времени контрастных формаций непрерывными и пространственная близость развития тех и других. Не вдаваясь в детальный анализ проблемы, хотелось бы подчеркнуть то важное обстоятельство, что разделение формаций на контрастные и непрерывные основано прежде всего на количественных соотношениях основных и кислых составляющих.

Вместе с тем непрерывная формация обладает элементами контрастности, выражаемой в отсутствии либо очень ограниченном развитии промежуточных, в частности андезитовых, составляющих, а в контрастной формации, как показано, участвуют породы андезито-базальтового и андезито-дацитового состава. Если иметь в виду качественную сторону процесса, обе формации обладают некоторой идентичностью изменения состава. Отсюда следует, что та или иная концепция происхождения, принятая для одной формации, должна быть справедливой и для другой, а количественные различия между формациями следует рассматривать как отражение разной длительности однотипных магматических процессов.

Анализ петрохимических особенностей вулканогенных пород региона направлен на выяснение самых общих закономерностей эволюции состава вулканитов в рамках всей серии и отдельных формаций, а также на сопоставление однотипных формаций разных зон и подзон между собой. Химический состав пород вулканогенных формаций региона, разделенных на главные группы дифференциатов и фаций, приведен в табл. 2.

Из табл. 2 видно, что общая эволюция базальтоидного магматизма с учетом отмеченной ранее временной последовательности выражается в смене базальтоидов базальтовой формации, наиболее близких к океаническим базальтам, вулканитами вначале контрастной формации, затем непрерывной, эволюционирующей от базальтов через андезито-базальты к андезито-дацитам и липарито-дацитам, и, наконец, базальт-андезито-базальтовой, имеющей калинатровый характер и завершающейся калинатровыми и

Таблица 2

Средний химический состав вулканогенных пород Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали (в %)

Породообразующие окислы	IIA			IIB						IIV						III				21	22	
	IIA			IIB						IIV						III						
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19			20
SiO ₂	50,83	55,64	71,27	57,61	65,20	69,77	70,00	72,50	51,60	52,79	58,75	64,52	68,10	70,81	70,44	55,93	55,07	63,09	70,03	61,50	49,17	48,46
TiO ₂	1,56	0,57	0,36	0,57	0,58	0,39	0,40	0,40	0,73	0,46	0,50	0,37	0,31	0,26	0,25	0,67	0,55	0,45	0,33	0,35	1,38	1,07
Al ₂ O ₃	14,24	14,85	12,61	15,13	14,66	13,41	13,75	13,30	15,50	13,38	14,58	14,57	13,09	12,78	13,04	15,38	15,19	14,98	13,86	14,38	15,79	16,65
Fe ₂ O ₃	5,70	2,75	1,50	1,37	1,48	1,23	1,00	2,00	2,50	2,03	3,25	1,72	1,79	1,49	1,42	2,12	2,28	2,35	1,27	2,02	2,35	3,33
FeO	5,95	6,24	3,06	5,26	4,66	2,06	2,50	6,99	7,04	5,62	6,26	5,06	7,79	3,92	6,54	3,79	6,54	3,00	2,16	6,77	7,50	7,61
MgO	6,13	7,67	1,79	7,94	3,64	2,36	2,50	1,00	6,86	8,90	5,10	2,77	1,17	1,39	1,35	5,46	7,14	3,08	0,73	3,83	8,59	7,22
CaO	6,80	4,64	1,49	2,95	1,81	1,84	1,50	1,50	4,76	6,21	3,41	1,99	2,02	1,46	1,50	4,37	6,17	3,36	1,34	4,88	11,06	9,02
Na ₂ O	3,45	4,08	4,79	3,10	4,20	4,23	4,50	4,00	3,49	3,52	3,96	4,49	6,30	5,39	4,92	4,65	3,66	4,02	3,40	3,00	2,62	2,61
K ₂ O	0,70	0,41	0,61	0,71	0,76	1,10	1,00	1,50	0,87	0,52	0,21	0,93	0,58	0,90	1,52	0,49	0,55	1,83	5,88	0,59	0,20	0,68
Na ₂ O+K ₂ O	4,15	4,49	5,40	3,81	4,96	5,33	5,50	5,50	4,36	4,04	4,17	5,42	6,88	6,29	6,44	5,14	4,21	5,85	9,28	3,59	2,82	3,29

I — Присакмарская зона: 1 — базальтовая формация (П. В. Аржавитин, 1972 г.; 10 ан.); II — Тубинско-Гайская зона: IIA — Акъяр-Бурибайская подзона, контрастная формация: 2 — базальты (95 ан.), 3 — липариты (33 ан.); IIB — Маган-Гайская подзона, непрерывная формация, эффузивные фаши: 4 — андезито-базальты (20 ан.), 5 — андезито-дациты (39 ан.), 6 — дациты и липарито-дациты (219 ан.), интрузивные фаши: 7 — дацитовых порфиритов (164 ан.), 8 — липаритовых порфиритов (26 ан.), 9 — базальтовых порфиритов (22 ан.); IIV — Тубинско-Баймакская подзона, непрерывная формация, эффузивные фаши: 10 — базальты (19 ан.), 11 — андезито-базальты (38 ан.), 12 — андезито-дациты

(45 ан.), 13 — дациты и липарито-дациты (42 ан.); интрузивные фаши: 14 — липарито-дацитовых и липаритовых порфиритов (32 ан.), 15 — липаритовых порфиритов (41 ан.), 16 — базальтовых порфиритов (12 ан.); III — Ирендыкская зона: 17 — базальт-андезито-базальтовая формация, эффузивные и пирокластические фаши (62 ан.), 18 — субвулканические тела (Магадеев, 1972; 22 ан.), 19 — субщелочные субвулканические тела (Магадеев, 1972; 6 ан.), 20 — субвулканические тела кварц-пироксеновых порфиритов (13 ан.), 21 — базальты Средне-Атлантического хребта (Т. И. Фролова, Г. Б. Рудник, 1969 г.), 22 — базальты Северных Мугоджар (Агеева, 1973).

субщелочными кислыми субвулканическими интрузиями. Эта эволюция базальтоидного магматизма, как показано М. Б. Бородаевской и др. (Типы..., 1973), отражает одновременность функционирования различных магматических очагов, сменявших друг друга в соответствующей приведенному ряду формаций последовательности при наличии некоторых общих временных отрезков для пространственно разобщенных контрастной, непрерывной и базальт-андезито-базальтовой формаций.

При общем натровом составе продуктов вулканизма генеральная тенденция развития магматического процесса — гомодромный характер его эволюции с проявлением по-разному выраженной контрастности и повышением роли щелочей на завершающих стадиях при возрастании степени консолидации структурно-формационных зон.

При рассмотрении состава отдельных формаций региона мы исходим из результатов обработки данных химических анализов методами математической статистики, что подробно изложено в работе М. Б. Бородаевской и др. (Типы..., 1973). Обработка анализов наряду с определением ряда других параметров включала выявление парных корреляционных зависимостей между петрогенными компонентами и расчет коэффициентов корреляции. Из 36 выявленных парных связей лишь часть характеризуется значимыми величинами коэффициентов корреляции при разном характере их в различных формациях и группах дифференциатов.

При дальнейшем анализе результатов обработки из числа парных связей были выделены «сквозные», т. е. те, которые присутствуют во всех формациях и группах дифференциатов и обладают одними и теми же знаками коэффициентов корреляции. Таковыми «сквозными» связями оказались отрицательные $\text{SiO}_2 - \text{TiO}_2$, $\text{SiO}_2 - \text{Al}_2\text{O}_3$, $\text{SiO}_2 - \text{FeO}$, $\text{SiO}_2 - \text{MgO}$, $\text{SiO}_2 - \text{CaO}$, $\text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}$ и положительная $\text{FeO} - \text{MgO}$.

Эти «сквозные» связи при принятии генетического родства всех анализируемых пород, вероятно, отражают общность состава, по-разному количественно выраженную в образующих формации группах пород. Отрицательные связи, характеризующие обратные соотношения концентраций, очевидно, следует рассматривать как отражение различий в минеральном составе пород и количественных соотношений минералов. В противоположность этому сквозные положительные связи отвечают общим для всей анализируемой группы пород минеральным фазам, присутствующим в изменчивых количествах. Поэтому возможно использовать анализ концентраций компонентов, обладающих «сквозными» связями, для петрохимических исследований (Кривцов, 1971₁).

На основании изложенного при рассмотрении петрохимических особенностей вулканитов региона анализировались концентрации компонентов, находящихся в значимых корреляционных зависимостях.

Диаграммы (рис. 7, см. рис. 8) позволяют отметить основные особенности изменения составов пород в процессе эволюции на-

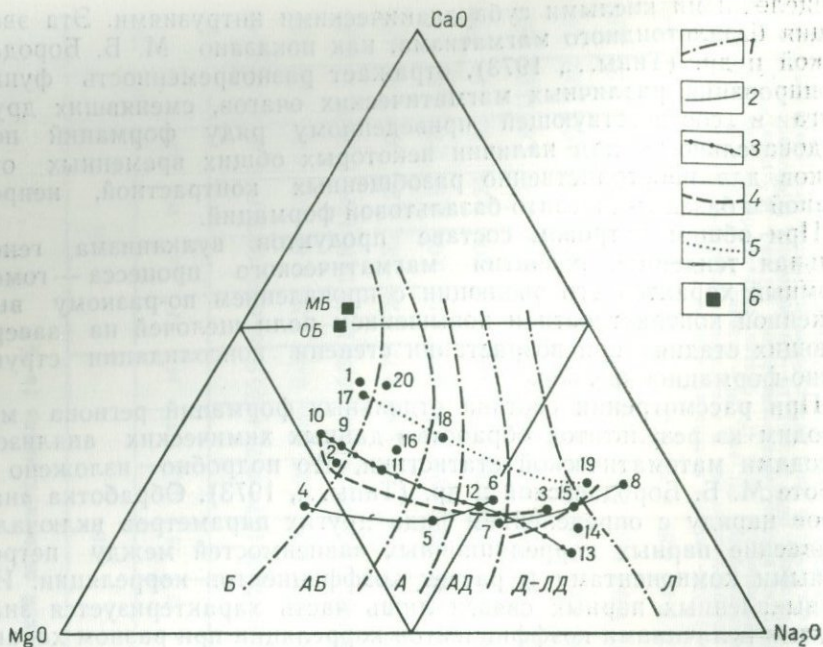


Рис. 7. Соотношения содержаний CaO , MgO , Na_2O в вулканогенных породах Урала:

1 — границы полей типовых составов: Б — базальтов, АБ — андезитобазальтов, А — андезитов, АД — андезито-дацитов, Д-ЛД — дацитов и липарито-дацитов, Л — липаритов; вариационные кривые составов пород непрерывной формации, подзон: 2 — Макан-Гайской, 3 — Тубинско-Баймакской, 4 — средних для обеих подзон, 5 — базальт-андезито-базальтовой формации Иренидкской зоны; 6 — базальты: ОБ — океанические, МБ — Мугоджарской рифтовой зоны. Номера анализов см. табл. 2

тровой серии базальтоидного магматизма. Прежде всего устанавливается, что группа базальтоидов, различающихся по формационной принадлежности и времени проявления, по соотношениям указанных компонентов образует довольно отчетливо выраженный ряд: океанические базальты — вулканиты базальтовой формации — базальты контрастной формации — базальты и андезитобазальты непрерывной формации.

Этот ряд отражает последовательное возрастание относительной доли MgO и Na_2O по сравнению с содержанием CaO и некоторое повышение содержания K_2O относительно Na_2O . Группа пород среднего и умеренно кислого состава обнаруживает несколько иные тенденции в изменениях концентраций петрогенных компонентов: возрастание содержания Na_2O при относительном постоянстве отношения MgO/CaO , рост доли SiO_2 с падением количества MgO , постепенное увеличение содержаний как суммы щелочей, так и K_2O . Эта тенденция эволюции составов прослеживается и в области кислых пород серии.

В целом для всех составляющих серии подтверждается гомодромный характер изменения состава продуктов магматизма во

времени, показанный Д. С. Штейнбергом (1963, 1966 г.), М. Б. Бородаевской (1969 г.) и другими исследователями. Однако представляется важным отметить, что эта генеральная тенденция нарушается в период появления наиболее поздних субвулканических тел непрерывной формации. Составы завершающих ее базальтовых порфиритов интрузивной группы фаций чрезвычайно близки к составам базальтоидов, открывающих формации; порфириты принадлежат к упомянутому ряду основных пород. Фиксируемая интрузивными образованиями тенденция антидромности процесса становления как соответствующей формации, так и серии может, вероятно, рассматриваться как следствие деятельности остаточных очагов, обладающих определенной общностью состава с исходными расплавами.

Гомодромный характер эволюции состава пород вулканогенных формаций наиболее отчетливо прослеживается на примере пород Тубинско-Баймакской и Малан-Гайской подзон. Так, из диаграммы $\text{CaO} - \text{MgO} - \text{Na}_2\text{O}$ (см. рис. 7) видно, что изменение состава в гомодромном ряду лавовых фаций происходит при относительном постоянстве доли CaO за счет падения концентраций MgO и возрастания Na_2O . То же характерно для пород интрузивной группы фаций непрерывной формации. Породы субвулканических и гиповулканических фаций, обладая несколько повышенной по отношению к лавам долей CaO , образуют параллельный эффузивным фациям ряд, перекрываясь с ним в области дацитов и продлевая его в область липаритов.

Из диаграммы (рис. 8) видно, что в начальных частях рядов доля щелочей возрастает прямо пропорционально, в средних частях растет содержание K_2O при постоянстве Na_2O , а в конце каждого ряда доля K_2O возрастает с уменьшением концентрации Na_2O . Эта диаграмма также отражает повышенную натровость пород Тубинско-Баймакской подзоны как в лавовой, так и в интрузивной группах фаций.

Сравнение составов вулканогенных пород непрерывных формаций Тубинско-Баймакской и Малан-Гайской подзон показало, что вулканыты первой из них в целом обладают более высокими содержаниями MgO и Na_2O , а также повышенными в группе ос-

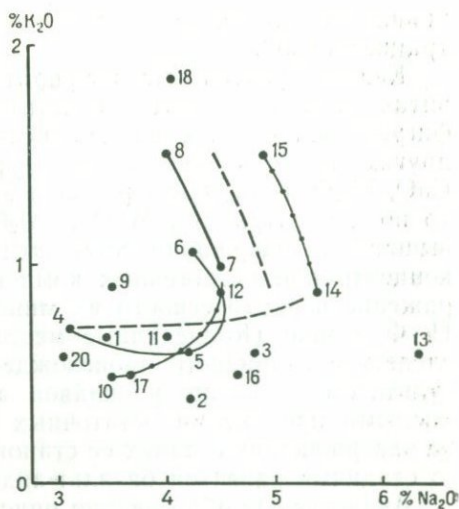


Рис. 8. Соотношение содержаний K_2O и Na_2O в вулканогенных породах Урала. Условные обозначения см. на рис. 7

новых составляющих и пониженными в группе кислых концентрациями CaO .

Кварц-пироксеновые порфириды, присутствующие в полях развития базальт-андезито-базальтовой формации, по положению фигуративных точек на диаграммах существенно отличаются от других пород вулканогенных формаций. Если по соотношениям CaO , MgO и Na_2O они располагаются в поле андезито-базальтов, то по концентрациям MgO и Al_2O_3 близки к андезитам при повышенном содержании SiO_2 . Эти противоречивые соотношения концентраций петрогенных компонентов в данных породах — отражение неравновесности их минерального состава, объясняемого П. Ф. Сопко (Колчеданные месторождения..., 1973) и нами как следствие гибридного происхождения. Последнее может быть результатом смешения расплавов андезито-базальтового состава с кислыми продуктами остаточных очагов непрерывной формации на завершающих стадиях ее становления, совпадающих по времени со стадиями развития базальт-андезито-базальтовой формации.

Аналогичные образования описаны Г. Реллигом (Röllig, 1970) в Северной Саксонии, где они присутствуют как в туфовых, так и в интрузивных фациях. Выделяются две группы кварц-пироксеновых порфиритов, одна из которых отвечает ряду андезит — риолит с переходными разностями, а вторая представлена лишь крайними составляющими. Во всех породах присутствуют шпировые обособления основного и кислого состава, что с учетом всех данных позволило упомянутому автору отнести кварц-пироксеновые порфириды к продуктам гибридности двух различных магм.

Из двух гипотез генезиса пород контрастной и непрерывной формаций количественная проверка приложима лишь ко второй, допускающей возникновение кислых пород за счет дифференциации первичных толеитовых расплавов, к которым наиболее близка базальтовая формация (Фролова, 1968). Для анализа возможности принятия этой гипотезы нами были рассмотрены отклонения средних составов контрастной и непрерывной формаций (взвешенные на долю образующих их пород), а также базальт-андезито-базальтовой формации от состава базальтовой формации и рассчитаны составы гипотетического рести́та.

Процесс предполагаемой дифференциации геосинклинальных толеитов наряду с понижением содержания SiO_2 , Al_2O_3 , MgO , Na_2O должен сопровождаться накоплением в рести́те TiO_2 , Fe_2O_3 , FeO , CaO и частично K_2O . Подобные изменения концентраций характерны для всех трех формаций, из которых лишь базальт-андезито-базальтовая рассматривается всеми исследователями как продукт дифференциации. Сравнение состава отвечающего ей возможного рести́та (табл. 3) со средним составом такового, рассчитанного для контрастной и непрерывной формаций, показывает отсутствие существенных отличий.

Отсюда следует, что принятие дифференциационного происхождения базальт-андезито-базальтовой формации, во-первых, не исключает на основе изложенного подобного происхождения

Средний химический состав вулканогенных формаций Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали и гипотетических реститов (в %)

Породо-образующие окислы	1	2			3			4	5			6
		а	б	в	а	б	в		а	б	в	
SiO ₂	50,83	57,13	+6,30	44,53	62,79	+11,96	44,83	44,68	55,07	+4,24	46,59	47,25
TiO ₂	1,56	0,54	-1,02	2,58	0,45	-1,11	2,54	2,56	0,55	-1,01	2,57	1,22
Al ₂ O ₃	14,24	14,70	+0,46	13,78	14,11	-0,13	13,21	13,50	15,19	+0,95	13,19	17,05
Fe ₂ O ₃	5,70	2,65	-3,05	8,75	1,72	-3,98	8,43	8,59	2,28	-3,42	9,12	3,66
FeO	5,95	5,93	-0,02	5,97	5,00	-0,95	6,19	6,08	6,54	+0,59	5,36	6,96
MgO	6,13	7,18	+1,05	5,08	4,74	-1,39	6,52	5,80	6,14	+0,01	6,13	7,95
CaO	6,80	4,35	-2,45	9,25	2,71	-4,09	8,88	9,06	6,17	-0,63	7,43	9,27
Na ₂ O	3,45	4,09	+0,64	2,81	4,18	+0,73	3,24	3,02	3,66	+0,21	3,24	3,40
K ₂ O	0,70	0,43	-0,27	0,97	0,78	+0,08	0,70	0,84	0,55	-0,15	0,85	0,20

1 — базальтовая формация; 2 — контрастная формация: а — средний состав (базальты 95%, липарито-дациты 5%), б — отклонения от состава базальтовой формации, в — расчетный рестит; 3 — непрерывная формация: а — средний состав (базальты 25%, андезит-базальты 25%, андезито-дациты 25%, дациты и липариты 25%), б — отклонения от состава базальтовой формации, в — расчетный рестит; 4 — средний расчетный рестит контрастной и непрерывной формаций; 5 — базальт-андезито-базальтовая формация: а — средний состав, б — отклонения от базальтовой формации, в — расчетный рестит; 6 — средний состав габбро-диабаз, завершающих вулканизм натровой серии.

других формаций при ином механизме дифференциации, а во-вторых, допускает возможность существования очень близких по составу реститов для всех трех формаций. Из всех групп пород, образующих последние, лишь габбро-диабазы, габбро-диориты и базальтовые порфириды присутствуют во всех формациях в интрузивных фациях, завершающих их становление.

Сравнение состава этих пород (см. табл. 3) с расчетным составом реститов обнаруживает существенно бóльшую основность последних. Однако это противоречие лишь кажущееся, поскольку расчеты предполагают равные соотношения объемов продуктов дифференциации и исходных расплавов. При большой доле последних составы реститов, очевидно, будут отклоняться в сторону уменьшения основности. Таким образом, принятие интрузивных пород габброидного состава, завершающих становление рассматриваемых формаций, в качестве реститов исходных расплавов вполне допустимо, вследствие чего становится объяснимым отмеченный антидромный характер эволюции состава формаций на поздних стадиях.

В целом приведенные расчетные данные и их сопоставление с составами вулканогенных формаций не исключают происхождения слагающих их пород за счет дифференциации геосинклинальных толеитов. Что же касается механизма этого процесса, то здесь остается еще много неясного.

В общей проблеме вулканогенных формаций натровой серии базальтоидного магматизма наименее разработаны вопросы геохимии. Первые шаги в этом направлении были сделаны Т. И. Фроловой (1968), использовавшей геохимические характеристики вулканитов при их сопоставлении с толеитовыми базальтами, и Е. П. Шираем (1974 г.), установившим на примере северной части Магнитогорского мегасинклинория обеднение рудогенными элементами продуктивных на колчеданное оруденение вулканогенных формаций по сравнению с базальтовой и базальт-андезито-базальтовой.

При рассмотрении геохимических особенностей вулканогенных формаций региона нами ставилась задача проанализировать изменение концентраций Cu, Zn, Pb, Mo, Ni и Co в разных группах дифференциатов и фаций с целью выявления поведения рудообразующих элементов в процессе эволюции вулканизма. В основу положены результаты 700 приближенных количественных спектральных анализов проб вулканитов, отбирившихся в Бурибайском, Маканском и Баймакском рудных районах вне зон гидротермально-метасоматических изменений. Все анализы выполнены в спектральной лаборатории ЦНИГРИ. Результаты обработки анализов позволяют провести упомянутое сопоставление (табл. 4, рис. 9).

Таблица 4

Натуральные фоновые содержания элементов-примесей ($n \cdot 10^{-3}\%$)

Элементы-примеси	Кларковые содержания пород (А. П. Виноградов, 1962 г.)			1	2	3	4	5	6	7	8	9	10
	основных	средних	кислых										
Cu	10,00	3,50	2,00	7,20	5,00	5,31	3,93	6,71	3,60	2,44	5,45	3,23	7,80
Zn	13,00	7,20	6,00	4,00	2,00	2,92	1,69	2,51	1,87	1,88	1,83	1,75	2,65
Pb	0,80	1,50	2,00	0,30	—	0,04	0,15	0,07	0,18	0,19	0,32	0,15	0,21
Mo	0,11	0,09	0,10	—	0,17	0,02	0,06	0,02	0,03	0,65	0,20	0,02	0,16
Ni	16,00	5,50	0,08	14,00	12,00	1,58	0,39	0,69	0,18	0,55	0,83	0,42	0,60
Co	4,50	1,00	0,50	2,00	2,50	0,97	1,19	0,59	0,19	0,13	0,18	0,32	0,46
Число проб						113	123	49	99	142	21	27	125

1 — океанические базальты (Злобин, Дмитриев, 1973); 2 — базальты недифференцированной формации (В. В. Сидоренко и др., 1964 г.); контрастная формация: 3 — базальты, 4 — липарито-дациты; непрерывная формация: 5 — андезито-базальты, 6 — андезито-дациты, 7 — дациты; 8 — субвулканические тела липаритов; 9 — кварц-пироксеновые порфириты; 10 — базальт-андезито-базальтовая формация.

Определение натуральных фоновых содержаний проводилось методом «накопленных частот» или кумулятивной кривой с применением β -графарета (В. Н. Разумовский, 1962 г.).

Из табл. 4 и рис. 9 прежде всего устанавливается, что концентрации каждого из шести элементов при значительных колебаниях по группам дифференциатов и фаций не превышают их содержаний в океанических базальтах и кларков основных пород. Основные составляющие контрастной и непрерывной формаций по уровню концентраций рассматриваемых элементов довольно близки к океаническим базальтам. Несколько пониженными, за исключением Cu и Zn, но в общем близкими содержаниями характеризуются вулканиты базальт - андезито - базальтовой формации.

Поскольку петрохимически и петрологическими методами доказывается общность происхождения указанных пород основного состава за счет слабодифференцированных толеитовых расплавов (Фролова, 1968; Бородаевская и др., 1973 г.), отмеченная близость концентраций элементов-примесей может быть объяснена генетической близостью этих

групп вулканитов и, в частности, отсутствием значительных перераспределений рудообразующих элементов на ранних стадиях эволюции магматических процессов.

В отличие от этого при переходе от основных к средним и кислым группам дифференциатов, представленных лавовыми фациями, имеет место падение содержаний всех элементов, кроме Pb. Что же касается пород интрузивных фаций, завершающих непрерывную формацию, то они в противоположность близким по составу лавовым фациям обнаруживают отчетливое повышение содержаний всех шести элементов, не достигающее, однако, концентраций в базальтоидах. Такое же обогащение рудообразующими элементами характерно и для кварц-пироксеновых порфиров, отличающихся от гиповулканических липаритовых порфиров пониженными содержаниями Pb, Mo, Ni и повышенными Co.

Если рассматривать вулканиты колчеданоносных формаций в качестве продуктов по-разному эволюционировавших толеитовых

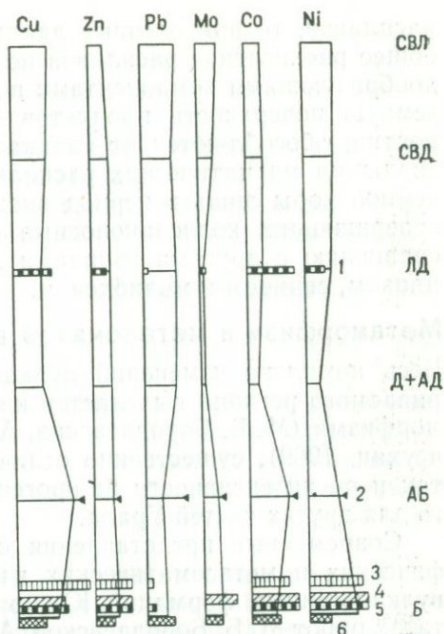


Рис. 9. Распределение элементов-примесей в породах вулканогенных формаций:

Непрерывная формация, лавовые и туфовые фации: Б — базальты, АБ — андезито-базальты, Д+АД — дациты и андезито-дациты, ЛД — липарито-дациты; интрузивные фации: СВД — субвулканические дациты, СВЛ — субвулканические липариты. Формации: 1 — контрастная, липарито-дациты; 2 — базальт-андезито-базальтовая; 3 — океанические базальты (по В. Л. Барсукову, Л. В. Дмитриеву, 1972 г.); 4 — базальтовая; 5 — контрастная базальты; 6 — кварц-пироксеновые порфиры

расплавов, то приведенные данные приводят к выводу о том, что общее раскисление расплавов не сопровождается обогащением рудообразующими компонентами последовательно выводящихся на земную поверхность продуктов магматизма. Эти элементы, вероятно, обособляются от силикатных составляющих в процессе эволюции магматических расплавов и поступают в верхние части земной коры лишь в период внедрения интрузий кислого состава, завершающих колчеданоносные формации и обогащенных по сравнению с другими группами дифференциатов медью, отчасти цинком, свинцом и молибденом.

Метаморфизм и метасоматоз вулканогенных пород

Весь комплекс изменений вулканогенных образований рассматриваемого региона выделяется как проявления доорогенного метаморфизма (М. Б. Бородаевская, А. Д. Ракчеев, 1968 г.; Иванов, Нечухин, 1969), существенно отличающегося как по своей природе, так и по интенсивности от орогенного метаморфизма, характерного для других частей Урала.

Современные представления о природе и характере метаморфических и метасоматических изменений пород колчеданоносных вулканогенных формаций Южного Урала базируются на результатах работ М. Б. Бородаевской, А. Д. Ракчеева (1968 г.), В. М. Нечухина (1966 г., 1969), В. П. Логинова (1966), А. А. Захаровой (1967), автора (А. И. Кривцов, 1966 г., 1973 г.) и некоторых других исследователей.

Приводимая далее характеристика доорогенных преобразований вулканогенных пород региона и схема их классификации основаны на результатах специализированного картирования в Бурбайском, Маканском, Баймакском районах, а также на ряде месторождений. Эти исследования проводились автором при участии А. Г. Волчкова, О. В. Мининной и В. М. Шепелева с 1965 г. и привели к созданию карт метаморфизма различных масштабов для значительной площади региона (рис. 10) и серии разрезов с метаморфической нагрузкой для ряда месторождений.

В процессе этих работ было установлено, что группировка процессов доорогенного метаморфизма должна учитывать следующие положения:

1) проявления метаморфизма и метасоматоза находятся в зависимости от особенностей режима развития структурно-формационных зон, а специфика последних определяет различия в характере и природе преобразований развитых в их пределах вулканогенных толщ;

2) конкретные типы метаморфизма и метасоматоза характерны для определенных периодов развития структурно-формационных зон и так или иначе связаны с соответствующими проявлениями магматизма и тектоники;

3) наличие некоторых общих черт в тектоно-магматическом развитии структурно-формационных зон и блоков обуславливает сходство определенных типов их преобразований.

Проведенные исследования, а также результаты работ упомянутых авторов позволяют выделить следующие главные группы и типы преобразований, проявленных в регионе в рамках доорогенного метаморфизма:

1) изменения, синхронные с накоплением вулканогенных толщ, в целом близкие к вулканогенному диагенезу;

2) контактовый метаморфизм в связи с интрузиями, сопровождающими и завершающими становление вулканогенных формаций;

3) преобразования, связанные с гидротермально-метасоматическими процессами;

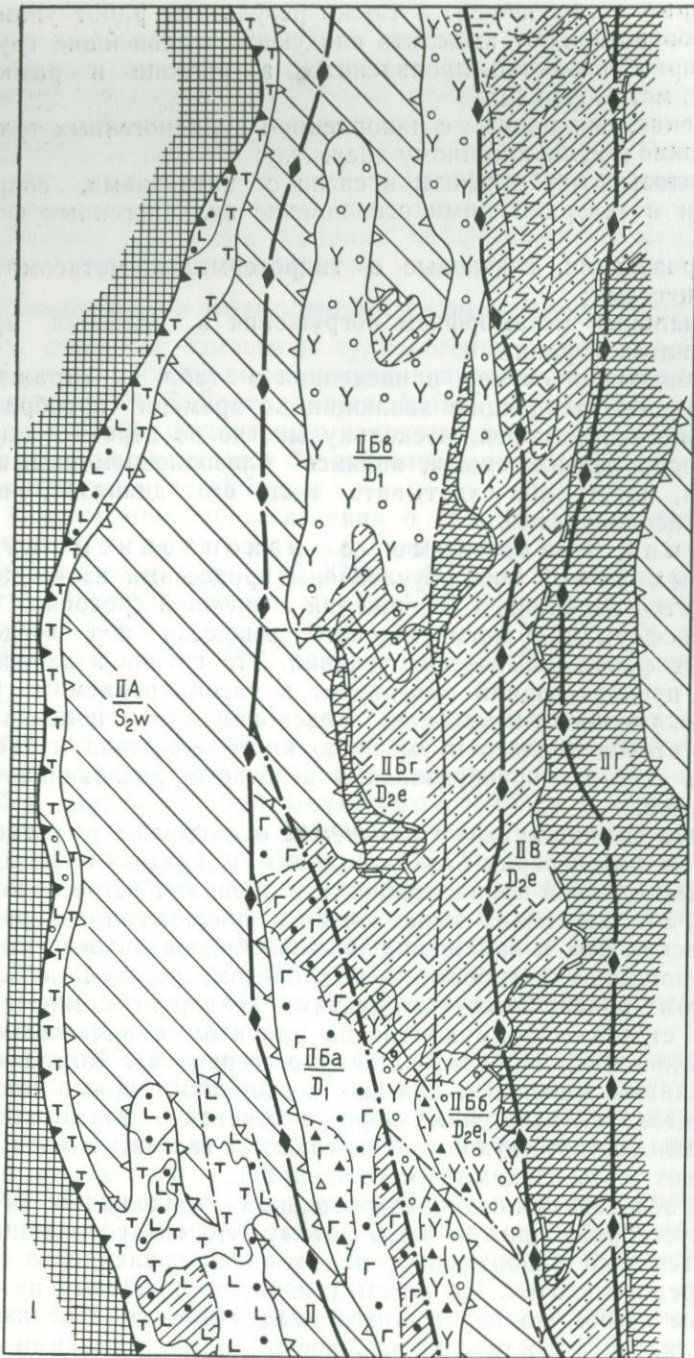
4) региональный метаморфизм погружения в условиях пренит-пумпеллитовой фации.

Эта обобщающая схема, приведенная в табл. 5, отражает лишь генеральную тенденцию эволюции во времени преобразований вулканогенных пород, поскольку многие из перечисленных процессов тесно переплетены и, являясь близодновременными с вулканизмом, могут либо охватывать весь его диапазон, либо проявляться неоднократно.

Изменения, синхронные с накоплением вулканогенных толщ. Они обусловлены процессами взаимодействия продуктов излияний и извержений с внешней средой и отражают трансформацию магматического вещества под воздействием новых физико-химических условий. Эта группа в качестве главных преобразований объединяет в рассматриваемом регионе зеленокаменные изменения, краснокаменные изменения, гидратацию стекол кислого и умеренно кислого состава и комплексные по генезису преобразования некоторых разновидностей туфовых фаций.

Собственно зеленокаменные изменения охватывают в регионе все породы натровой серии базальтоидного магматизма независимо от их фациальной принадлежности и обладают регрессивным характером. Эти изменения выражаются в разложении первичномагматических фаз и замещении их новообразованными минералами (пироксена — актинолитом и хлоритом; роговой обманки — хлоритом; плагиоклаза — продуктами деанортитизации; вулканического стекла — преимущественно хлоритом с включениями эпидота, актинолита, карбонатов, кварца, серицита). Комплексы новообразованных минералов слагают ассоциации, прямо зависящие от состава вулканогенных пород и отчетливо контролируемые границами соответствующих геологических тел, так что эти изменения имеют черты изохимического процесса.

Природа зеленокаменных преобразований продолжает оставаться дискуссионной прежде всего потому, что она сопряжена с проблемой генезиса альбитизации палеотипных вулканитов и в первую очередь спилитов. Не рассматривая эту проблему в целом, отметим лишь, что первичнонатровый характер геосинклинальных вулканитов достаточно обоснован петрологическими исследованиями Т. И. Фроловой (1968), М. Б. Бородаевской и др.



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

Рис. 10. Карта метаморфизма вулканогенных образований центральной части Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали:

Границы: 1 — эвгеосинклиналиного прогиба, 2 — зон, 3: а — подзон, б — блоков; вулканогенные формации натровой серии базальтоидного магматизма: 4 — базальтовая, 5 — базальт-андезит-базальтовая, 6 — базальт-липаритовая, 7 — базальт-андезит-дацит-липаритовая; наложенные прогибы: 8 — живетские (вулканогенная моласса), 9 — послезиветские (граувакки). **Метаморфизм:** 10 — преобразования доордовикского этапа развития Уральской геосинклинали — аклогитовая и глаукофановая фации, нерасчлененные; метаморфизм и метасоматоз позднеродовикского этапа, раннегеосинклинали стадия; 11 — преимущественно собственно зеленокаменные изменения, 12 — зеленокаменные изменения и синвулканические диагенетические преобразования, 13 — преимущественно синвулканические диагенетические изменения, 14 — пропилитизация, 15 — автометасоматоз гипербазитов, 16 — время завершения раннегеосинклиналиных изменений; позднегеосинклинали стадия: 17 — диагенетические изменения вулканомитовых пород, 18 — актинолитизация в связи с позднегеосинклиналиными интрузиями, 19 — региональный метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, завершающей позднегеосинклиналиное развитие; раннеорогенная стадия: 20 — диагенез граувакковых отложений; 21 — границы площадей развития изменений различного типа (бергштрихи обращены в сторону более поздних преобразований). I — Уралтауский антиклинорий; Магнитогорский мегасинклиналирий, структурно-формационные зоны: IIA — Присакмарская, IIB — Тубинско-Гайская, структурно-формационные подзоны: IIBa — Акъяр-Бурибайская, IIBб — Макан-Гайская, IIBв — Тубинско-Баймакская, IIBг — Майский поперечный блок; IIB — Ирендкская, IIG — Истамгулово-Сибайская

(1973 г.), современными океанологическими работами, а первично-магматическое происхождение натрия при зеленокаменных изменениях не вызывает сомнений.

Типичный для зеленокаменных преобразований альбит присутствует, как известно, преимущественно в виде новообразований, хотя описаны и первичномагматические его выделения (А. В. Веллинский, 1968 г. и др.). Очевидно, что принятие натровой природы исходных расплавов не позволяет связать возникновение этих новообразований с существованием оторванными во времени гидротермальными или иными процессами. Более приемлемой представляется связь альбитизации с флюидной фазой первичного расплава, обособляющейся в процессе его кристаллизации. Подобное автогидротермальное происхождение альбита наглядно устанавливается на примере шаровых и подушечных лав основного состава.

Каждое из шаровых тел изолировано от внешней среды плотной оболочкой закалывания, что исключает возможность массообмена даже с такой агрессивной средой, как морская вода, и может рассматриваться в качестве закрытой физико-химической системы. Во внутренних частях этих тел альбит не только слагает микролиты, но и выполняет миндалины совместно с эпидотом, хлоритом и кварцем. Подобное заполнение газовых пустот новообразованными минералами может рассматриваться лишь как результат воздействия флюида, обособившегося при раскристаллизации расплава. Наличие сингенетического с расплавами натрийсодержащего флюида доказано работами Р. И. Костиной (1974), установившей, что газовой-жидкие включения во вкрапленниках кварца кислых пород содержат до 50% галита.

Отсюда следует, что альбитизация, как один из определяющих зеленокаменные преобразования процессов, принадлежит к авто-

Соотношения продуктов вулканизма с процессами метаморфизма, метасоматизма и колчеданного оруденения в Мокан-Гайской подзоне

Осадочные и вулканогенные образования и их возраст	Интрузивные комагматы непрерывной формации	Типы преобразований						Рудоотложение		
		1	2	3	4	5	6	ГО	ГМ	Г
Граувакки ($D_3fm-C_1t_1$)										
Вулканогенные молас-соиды (D_2gv)										
Вулканы базальт-андезито-базальтовой формации ($D_1-D_2e_1$)	-----?-----									
Туфы и лавы базальт-андезит-дацит-липаритовой формации (S_2-D_1) состава:	Дацитовые и липаритовые порфиры									
дацитового и липаритового	Андезитовые и андезит-дацитовые порфириты									
андезито-дацитового	Андезито-базальтовые порфириты									
андезито-базальтового	Базальтовые порфириты, габбро-диориты									
базальтового										

1 — зеленокаменные; 2 — краснокаменные; 3 — пропилитизация; 4 — типогенное выщелачивание; 5 — диагенез осадочных толщ; 6 — метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиновой фации. ГО — гидротермально-осадочное; ГМ — гидротермально-метасоматическое; Г — гидротермальное.

метасоматическим явлениям, генетически связанным с расплавами и близким по времени к становлению самих вулканогенных пород. Поскольку альбитизация сопряжена и с другими процессами, характеризующими зеленокаменные изменения, этот вывод кажется справедливым и в отношении данного типа преобразований вообще.

Принятие положения об аутометасоматической природе зеленокаменных изменений и их проявлении в течение всего периода накопления вулканических натровой серии вызывает необходимость рассмотрения вопроса о причинах сохранности соответствующих

минеральных ассоциаций в условиях погружающихся вулканогенных толщ.

Типичный для зеленокаменных изменений эпидот некоторое время рассматривался в геологической литературе как показатель значительной глубины преобразований (до 1500 м). Однако исследованиями Г. А. Карпова (1969) в областях современного вулканизма было установлено, что эпидот так же, как и типичные для зеленокаменно измененных пород альбит, хлорит, кальцит, образуется на незначительной глубине (150—200 м) при температуре 60—180°С. Близкие значения температуры и давления вполне допустимы для насыщенных летучими остывающих потоков лав и пластов пирокластического материала, так что для возникновение в палеотипных условиях комплекса минералов, характерных для зеленокаменных изменений, термодинамические условия на стадии активного вулканизма были вполне благоприятны.

Устойчивость эпидота, альбита, хлорита и других минералов, характерных для зеленокаменных изменений, в довольно широком диапазоне температур и давлений определяет сохранность продуктов аутометасоматических изменений при погружении вулканогенных толщ на значительную глубину без существенных изменений фазового и минерального состава пород. В частности, из работ А. А. Маракужева (1972) и Л. П. Гуревич (1972) вытекает, что минеральные ассоциации зеленокаменно измененных пород обладают некоторой общей $p-t$ -областью устойчивости с минеральными комплексами, определяющими зеленосланцевую фацию метаморфизма (рис. 11).

Краснокаменные изменения рассматриваются нами как результат окисления поверхностей потоков лав, отдельных шаровых тел и вулканических бомб в среде, богатой кислородом, т. е. при накоплении вулканитов в субаэральных либо мелководных условиях. Основные признаки данного типа изменений — приуроченность к определенным литолого-стратиграфическим уровням, проявление во внешних частях потоков и бомб и иногда наблюдаемая ассоциация краснокаменно измененных вулканитов с осадочными образованиями. Эти преобразования, отражающие взаимодействие силикатного железа с кислородом серы, — лишь часть изменений состава пород, поскольку остальные минеральные фазы испытывают трансформации, отвечающие зеленокаменным преобразованиям. Поэтому в данном случае противопоставление упомянутых типов изменений неправомерно.

Гидратация стекол кислого и умеренно кислого состава сопровождается окварцеванием и хлоритизацией с возникновением перлитовидных и перлитовых текстур. Последние характерны как для массивных, так и для обломочных разностей упомянутых пород и обусловлены развитием в них тонкой кружевной сети прожилков фарфоровидного кварца, выделяющих округлые участки пород, которые обладают существенно хлоритовым составом при резко подчиненной роли альбита и серицита. В ряде случаев участки с перлитовым строением приурочены к верхним

толщ, в строении которых значительную роль играют вулканические стекла кислого и умеренно кислого состава.

Контактовый метаморфизм. В связи с интрузиями, завершающими становление вулканогенных формаций, он проявлен в регионе крайне незначительно. Маломощные зоны орогования, иногда с признаками скарнирования в Акъяр-Бурибайской подзоне связаны с телами габбро-диабазов (А. И. Кривцов, 1966 г.), в Тубинско-Баймакской — с габбро-диоритами (В. М. Нечухин, 1963 г.). Эти изменения отчетливо контролируются контактами упомянутых интрузий и обычно проявлены в зонах мощностью 0,2—1 м.

Преобразования, связанные с гидротермально-метасоматическими процессами. Характеризуются они существенно большей локальностью проявления. В качестве ведущих типов в этой группе выделяются пропилитизация, гипогенное выщелачивание и околорудные изменения.

Пропилитизация выделяется нами как комплекс гидротермально-метасоматических изменений, имеющих площадное распространение, контролируемых сводовыми частями вулканогенных поднятий и ограничивающими их разрывными нарушениями. Эти преобразования сопровождаются полным исчезновением первичномагматических минералов, перегруппировкой продуктов ранних изменений и проявлением рассеянной сульфидной минерализации (сопряженный тип, по В. Л. Русинову, 1968). Возникшие при пропилитизации ассоциации новообразованных минералов характеризуются зональным размещением относительно контролирующих разрывов. Эти особенности проявлений пропилитизации согласуются с выводами Г. А. Саркисяна и Э. М. Налбандяна (1967 г.), которые связывают данные процессы с поствулканической деятельностью.

Проявления пропилитизации в рассматриваемом регионе установлены в породах базальтового и андезито-базальтового состава и с наибольшей детальностью изучены в основных эффузивах контрастной формации Акъяр-Бурибайской структурно-формационной подзоны. Пропилитизированные разности упомянутых пород характеризуются следующими зонально распределенными относительно крупных разрывных нарушений минеральными ассоциациями: кварц — эпидот — хлорит — альбит, кварц — карбонат — эпидот — хлорит — альбит; кварц — карбонат — хлорит — альбит; кварц — хлорит — альбит.

Во всех зонах присутствуют пирит, количество которого убывает от внутренних зон к внешним, где он иногда сменяется гематитом, а также лейкоксен, замещающий акцессорный титаномagnetит. В ряде случаев в пределах зон разрывных нарушений, относительно которых наблюдается зональное распределение ассоциаций, устанавливаются относительно маломощные (2—10 м) метасоматиты кварц-хлоритового состава с богатой вкрапленностью пирита, по-видимому представляющие собой внутренние зоны пропилитизированных пород.

Расчеты привноса-выноса вещества, выполненные нами ранее (А. И. Кривцов, 1966 г.), показывают, что в процессе пропилитизации имеет место значительная перегруппировка петрогенных компонентов, а рассматриваемые преобразования — гидротермально-метасоматические. Процессы пропилитизации следует, по-видимому, связывать с активизацией вадозных вод, происходящей, как это предполагают В. А. Прокин (1973) и др., под воздействием магматических масс, внедряющихся после накопления основной массы вулканитов и проявляющихся в форме интрузий преимущественно кислого состава.

Некоторое сходство минерального состава пропилитизированных и зеленокаменных пород нередко вызывает отнесение тех и других к продуктам одного и того же типа преобразований, что проанализировано В. П. Логиновым и В. Л. Русиновым (1972). Следует подчеркнуть отсутствие в пропилитизированных вулканитах первичномагматических минералов, относительную простоту их минерального состава, постоянное присутствие пирита и полную лейкоксенизацию титаномагнетита. В отличие от этого в зеленокаменно измененных породах нередко присутствует пироксен, в той или иной степени актинолитизированный (уралитизированный), широко развиты сосюритовые агрегаты и гнезда эпидота при отсутствии сульфидов и хорошей сохранности титаномагнетита. Для таких пород характерна загрязненность тонкодисперсными продуктами деанортитизации.

Продукты гипогенного выщелачивания, с которыми, как правило, пространственно связаны медноколчеданные руды, довольно детально изучены на южноуральских месторождениях В. А. Прокиным (1963), М. Б. Бородаевской и А. И. Кривцовым (1968 г.), Н. А. Перижняком (1968) и другими исследователями. Эти изменения сопровождаются значительным привносом K_2O , SiO_2 , S и в целом выражаются в формировании серицит- и пиритсодержащих метасоматитов, располагающихся зонально относительно контролирующих зон дробления. Состав продуктов гипогенного выщелачивания обнаруживает некоторую зависимость от химических особенностей исходных пород, что также оказывает влияние на масштабы и интенсивность преобразований.

В табл. 6 приведено строение основных типов метасоматических колонок гипогенного выщелачивания. Формирование колонок гипогенного выщелачивания сопровождается перемещением значительных масс вещества во внешние зоны (В. А. Прокин и др., 1968 г.). Отражение этого процесса — развитие на периферии колонок зон эпидотизации, а еще дальше — карбонатизации. Кроме того, на большинстве месторождений Южного Урала устанавливается, что пиритизированные продукты гипогенного выщелачивания сопровождаются широкими ореолами гематитизации. Последняя может рассматриваться как процесс, сопряженный с пиритизацией и обусловленный возрастанием кислородного потенциала за счет разрушения силикатов в условиях привноса серы.

Строение зон гипогенного выщелачивания на некоторых колчеданных месторождениях Урала

Зона	Сибайское м-ние, липарито-дацитовые порфириты (Прокин, 1963)	Гайское м-ние, вулканиты андезито-дацитового состава (Перижняк, 1968)	Бурибайское м-ние, основные эффузивы, (А. И. Кривцов, 1966 г.)
0	Породы, не затронутые гипогенным выщелачиванием		
1	—	—	Кв. — к. — хл. — аб. До 300 м
2	Кв. — к. — сер. — хл. — аб. 50 м и более	Кв. — к. — сер. — хл. — аб. До 200 м	Кв. — хл. — аб. 50—300 м
3	—	Кв. — к. — сер. — хл. 20—50 м	Кв. — сер. — хл. — аб. 5—20 м
4	Кв. — сер. — хл. 50 м	Кв. — сер. — хл. До 100 м	Кв. — сер. — хл. До 20 м
5	Кв. — сер. 30—60 м	Кв. — сер. 10—100 м	Кв. — сер. 5—10 м

Примечание. Во всех зонах присутствует пирит, количество которого возрастает во внутренних частях колонки.

Расчеты баланса вещества при гипогенном выщелачивании, выполненные В. А. Прокиным (1963) для некоторых месторождений Южного Урала, показывают, что эти преобразования могут сопровождаться возникновением значительных масс серноколчеданных руд.

В качестве *околорудных изменений* нами выделяются преобразования, непосредственно связанные с процессами рудоотложения либо переотложения руд и выражающиеся главным образом в перегруппировке продуктов гипогенного выщелачивания. Продукты этого типа изменений представлены обычно перекристаллизованными серицит-кварцевыми метасоматитами, почти мономинеральными серицитолитами и хлорититами. В ряде случаев имеет место развитие густой сети прожилков кварца, несущего сульфидную минерализацию (пирит, сфалерит, халькопирит). В целом собственно околорудные изменения проявляются непосредственно у контактов рудных тел, а также со стороны их лежащего бока и находятся в прямой зависимости от масштабов медноколчеданных залежей (М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, 1968 г.; Кривцов, 1968).

Региональный метаморфизм погружения в условиях пренит-пумпеллитовой фации. Пренит-пумпеллитовая фация метаморфизма, выделенная Д. С. Кумбсом (1963), на Южном Урале впервые описана В. М. Нечухиным (1965 г.) и в дальнейшем изучалась другими исследователями.

Работами А. Хитанена (1967 г.) доказано, что пренит-пумпеллиитовая фация занимает промежуточное положение между цеолитовой и зеленосланцевой, а экспериментами К. Г. Нитша (Nitsch, 1971), Л. П. Гуревич (1972) и расчетами А. А. Маракушева (1972) установлена устойчивость минеральных ассоциаций пренит-пумпеллиитовой фации в диапазоне температур 260 ± 20 — $370 \pm 20^\circ \text{C}$ при давлении на твердую фазу от 1 до 6 кбар (см. рис. 41). По данным Г. А. Карпова (1969), Э. Э. Сендерова и Н. И. Хитарова (1970 г.), в современных гидротермальных системах пренит и пумпеллиит наблюдаются при температуре от 110 до 350°C на глубине до 2000 м при колебаниях литостатического давления от 30 до 540 кгс/см², что близко к условиям верхней области проявления пренит-пумпеллиитовой фации.

Преобразования в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, обычно выделяемые как метаморфизм погружения (Винклер, 1969 и др.), рассматриваются нами как региональные изменения вулканогенных образований, проявленные после завершения вулканизма натровой серии. Аналогичные либо близкие представления о природе этих преобразований развиваются В. П. Логиновым (1966) и некоторыми другими исследователями.

Минеральные парагенезисы, включающие индексные минералы фации (пренит и пумпеллиит), обнаруживают зависимость от состава вулканогенных пород. В частности, при равном уровне метаморфизма основные вулканы характеризуются более широким развитием пренита, чем залегающие внутри них кислые лавы, в которых этот минерал встречается довольно редко либо вообще отсутствует.

Проявления пренит-пумпеллиитовой фации метаморфизма установлены в пределах региона в верхних частях разрезов всех вулканогенных формаций, а также в вулканомиктовых образованиях более молодой улутауской свиты. Общая распространенность по вертикали рассматриваемых преобразований достоверно не оценена. Лишь на Учалинском рудном поле установлено, что мощность вулканогенных пород, охваченных изменениями в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, может превышать 1500 м. В целом же данные изменения наиболее характерны для опущенных блоков и флангов приподнятых блоков. В центральных частях последних метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, как правило, не наблюдается, что может быть связано с близостью уровня современного среза к нижней границе распространения пренит- и пумпеллиитсодержащих парагенезисов.

На природу изменений в условиях пренит-пумпеллиитовой фации и их соотношения с другими типами преобразований существуют определенные расхождения во взглядах исследователей. В частности, С. Н. Ивановым и В. М. Нечухиным (1969) развиваются представления о генетической общности и временной близости зеленокаменных изменений и метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, объясняемых как следствие выно-

са кальция при альбитизации в более высокие части разреза и возникновения за счет этого пренита и пумпеллиита.

Эта концепция находится в противоречии с реально наблюдаемыми соотношениями рассматриваемых изменений и данными о времени их проявления как в Тубинско-Гайской зоне, так и в других частях региона. Прежде всего следует отметить, что метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой фации не только проявлен в верхних частях вулканогенных толщ, но и охватывает весь разрез терригенно-вулканомиктовых образований улутауской свиты (D_2gv), принадлежащих к молассоидам и содержащих обломки пород с признаками крайне разнообразных изменений.

Верхняя возрастная граница метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, как упоминалось, определяется отсутствием этих изменений в граувакках зилаирской свиты, что свидетельствует о проявлении пренит-пумпеллиитовой фации после завершения вулканизма в регионе и соответственно зеленокаменных преобразований.

Более поздний характер метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации вытекает из наложения его на внутрирудные и пострудные дайки, сформированные заведомо после процессов пропилитизации и гипогенного выщелачивания. Это положение обосновано работами Г. Н. Пшеничного и др. (1970) по Сибайскому месторождению и нашими данными по Мамбетовскому и Октябрьскому месторождениям. Отсутствие минералов пренит-пумпеллиитовой фации в пропилитизированных породах и метасоматитах серицитолитовой формации может быть объяснено тем, что большинство из них практически не содержит кальция, необходимого для образования пренита и пумпеллиита.

Синвулканические структурные формы

В работах Н. М. Страхова (1963 г.), Г. С. Дзоценидзе (1969), Э. Н. Эрлиха (1973) и ряда других исследователей показана специфическая роль вулканизма как особого геологического процесса, характеристика которого далеко не всегда возможна на основе понятий и представлений, разработанных применительно к седиментационным и магматическим процессам. Представляя собой сложное сочетание этих двух последних, сближенных и сложно переплетающихся с тектоническими явлениями, вулканизм имеет свойственные ему специфические черты, выражающиеся, в частности, в значительной роли аккумулятивных процессов и рельефообразования. Возникающие в процессе вулканизма те или иные морфоструктурные элементы, обычно имеющие выражение в палеорельефе, в случае отсутствия достаточно интенсивных поствулканических дислокаций захораниваются продуктами более позднего осадконакопления, вследствие чего погребенный палеорельеф и вулканические морфоструктуры выступают уже в роли собственно структурных элементов. Специфика происхождения и строения последних определяет ограниченность прямого приложе-

ния к ним некоторых терминов и понятий структурной геологии, что обусловлено относительно большей простотой структурных форм областей седиментогенеза, применительно к которым и разрабатывались основные положения структурной геологии.

В основе структурной геологии, как известно, лежит понятие о слое как элементарной составляющей той или иной структурной формы. При этом допускается, что пласт, представляющий собой продукт нормальной седиментации, первично занимает горизонтальное либо слабонаклонное положение и лишь вследствие более поздних деформаций преобразовывается в ту или иную структурную форму. Следует отметить, что хотя конседиментационная складчатость и признается большинством исследователей, тем не менее структурные формы в целом обычно рассматриваются как результат наложенных тектонических процессов. Совершенно не случайно Л. У. Ситтер, определяя предмет структурной геологии, пишет, что она «...изучает деформации осадочных толщ» (Ситтер, 1960, с. 5).

Между тем даже такие продукты вулканизма, которые по условиям накопления могут быть сопоставлены с пластами, в значительной степени отличаются от последних как по соотношениям морфологических параметров, так и по первичной ориентировке характеризующих их осей в пространстве и, в частности, по углам наклона к горизонту либо к поверхности накопления. В целом пласт или слой продуктов вулканизма представляет собой лишь частный случай формы отложения вулканогенного материала, далеко не всегда отражающий всю специфику вулканического процесса. В частности, общеизвестно, что в областях современного вулканизма поверхности накопления характеризуются весьма сложным рельефом, обусловленным, с одной стороны, процессами синвулканической эрозии, а с другой — особенностями аккумуляции изверженного материала.

В наиболее общем случае в течение каждого отдельно взятого извержения сочетаются процессы нивелирования предшествующего рельефа и возникновения нового. При этом как потоки лав, так и тела пирокластического материала за счет погребения рельефа основания обладают сложной морфологией подошвы, а вследствие специфики аккумуляции — изменчивой поверхностью кровли с весьма значительным перепадом высот. В этой связи достаточно указать на многократно описанные сложные поверхности лавовых потоков с продольными и поперечными валами, конусовидные и грядовидные скопления пирокластического материала и т. п.

Изложенное показывает, что в силу специфики режима осадконакопления тела исторгнутого материала обладают весьма сложными формами и, будучи погребенными даже без наложения последующих деформаций, могут интерпретироваться как своеобразные морфоструктурные элементы, далеко не всегда имеющие аналоги среди деформированных продуктов обычного седиментогенеза.

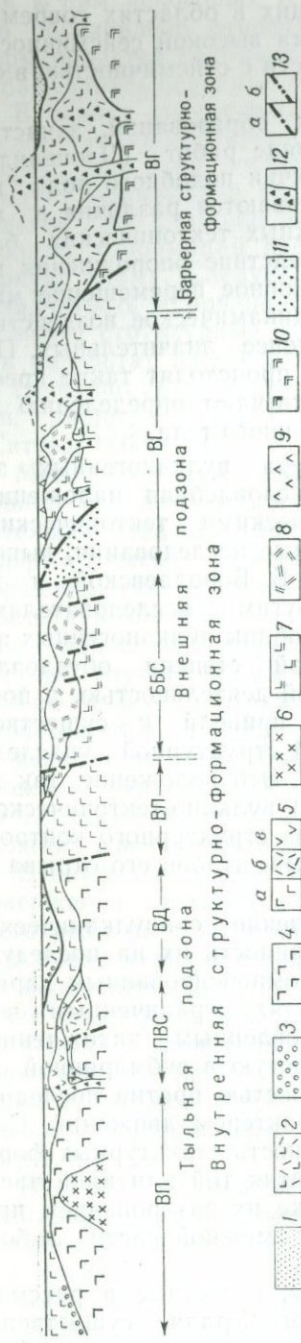
Наконец, представляется весьма важной роль синвулканических тектонических движений, находящихся в областях современного вулканизма свое отражение в весьма высокой сейсмичности, несопоставимой, например, по интенсивности с сейсмичностью в областях морской седиментации.

Примеры деформаций вулканогенных образований, зачастую даже нелигифицированных, описаны в ряде работ (Дзоценидзе, 1969; Эрлих, 1973 и др.). В качестве причин подобного рода нарушения форм тел вулканитов рассматриваются различия в интенсивности и знаках перемещений смежных тектонических блоков, проседание земной поверхности вследствие опорожнения питающих магматических камер, гравитационное перемещение масс на склонах вулканических сооружений, динамическое воздействие экструзий и эксплозий и ряд других менее значительных. Под воздействием всех упомянутых факторов происходят такие преобразования геологических тел, которые отвечают определению деформации как изменению формы того или иного тела.

До недавнего времени общая структура вулканогенных зон Южного Урала рассматривалась как обусловленная наложением дислокаций, связанных с поствулканическими тектоническими процессами. Специализированные детальные исследования, выполненные Г. Ф. Червяковским (1972), М. Б. Бородаевской и др. (1973 г.), А. И. Кривцовым (1972) и другими исследователями, показали, что современный структурный облик вулканогенных зон рассматриваемого региона в значительной степени обусловлен процессами, синхронными с вулканической деятельностью, а поствулканические тектонические явления не привели к существенному его изменению в силу определенной структурной унаследованности развития большинства этих зон. Это положение, так же как и выделение Г. Ф. Яковлевым (1968₁) вулканотектонического типа структур, вызвало переоценку фактов структурного контроля колчеданного оруденения и, в частности, масштабов его отрыва от вулканизма.

По Э. Н. Эрлиху (1973), возникновение синвулканических структурных форм и относительная сохранность их на последующих этапах развития определяются перекомпенсированным характером накопления в вулканогенных областях; ограниченным воздействием эрозионных процессов, обусловленным нахождением синвулканических структурных форм зачастую в субмаринной обстановке ниже уровня эрозии, и устойчивостью против последней лавовых толщ; дифференцированным характером движений. Следует добавить, что в ряде случаев сохранность структурных форм, образованных на конечных стадиях развития той или иной части вулканической зоны, обеспечивается также их захоронением продуктами извержений, продолжающихся в смежной части либо в другой зоне.

Синвулканические структурные формы, известные в рассматриваемом регионе и других частях Южного Урала, существенно различаются по происхождению и далеко не всегда могут быть



сопоставлены с типами структур, выделяемых в областях развития осадочных пород. К числу главных факторов, определяющих возникновение синвулканических структурных форм, могут быть отнесены процессы аккумуляции, обуславливающие накопление вулканогенных толщ в виде тел определенной морфологии, и проявления синвулканических дислокаций, сопровождающихся нарушением первичного залегания пород, перемещением блоков, дроблением и расланцеванием вулканитов. Оба эти фактора взаимосвязаны, так что большинство синвулканических структурных форм имеет тектоно-вулканогенное происхождение, а разделение их на аккумулятивные и собственно тектонические возможно лишь на основе относительно преобладания роли того или иного фактора в морфологических чертах структур.

На данной стадии исследований главные синвулканические структурные формы, известные на Южном Урале, могут быть объединены в следующие группы (рис. 12): 1) тектоно-вулканогенные, включающие структурные формы биклиналильного типа, вулканогенные поднятия и депрессии, флексуриобразные формы; 2) аккумулятивные, объединяющие вулканические сооружения центрального типа, их гряды и группы; 3) тектоноген-

Рис. 12. Основные типы синвулканических морфоструктур Урала:

1 — вулканогенные молассоиды; базальт-андезито-базальтовая формация; 2 — преимущественно туфовые фации, 3 — вулканомиктовые отложения; контрастная формация; 4 — лавы базальтовых афритов, 5 — лавы: а — вариолитов, б — с пачками андезито-дацитов и в — липарито-дацитов, 6 — интрузии габбро-диоритов; непрерывная формация; 7 — лавы и туфы андезито-базальтового состава, 8 — преимущественно туфы андезито-дацитового состава, 9 — лавы и туфы липарито-дацитового состава; базальтовая формация; 10 — лавы базальтоидов, 11 — кремнисто-глинистые отложения с прослоями основных лав; 12 — жерловые зоны палеовулканов; 13 — синвулканические нарушения: а — сбросы, б — надвиги. ПВС — палеовулканические сооружения; ВП — вулканогенные поднятия; ВД — вулканогенные депрессии; ББС — блоки биклиналильного строения; ВГ — вулканогенные гряды

ные, представленные синвулканическими разрывными нарушениями, которые принадлежат преимущественно к сбросам, реже надвигам.

Тектоно-вулканогенные структурные формы. Термин «биклинали» (структурные формы биклиналичного типа) впервые был использован Э. Н. Эрлихом (1966 г.) для обозначения таких структурных форм, главные черты морфологии которых определяются синклинальным залеганием пород основания разреза и антиклинальным — верхов последнего. Промежуточные части разреза характеризуются соответственно постепенным изменением залегания пород от синклинального через близгоризонтальное до антиклинального.

Биклиналичные структуры, как кажется, вообще имеют ведущее значение для вулканогенных областей. В наиболее отчетливом выражении они образуются вследствие эволюции режима накопления некомпенсированного прогибания через условия частичной или полной компенсации к перекомпенсации. Очевидно, что в процессе развития структурно-формационной зоны, как показано в предшествующих разделах, может быть установлен либо полный ряд эволюции режима, аналогичный упомянутому, либо отдельные его составляющие. Вследствие этого большинство структурно-формационных зон рассматриваемого региона в целом обладает в той или иной степени выраженным биклиналичным строением. Отсюда вытекает, что структурные формы, определяющие строение верхних частей структурно-формационных зон, должны рассматриваться в качестве соподчиненных, принадлежащих к биклиналям более высших порядков.

В западной части Магнитогорского мегасинклинория биклиналичные структурные формы были установлены при изучении Южно-Ирендыкской и Мокан-Гайской подзон (Кривцов, Шепелев, 1970; Кривцов, 1972). Южная часть Ирендыкской структурно-формационной зоны (внешней, барьерной) сложена вулканиками базальт-андезито-базальтовой формации. На крайнем западном фланге зоны, в области ее границы с Тубинско-Гайской зоной, эти породы образуют западное крыло локальной синклинали и падают на восток под углом 10—30°. Последняя в осевой части зоны граничит с антиклиналью, в ядерной части которой располагается Гадельшинское вулканическое сооружение центрального типа (Червяковский, 1972).

Далее к востоку породы имеют падение на восток под углом от 10 до 40°. В отличие от этого породы основания разреза базальт-андезито-базальтовой формации обладают существенно иными условиями залегания. От западной, приграничной части зоны к ее оси имеет место постепенное увеличение мощности пород основания разреза от первых десятков до сотен метров при возрастании угла падения от 10—30 до 40—60° с последующим выполаживанием. В осевой части зоны, насколько можно судить по геофизическим данным, ее основание имеет близгоризонтальное положение с постепенным воздыманием к востоку.

В целом зона в поперечном сечении имеет форму двояковыпуклой линзы высотой около 5 км при ширине 15—20 км. Формирование подобного тела, очевидно, может рассматриваться как следствие возникновения аккумулятивных положительных форм при одновременном прогибании основания. Учитывая, что в развитии Ирендыкской зоны устанавливается не менее восьми фаз вулканизма при постоянстве палеогеографических условий их проявления (Кривцов, Волчков, 1971), следует допускать, что масштабы нисходящих движений основания зоны сопоставимы с масштабами положительных аккумулятивных форм каждой из фаз, а перекомпенсированность накопления в зоне сквозная для всего ее развития.

Совершенно очевидно, что при высокой интенсивности нисходящих движений в осевой части зоны (до 5 км) и существенно меньших амплитудах погружения ее флангов должно было осуществляться не только прогибание основания зоны, но и заложение разрывов на ее флангах. Подобные разрывы ограничивают зону с запада, где она соприкасается с Тубинско-Гайской внутренней зоной, в значительной мере стабилизированной к поздним стадиям становления базальт-андезитовой формации.

Биклинные структурные формы существенно меньшего масштаба были выявлены и в полях развития непрерывной формации при детальном изучении северной части Макан-Гайской подзоны (Кривцов, Шепелев, 1970). Кровля наиболее древней, андезито-базальтовой, толщи очерчивает выступы и впадины, разделенные разрывами и имеющие перепады высот от 150 до 250 м. Более поздние вулканы андезито-дацитовый толщи не только заполняют впадины основания, но и образуют собственные положительные формы при минимальных мощностях над его выступами. В поперечных сечениях андезито-дацитовая толща выглядит как группа смыкающихся друг с другом двояковыпуклых линз высотой до 250 м при ширине 500—750 м с углами наклона от 10 до 30°. Завершающая становление формации липарито-дацитовая толща захоранивает рельеф предшествующего периода вулканизма и характеризуется обратным распределением мощностей.

Общая схема развития этих структур может быть представлена в следующем виде: 1) разделение основания андезито-дацитовой толщи на выступы и впадины, отвечающие либо продольным горстам и грабенам, либо локальным грядам андезито-базальтового вулканизма; 2) заполнение возникших депрессий с перекомпенсацией и возникновением положительных структурных форм; 3) захоронение возникшего палеорельефа. Очевидно, что развитие этих биклиальных форм связано прежде всего с особенностями аккумуляции вулканогенного материала, однако последняя находится в тесной связи с возникновением разрывов и развитием их в процессе вулканических извержений.

Вулканогенные поднятия вначале выделялись на Южном Урале под названием брахантиклиналей, а затем в качестве вулканогенных брахантиклиналей и куполов. Работами Е. П. Ширая (1971 г.) по Верхнеуральскому и нашими по Бурибайскому и Ма-

канскому рудным районам было показано, что эти структурные формы возникают как поднятия на ранних стадиях развития эвгеосинклинальных зон в завершение излияния базальтоидов контрастной формации и знаменуют переход от океанического режима к островному с последующим развитием извержений центрального типа.

Вулканогенные поднятия сложены базальтоидами контрастной формации, протягиваются на 3—10 км при размахе крыльев от 2 до 5 км и располагаются обычно под небольшими углами к генеральному простиранию соответствующих структурно-формационных зон. В сводовых частях поднятий вулканиты залегают близгоризонтально, а на крыльях имеют падение от 10—20 до 30—45°. В нижних частях разреза и в присводовых участках резко преобладают лавы основного состава, иногда с шаровой отдельностью. В сводовых же частях и особенно на крыльях широко развиты гиалокластиты, туфы и брекчии с гиалокластическим цементом, а иногда автохтонные вулканогенно-осадочные и вулканомиктовые породы. Последние обрамляют поднятия с периферии и максимально развиты в прилегающих вулканогенных депрессиях. Поднятия обычно ограничены на флангах разломами, но в ряде случаев постепенно переходят в упомянутые депрессии.

Вулканогенные депрессии, разделяющие вулканогенные поднятия, вероятно, обладают определенной генетической общностью с последними. Депрессии могут рассматриваться как участки геосинклинальной зоны, которые по сравнению со смежными воздымающимися блоками либо отстают в восходящих движениях, либо вообще испытывают опускание. Синвулканическое происхождение этих структурных форм и их связь с вулканогенными поднятиями доказывается тем, что основание подобных депрессий и вулканогенные поднятия сложены базальтоидами, а наиболее древние из выполняющих депрессии пород представлены продуктами разрушения самых верхних частей вулканогенных поднятий, смешанными с аллохтонным и автохтонным кластическим материалом.

Вулканогенные депрессии, разделяющие вулканогенные поднятия, описаны Е. П. Шираем (1971 г.) в Верхнеуральском районе. В рассматриваемом регионе подобные депрессии устанавливаются вблизи вулканогенных поднятий Баймакского, Бурибайского и Маканского рудных районов.

Флексурные изгибы пачек вулканогенных пород, сопровождающиеся раздувами мощностей, приурочены к зонам синвулканических разломов, которые разделяют блоки с различной интенсивностью и характером движений. На участках сопряжения различных по времени развития структурно-формационных зон и подзон вулканогенные породы в относительно опущенных блоках имеют максимальные мощности при близгоризонтальном либо слабонаклонном залегании. В приразломных зонах углы наклона пород увеличиваются до 30—50°, а мощность сокращается в 2—3 раза, тогда как в относительно приподнятых блоках те же пачки

вновь залегают близгоризонтально и их мощность еще более сокращается (в 10 раз).

Аккумулятивные структурные формы. *Вулканические сооружения центрального типа* выявлены на Южном Урале работами ряда исследователей. В. С. Шарфман и Р. И. Костина (1973) выделяют четыре типа палеовулканов: одиночные конусовидные сооружения с диаметром основания до 15 км, формировавшиеся на всем протяжении непрерывной формации; одиночные вулканы с диаметром основания до 3 км, образованные вулканитами кислого состава; сближенные насыпные постройки, сложенные породами кислого состава, с диаметром основания до 3 км; мелкие моногенные, реже полигенные постройки с диаметром основания 1 км и менее.

Вулканогенные гряды как морфологическое выражение вулканизма были выделены в северной части Магнитогорского мега-синклинория Н. К. Курбановым (1967 г.), показавшим их связь с определенными периодами становления непрерывной формации.

Вулканогенные гряды рассматриваются нами как аккумулятивные формы, образованные цепочечно расположенными небольшими вулканическими сооружениями моногенного, реже полигенного характера. Примерами подобных структурных форм могут служить Юлалинско-Семеновская и Тубинско-Баймакская гряды северной части Тубинско-Гайской зоны. Упомянутые гряды, кулисно сменяющие друг друга, протягиваются на 60 км при ширине от 1,5 до 4 км. Они образованы вулканитами андезито-базальтовой толщи, принадлежащей к непрерывной формации и слагающей ряд мелких цепочечно расположенных, сливающихся друг с другом вулканических сооружений, сходных с субаквальными «вулканическими холмами» (Tazieff, 1972). Породы, слагающие гряды, представлены преимущественно туфовой группой фаций и имеют максимальные значения мощностей вблизи установленных центров извержений.

Синвулканические разрывные нарушения. Обычно они принадлежат к нарушениям сбросового характера, развившимся на границах блоков различной мобильности. В подавляющем большинстве случаев они отделяют западные блоки, испытавшие стабилизацию либо отстающие в нисходящих движениях, от восточных с интенсивным развитием последующего вулканизма. Вертикальные амплитуды сбросовых перемещений не поддаются точному определению, однако максимальные их значения сопоставимы с разностями мощностей разновозрастных пород в смежных блоках, оцениваемыми в сотни метров (до 1 км).

Существенно меньше распространены синвулканические надвиги. Последние достоверно установлены на Гайском, Мамбетовском и Тубинском рудных полях. Анализ происхождения надвигов (Кривцов, 1971₂) показал, что надвиговые перемещения имели место на тех участках, где вулканогенные толщи залегают на наклонном к востоку основании, сложенном пластичными осадочными толщами. Развитие этих перемещений может рассматри-

ваться как своеобразная компенсация нисходящих движений смежных блоков, отделенных от данных круто падающими к востоку разрывами.

* *
*

Рассмотренные типы синвулканических морфоструктурных элементов характерны для вполне определенных периодов развития эвгеосинклинальных прогибов региона и по времени возникновения сменяют друг друга с довольно четко выраженной закономерностью. Поскольку каждый из типов морфоструктурных элементов отражает специфику тектоно-магматического режима того или иного участка региона, то этим определяется наличие конкретных морфоструктурных элементов в зонах, различающихся по палеотектонической позиции и формационным характеристикам.

Как следует из предшествующих разделов, развитие каждой зоны начинается становлением базальтовой формации. Синвулканические структуры этого периода изучены недостаточно. Достоверно установлено лишь то, что уже в это время формируются депрессионные структуры, вероятно, за счет неравномерного площадного распределения продуктов трещинных излияний, обычно выполненные кремнисто-глинистыми осадками.

Следующие по времени возникновения вулканогенные поднятия, образующиеся после периода трещинных излияний базальтоидов контрастной формации. Эти поднятия могут рассматриваться как следствие тектонических перестроек, фиксирующих переход от базальтоидной фазы вулканизма к липаритовой. Последняя проявляется в формировании вулканических сооружений центрального типа, обычно тяготеющих к флангам вулканогенных поднятий и синвулканическим сбросам, заложенным в период возникновения поднятий.

В целом на завершающих стадиях развития контрастной формации соответствующие зоны состоят из ряда крупных вулканогенных поднятий, разделенных существенно меньшими по масштабам прогибами. В пределах каждого из поднятий, имеющих асимметричное строение, выделяются центральные платообразные участки и фланговые зоны развития вулканических сооружений центрального типа, которые в ряде случаев тяготеют к восточным крыльям поднятий и этим усиливают их асимметричное строение, определяемое более крутыми наклонами тех же самых восточных крыльев.

В зонах развития непрерывной формации общая схема последовательности возникновения синвулканических морфоструктурных элементов в целом близка к рассмотренной, но отличается несколько большей сложностью. На стадии андезито-базальтового вулканизма формируются вулканогенные гряды, развивающиеся в осевых частях зон на прогнутом базальтовом основании. Завершение андезито-базальтового вулканизма характеризуется значительной расчлененностью площади зон и подзон, выражаю-

щейся в чередовании положительных элементов вулканогенных гряд, локальных депрессий и примыкающих к ним в смежных зонах платообразных участков. Эта расчлененность в значительной степени определяется единством процессов аккумуляции и перемещений отдельных блоков по разрывам как раннего заложения, так и возникшим на стадии андезито-базальтового вулканизма.

Более поздние процессы развития зон выражаются в преобладании аккумуляционных явлений над тектоническими, которые после некоторого периода затухания в целом характеризуются восходящими движениями. На данной стадии проявляется андезито-дацитовый ареальный вулканизм, иногда сменяющийся развитием вулканических сооружений центрального типа. При этом захораниваются морфоструктурные элементы андезито-базальтового цикла с развитием на месте депрессий биклиналильных структур.

В отличие от зон развития контрастной формации зоны с вулканитами непрерывной формации обладают более сложным строением, обусловленным полосовидным чередованием вулканогенных гряд, биклиналильных структур и изолированных палеовулканов центрального типа, что в целом характеризует восточные фланги внутренних зон, примыкающие к внешним зонам. Важно отметить, что наиболее крупные из известных палеовулканических сооружений центрального типа, сложенные кислыми вулканитами, тяготеют к участкам сопряжения внешних и внутренних зон, располагаясь на выклинивании последних по простиранию.

Существенно большей простотой в структурном отношении обладают зоны развития базальт-андезито-базальтовой формации. Преобладание в течение всего периода ее становления извержений центрального типа определяет то обстоятельство, что ведущими морфоструктурными элементами, возникающими и развивающимися здесь, являются главным образом производные аккумулятивных процессов — вулканические сооружения центрального типа, разделенные депрессиями и нередко образующие протяженные гряды. Эти зоны обладают общим биклиналильным строением, а в более мелком плане они состоят из отдельных вулканических сооружений и их гряд, сформированных в разные периоды развития. Такое строение характерно для барьерных зон, обладающих рядом общих черт с внешними частями молодых островных дуг (Эрлих, 1973).

Что же касается синвулканических разрывов, то их роль, без сомнения, велика во все периоды становления вулканитов натровой серии, но существенно возрастает на поздних стадиях, когда структурно-формационные зоны приобретают наибольшую гетерогенность.

УСЛОВИЯ ЛОКАЛИЗАЦИИ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Типы колчеданосных зон Урала и геохимические особенности месторождений

Структурно-формационные зоны, образующие частные эвгеосинклинали, принадлежат к разным типам и отличаются друг от друга по металлогеническим характеристикам, отражающим особенности их тектоно-магматического развития. В частности, колчеданосны лишь те структурно-формационные зоны (либо их участки), в пределах которых развиты контрастная и непрерывная формации, обычно рассматриваемые как продуктивные на колчеданное оруденение. В качестве колчеданосных зон в восточной части Урала выделяются следующие:

1) зоны ранней стабилизации, локальные блоки которых вовлечены в более поздние вулканические процессы продуктивных формаций. Эти зоны расположены на относительно неглубоко залегающем сиалическом основании и на завершающих стадиях развития сопоставимы с тыльными частями островных дуг;

2) зоны длительного развития (полиформационные), сходные с внутренними частями островных дуг и имеющие в основании кору фемического типа, которая содержит в той или иной мере переработанные блоки сиалического материала;

3) рифтовидные трюги с укороченным развитием вулканизма продуктивных формаций, пересекающие как докембрийское, так и раннепалеозойское основание и, возможно, непосредственно соприкасавшиеся с базальтовым слоем.

Эта типизация колчеданосных зон близка к разработкам Т. Ватанабе (Watanabe, 1974), относящего колчеданные месторождения «региона зеленых туфов» к внутренней зоне миоценовой островной дуги, а также к выводам Э. Х. Митчелла и Х. Дж. Ридинга (Mitchell, Reading, 1971), считающих, что месторождения типа Бесси-Хитати локализируются во внутренних частях островных дуг, а месторождения кипрского типа приурочены к прогибам в их фронтальных частях.

Колчеданосные структурно-формационные зоны и участвующие в их строении продуктивные на оруденение вулканогенные формации обладают одновременностью становления и завершения в рамках трех выделенных этапов. В наиболее изученных частях Урала известны следующие главные периоды завершения становления колчеданосных вулканогенных формаций: S_{1w} ; S_2 ; D_{2e} ; D_{2gv} . Кроме того, в прииргизской части Урала установлены визе-намюрские проявления вулканизма натровой серии, сопровождаемые колчеданной минерализацией. Связь колчеданных месторождений с определенными вулканогенными формациями, признаваемая большинством исследователей, и временная

близость оруденения к завершающим стадиям продуктивного вулканизма определяют в соответствии с изложенным выделение на Урале по крайней мере пяти периодов колчеданообразования.

Принадлежность колчеданосных структурно-формационных зон к различным по режиму развития частям эвгеосинклиналей, разновременность их становления, а также разновременность проявления продуктивных формаций вызывают вопрос о том, в какой мере главные отличия зон отражаются на их металлогенических особенностях.

Ранее нами совместно с М. Б. Бородаевской и др. (О металлогенической специализации..., 1969) на примере южноуральских месторождений было установлено, что колчеданосные вулканогенные формации обладают некоторыми чертами металлогенической специализации, однако, как будет показано, этот фактор, в целом сохраняя свое значение, не первостепенен для характеристики зон прежде всего потому, что количественные соотношения продуктивных формаций изменяются во времени с неустановленными пока закономерностями.

Для анализа упомянутого вопроса нами были использованы данные по 193 месторождениям Урала, включающие ряд характеристик промышленных руд (Кривцов, Ширай, Лутков, 1975), средневзвешенные содержания S, Cu, Zn, Se, Te, Co, отношение Zn/Cu в запасах и вертикальный размах оруденения. Кроме того, для оценки интенсивности процессов рудоотложения были введены следующие параметры: относительная минерализованность, отражающая долю запасов того или иного элемента в месторождениях данной зоны относительно средневзвешенных для Урала, и удельная продуктивность зоны, отражающая долю запасов Cu и Zn на 1 м вертикального размаха оруденения и выраженная в отклонениях от средневзвешенного для Урала значения.

Характеристики на первой стадии обработки были сгруппированы по колчеданосным зонам, и дальнейший анализ проводился путем их сравнения как по абсолютным значениям, так и по относительным отклонениям от средневзвешенных для Урала. Сопоставление показало отсутствие каких-либо отчетливо выраженных зависимостей между абсолютными значениями учтенных характеристик, знаками и величинами их отклонений, с одной стороны, и возрастами колчеданосных формаций — с другой. Иными словами, устанавливается независимость состава руд месторождений от фактора времени, что в целом объективно подтверждает вневременное содержание понятия «колчеданная формация».

На следующей стадии обработки приведенные металлогенические характеристики были сгруппированы по типам зон независимо от их возраста, и дальнейший анализ проводился путем сопоставления средневзвешенных значений.

Сопоставление показало прежде всего, что различные по позиции и режиму развития колчеданосные зоны существенно отличаются друг от друга по абсолютным значениям содержания

S, Sn, Zr и, следовательно, по отношению Zr/Cu. Содержание Zr падает от зон ранней стабилизации к внутренним зонам и рифто-видным прогибам при возрастании концентрации Cu в том же направлении, так что эти элементы проявляют обратную зависимость. Содержания этих элементов, как кажется, не обнаруживают связи с концентрациями S, имеющими максимальные значения в зонах ранней стабилизации и минимальные во внутренних зонах. Что же касается других параметров, то они также с достаточной определенностью характеризуют выделенные типы зон.

По относительной насыщенности запасами S, удельной продуктивности, концентрациям Se и Te зоны рифтовидных прогибов имеют отрицательные отклонения от средних для Урала значений, тогда как по относительной насыщенности запасами Cu и вертикальному размаху оруденения эти отклонения имеют положительные значения. Особенно отчетливо эти зоны выделяются по резко повышенным содержаниям Co. Для зон ранней стабилизации значения большинства параметров несущественно отклоняются от средних по Уралу, однако значительное повышение содержания Se, Te, Co характеризует данный тип зон. В отличие от этого внутренние зоны имеют заметно пониженные содержания Te и Co при наличии незначительных по величине положительных отклонений других характеристик.

Проведенное сопоставление колчеданоносных структурно-формационных зон показывает, что они обладают достаточно ясно выраженными геохимическими особенностями руд. Главные различия выделенных типов зон определяются их тектоно-магматической спецификой и в первую очередь отличиями в природе, составе и глубине залегания эвгеосинклинального субстрата. Как кажется, последний фактор и может рассматриваться в качестве определяющего металлогенические особенности зон. Вывод подтверждается работами Л. Н. Овчинникова и др. (1974 г.) по геолого-статистическому анализу колчеданных месторождений Урала, а в более общем плане созвучен представлениям Дж. Уотсона (Watson, 1973) о влиянии состава и зрелости коры на эндогенную металлогению.

Колчеданоносные зоны рифтовидных прогибов, для которых предполагается возможность сообщения с базальтовым слоем, по всем рассмотренным характеристикам руд наиболее близки к фемическому металлогеническому профилю. В отличие от этого два других типа зон имеют по-разному выраженные отклонения в сторону сиалического профиля. Относительно маломедистые, но высокосернистые руды зон ранней стабилизации обладают максимальными содержаниями Zr при повышенных концентрациях такого «базитового» элемента, как Co. Малосернистые руды внутренних зон имеют высокие содержания Zr, Pb при существенно пониженных концентрациях Co. Если зоны первого из двух рассматриваемых типов располагаются на сиалическом основании, проплавленном на отдельных участках базитовым веществом, то для зон второго типа предполагается базитовое основание с вклю-

чениями в той или иной мере переработанных блоков сиалического состава. Для последних зон характерна наибольшая неоднородность состава руд месторождений, обладающих в отдельных районах с сиалическим основанием резко повышенными содержаниями Zn, Pb, Mo.

Принимая вслед за В. И. Смирновым (1969) мантийное происхождение рудного вещества колчеданных месторождений, отмеченные геохимические особенности возможно связывать со специфической взаимодействия продуктов этих источников с корой различного состава в эвгеосинклинальном субстрате. Наибольшую близость состава руд к ювенильному можно, пожалуй, допускать для колчеданоносных зон рифтовидных прогибов, где отношение Zn/Cu в рудах наиболее близко к таковому в геосинклинальных базальтоидах. Для зон двух других типов наряду с поступлением рудного вещества из мантии вероятно экстракция рудогенных компонентов из сиалического материала, присутствующего в основании зон и в той или иной мере переработанного при геосинклинальном процессе.

В целом геохимические особенности колчеданоносных зон различного типа могут быть объяснены по-разному проявленным взаимодействием продуктов мантийных источников рудного вещества с эвгеосинклинальным субстратом. Это взаимодействие минимально либо совершенно не проявлено в зонах рифтовидных прогибов и значительно (при разных масштабах) во внутренних зонах и зонах ранней стабилизации.

Специфика металлогении меди в структурно-формационных зонах различного типа

Металлогенический профиль западной части Магнитогорского мегасинклинория определяется ведущим значением меди, месторождения которой, различаясь по генетическим особенностям, обладают отчетливо выраженными связями с продуктами натровой серии базальтоидного магматизма, что может рассматриваться как проявление металлогенической специализации указанной серии. Наряду с медноколчеданными месторождениями, определяющими металлогенический облик региона, в его пределах известны месторождения и рудопроявления меди других генетических типов, локализованные вне колчеданоносных зон, но связанные с проявлениями натровой серии базальтоидного магматизма того же этапа. В связи с этим, прежде чем перейти к рассмотрению условий локализации колчеданного оруденения, представляется целесообразным дать краткую характеристику других типов медного оруденения.

Месторождения и рудопроявления меди, известные в *Присакмарской зоне*, по условиям локализации и вещественному составу руд существенно отличаются от типичных колчеданных месторождений и обладают рядом индивидуальных черт.

Ивановское месторождение изучалось Э. С. Бучковским и А. А. Захаровым. Халькопирит-пирротиновые руды месторождения, содержащие повышенные концентрации кобальта и никеля, слагают серию ветвящихся жил мощностью от долей метра до первого десятка метров. Эти жилы, образующие крупный штокверк, локализованы в северо-западной части Байгускаровского массива, серпентиниты которого преобразованы в тальковые, тальк-карбонатные и кварц-карбонатные метасоматиты, а габброиды — в существенно хлоритовые породы. Главные рудные минералы: пирротин, пирит, халькопирит; второстепенные — сфалерит, магнетит, хромшпинелиды. Повышенные кобальтоносность и никеленосность руд связываются В. А. Прокиным (1973) с мобилизацией этих элементов из вмещающих серпентинитов.

Верхняя возрастная граница оруденения на Ивановском месторождении считается венлокским веком на основании данных А. А. Захаровой (1967), установившей в постлландоверийских конгломератах гальки околорудных метасоматитов с сульфидной вкрапленностью. Этим определяется приуроченность оруденения к периоду становления базальтовой формации, а именно, как это предполагается А. А. Захаровой и А. А. Захаровым (1969), ко времени внедрения габброидных интрузий, завершающих ее развитие.

Более отчетливые связи медного оруденения, близкого по времени образования к Ивановскому месторождению, с габброидными интрузиями показаны В. И. Старостиным (1968) на примере Цесовской группы рудопроявлений, расположенных в Медногорской структурно-формационной зоне. Упомянутым исследователем установлено, что на этих рудопроявлениях сульфидная минерализация (халькопирит, пирит, сфалерит) локализована в эндо- и экзоконтактах массивов габбро-диоритов и находится с последними в парагенетической связи. Эти интрузии рассматриваются В. И. Старостиным (1968) в качестве комагматов раннегеосинклинальных базальтов, что сближает данную группу рудопроявлений с Ивановским месторождением.

Другой достаточно хорошо изученный объект Присакмарской зоны — Ишкининское месторождение кобальт-никель-медных руд. По данным Е. С. Контаря, на этом месторождении рудовмещающими являются зоны дробления северо-западного простирания, пересекающие лавы базальтовой формации и гипербазиты. Главные типы метасоматических преобразований — окварцевание, хлоритизация, карбонатизация и оталькование. Рудные тела месторождения представлены прерывистыми, но протяженными зонами сплошных и вкрапленных руд, сложенных пирротином, пирритом, халькопиритом при резко подчиненной роли сфалерита, магнетита и пентландита. В отличие от Ивановского месторождения, где минеральные формы кобальта остались до конца невыясненными, здесь установлен кобальтин, иногда преобладающий над другими минералами в зальбандах рудных жил. Специфичная черта Ишкининского месторождения, резко выделяющая его среди целого ряда

подобных объектов Присакмарской и Медногорской зон, — довольно широкое распространение в рудах арсенопирита (0,5—1%).

В целом медное оруденение Присакмарской зоны, являющейся тыльной частью Западно-Магнитогорской островной дуги, обнаруживает отчетливые пространственные и временные связи с габброидными интрузиями, завершающими становление базальтовой формации. Отличительные черты месторождений и рудопроявлений этой зоны — жильный и прожилково-вкрапленный характер оруденения, высокие кобальтоносность и никеленосность руд при низких концентрациях цинка, нередко вообще отсутствующего, зависимость состава руд и метасоматитов от вмещающей среды. Эти главные особенности медного оруденения Присакмарской зоны позволяют рассматривать его в качестве генетически самостоятельного типа, связанного с колчеданной формацией единой натровой серией базальтоидного магматизма.

В *Ирендыкской зоне* Салаватское месторождение прожилково-вкрапленных медных руд описано Б. Д. Магадеевым (1972), оно сходно с расположенными севернее Вознесенским и Биргильдинским. Важно отметить то обстоятельство, что оруденение на этих месторождениях находится в тесной пространственной и временной связи с интрузиями кварцевых габбро и габбро-диоритов, завершающими становление базальт-андезито-базальтовой формации.

Салаватское месторождение расположено в западной части Ирендыкской зоны на южном фланге одноименного массива кварцевых габбро. Прожилково-вкрапленная медная минерализация охватывает породы массива на 10—20 м от контактов, будучи развитой преимущественно во вмещающих пироксен-плагиоклазовых порфиритах. Оруденение ассоциирует с зонами серицитизации, хлоритизации и окварцевания и проявлено в форме вкрапленности, разноориентированных прожилков и гнезд. Главные рудные минералы — пирит и халькопирит; второстепенные — молибденит, пирротин, рутил; встречаются также сфалерит, галенит, магнетит и ильменит. Б. Д. Магадеев (1972) связывает месторождение с интрузивными составляющими базальтоидного магматизма, которые, по нашему мнению, принадлежат к плутоногенным образованиям базальт-андезито-базальтовой формации.

Обычно сопоставляемые с этим объектом Вознесенское и Биргильдинское месторождения отличаются от него тем, что при общем прожилково-вкрапленном характере минерализации оруденение на первом из них связано с плагиогранитами, а на втором — с кварцевыми диоритами. При наличии расхождений в определении возраста этих интрузий не оставляет сомнения их принадлежность к завершению раннегеосинклинального магматизма.

Изложенное показывает, что медное оруденение Ирендыкской структурно-формационной зоны, являющейся внешней (барьерной) частью Западно-Магнитогорской островной дуги, обладает определенными чертами генетической самостоятельности, на которую указывает прежде всего связь с интрузивными составляющими неколчеданносной базальт-андезито-базальтовой формации. Этот тип

медного оруденения может рассматриваться как родственный колчеданной формации лишь по наличию общих связей с проявлениями магматизма натровой серии и формированию в рамках единого цикла становления последней.

Рассматривая особенности металлогении меди в структурно-формационных зонах региона в целом, отметим следующее:

1. Меденосность структурно-формационных зон региона является отражением металлогенической специализации натровой серии базальтоидного магматизма. Процессы рудообразования, связанные с упомянутой серией, по-разному проявляются на разных стадиях ее становления, отвечающих формациям, чем определяется наличие нескольких типов оруденения, обособленных друг от друга во времени и в пространстве.

2. Для тыльной зоны Западно-Магнитогорской островной дуги характерны жильный и прожилково-вкрапленный типы медного, медно-кобальтового и медно-кобальтового с никелем оруденения, связанного с габброидными интрузивными составляющими базальтовой формации. Внутренняя Тубинско-Гайская зона вмещает месторождения и рудопроявления колчеданной формации, связанные с контрастной и непрерывной вулканогенными формациями. Внешняя Ирендыкская зона характеризуется прожилково-вкрапленным типом медного оруденения, ассоциирующего с интрузиями габбро и габбро-диоритов, которые завершают становление базальт-андезито-базальтовой формации.

Месторождения Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали

Основная масса колчеданных месторождений Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали сосредоточена в ее внутренней части — Тубинско-Гайской структурно-формационной зоне. Рудные районы зоны по позиции совпадают с отдельными подзонами и принадлежат к двум группам, широко представленным на Южном Урале. Первую группу образуют районы, месторождения которых связаны с контрастной формацией. К данной группе принадлежит Бурибайский рудный район, обладающий рядом общих черт с Учалинским и Сибайским районами. Вторая группа объединяет районы, месторождения которых связаны с непрерывной формацией. Входящие в эту группу Маканский и Баймакский рудные районы при наличии ряда общих черт с типичным для группы Верхнеуральским отличаются как от него, так и друг от друга некоторыми рассматриваемыми далее особенностями. Рудные районы региона — типичные представители колчеданосных районов с низкой интенсивностью дислокаций вулканогенных толщ.

Бурибайский рудный район. Включает рудные поля Юбилейного и Бурибайского месторождений и занимает площадь Акъяр-Бурибайской структурно-формационной подзоны, сложенной вулканитами контрастной формации, время становления которой отвечает лудловскому веку — началу раннего девона.

Юбилейное месторождение расположено на северо-восточном фланге слабо деформированного вулканогенного поднятия и приурочено к палеовулканическому сооружению, образованному породами кислого состава. Это сооружение располагается на продолжении Маканского пояса даек андезито-дацитового и липарито-дацитового состава, вероятно фиксирующего положение магмовыводящего канала, который на большем простирании вскрыт эрозией ниже уровня развития туфовых и лавовых фаций.

Непосредственно на площади месторождения кислые вулканиды залегают внутри разреза спилито-вариолитовой толщи контрастной формации и разделяются на три подтолщи: андезито-дацитовую, нижнюю и верхнюю липарито-дацитовые, разделенные потоками основных лав. На северо-восточном фланге месторождения лавы спилито-вариолитовой толщи перекрыты существенно пирокластическими образованиями базальт-андезито-базальтовой формации ($D_1 - D_{2e1}$), в основании которых залегают прослои песчаников и конгломератов.

Среди интрузивных пород на месторождении выделяются субвулканические тела, связанные с накоплением основных эффузивов контрастной формации (плагноклазовые, пироксен-плагноклазовые, пироксеновые порфириды базальтового состава); субвулканические тела, завершающие становление формации (дацитовые и липарито-дацитовые порфириды, габбро-диабазы); тела гипабиссальной фации глубинности (габбро-диориты, диориты, плаггиограниты). Подавляющее большинство этих тел обладает дайкообразной формой, подчинено ориентировке разломов северо-западного простирания и максимально развито на западном и юго-западном флангах участка.

Вулканиды андезито-дацитовой и липарито-дацитовых подтолщ залегают на прогнутом основании и образуют две разновозрастные положительные структуры биклиального типа — Южную и Северную. Первая осложнена синвулканическим Центральным разломом, служившим в период становления ранней липарито-дацитовой толщи в качестве фациального уступа. Каждая подтолща слагает различные по строению, формам и размерам сооружения, в соответствии с чем конкретным фазам вулканизма (андезито-дацитовой, липарито-дацитовым, поздней базальтовой) отвечает появление собственных структурных форм, лишь частично наследующих ранее возникшие. При этом «сквозные» элементы структуры — наиболее крупные поднятия и депрессии, тогда как частные неровности палеорельефа нивелируются более поздними отложениями.

Вулканогенные породы месторождения характеризуются комплексным характером преобразований, связанных с одновременными процессами. Наиболее ранние изменения представлены собственно зеленокаменными перерождениями, гидратацией кислых стекол, краснокаменными преобразованиями основных и кислых лав.

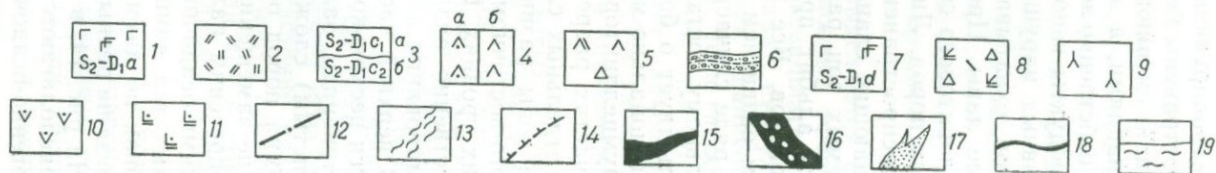
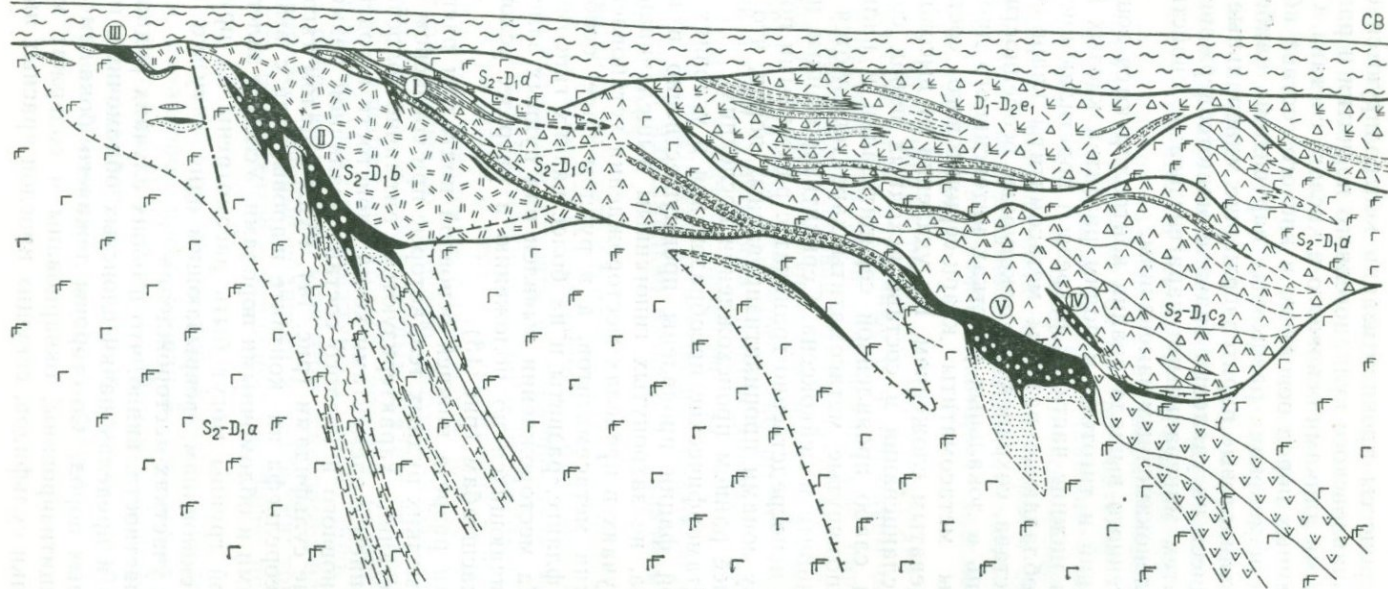
Более поздние процессы пропилитизации контролируются сводовой частью Петропавловского вулканогенного поднятия и разломами, фиксированными дайками основного и кислого состава. Среди пропилитизированных пород основного и кислого состава вблизи контролирующих изменения разрывных нарушений наиболее распространены безэпидотовые пиритсодержащие минеральные ассоциации, сменяющиеся на удалении вначале эпидотсодержащими ассоциациями, а затем минеральными парагенезисами, свойственными собственно зеленокаменным изменениям.

Продукты гипогенного выщелачивания контролируются зонами разрывных нарушений и тяготеют к полям развития кислых вулканитов, охватывая нижние части их разреза и подстилающие основные лавы. Преобладающе развиты метасоматиты кварц-серицит-хлоритового состава, сохраняющие текстурные особенности исходных пород. Лишь в локальных участках интенсивного дробления распространены метасоматиты кварц-серицитового состава, обладающие сланцеватым сложением. На удалении от высокопроницаемых зон рассланцевания в составе исходных пород сохраняется альбит при слабо проявленной серицитизации и наличии карбонатов. Все упомянутые метасоматиты характеризуются широким развитием пирита и лейкоксена. Серицитизированные породы в ряде случаев непосредственно граничат с различными по минеральному составу зонами пропилитизированных пород, что свидетельствует о более раннем происхождении последних.

Регионально-метаморфические преобразования в условиях пренит-пумпеллитовой фации проявлены преимущественно в верхних частях разреза, не затронутых гипогенным выщелачиванием, но в отдельных случаях в пределах месторождения установлены и ниже зоны развития метасоматитов, а в рудном поле, особенно на юго-восточном фланге, развиты и на более низких гипсометрических уровнях. На месторождении выявлен ряд рудных залежей, существенно различающихся по положению в разрезе, условиям формирования и масштабам (рис. 13).

В верхней части разреза нижней основной подтолщи располагаются несколько мелких рудных тел, которые при согласном с напластованием залегании характеризуются ритмично-полосчатым (слоистым) сложением с элементами косой слоистости и содержат обломки пород основного и кислого состава различной размерности, не замещенные сульфидами (рис. 14). Руды в целом тяготеют к депрессиям палеорельефа на контакте шаровых лав с вышележащими осадочными и обломочными породами. Условия залегания рудных тел данной группы могут быть рассмотрены на примере колонок по двум скважинам, вскрывающим одну и ту же часть разреза на разных участках месторождения.

На рис. 14, в частности, видно, что в обоих случаях рудные тела располагаются в пределах пачки слоистых обломочных и вулканогенно-осадочных пород. Со стороны лежащего бока вмещающие породы серицитизированы, окварцованы и содержат многочисленные прожилки сульфидов, секущих прослой красных яшмои-



дов и сливающихся с пластообразными рудными телами. Со стороны висячего бока непосредственно над рудой расположены пропластки кварц-гематитового материала, которые вверх по разрезу сменяются песчаниками и гравелитами, содержащими обломки сульфидов, кварц-гематитовых пород и быстро выклинивающиеся пропластки ритмично-слоистых сульфидных руд. Выше залегают гематитизированные основные лавы.

Рассмотренное положение рудных тел в разрезе и текстурные особенности руд в целом характерны для продуктов вулканогенно-осадочного рудообразования, в деталях описанного Н. С. Скрипченко (1966) и другими исследователями. Однако в данном случае наряду с седиментацией сульфидного материала следует допустить замещение последним нелигитифицированных обломочных пород, что вытекает из отмеченных текстурных особенностей отдельных рудных прослоев.

В подобной обстановке располагается Третья залежь месторождения, приуроченная к депрессии в основании Западной постройки. Синвулканическим Центральным разломом эта залежь разделена на две части, восточная из которых сброшена со значительной амплитудой и в настоящее время служит апофизой Второй залежи (см. рис. 13).

Вторая залежь локализована в зоне Центрального разлома и занимает секущее положение относительно как напластования, так и пологого линзообразного рудного тела, приуроченного к локальной депрессии на поверхности основных лав первого периода вулканизма. При этом границы минеральных зон в рудах Второй залежи имеют секущее положение по отношению к напластованию и линзообразным рудным телам гидротермально-осадочного генезиса. Вторая залежь может рассматриваться как гидротермально-метасоматическое тело, синхронное с формированием сингенетических руд Первой залежи.

Четвертая залежь приурочена к депрессии в основании Северной постройки и обладает всеми признаками гидротермально-осадочного происхождения и гидротермально-метасоматического формирования крутых апофиз лежащего бока. Судя по положению Второй залежи в разрезе, ее формирование предшествует позд-

Рис. 13. Геологический разрез залежей I—V Юбилейного месторождения. Составили А. И. Кривцов и О. В. Минина.

Вулканогенные образования верхней толщи контрастной формации: 1 — нижняя базальтовая лавовая (спилиты, вариолиты, гналокластиты) подтолща, S_2-D_1a , 2 — андезито-дацитовая существенно пирокластическая подтолща, S_2-D_1b ; 3 — липарито-дацитовые подтолщи: а — нижняя, S_2-D_1c , б — верхняя, $S_2-D_1c_2$; 4 — порфириты: а — липарито-дацитовые, б — дацитовые; 5 — агломераты дацитовых порфириров с кристалловитрокластическим цементом; 6 — туфопесчаники и туфогравелиты; 7 — верхняя базальтовая подтолща, S_2-D_1d ; 8 — вулканогенные образования базальт-андезито-базальтовой формации, D_1-D_2a ; интрузивные фации контрастной формации: 9 — габбро-диабазы, 10 — липарито-дациты; базальт-андезито-базальтовой формации: 11 — андезито-базальтовые порфириты; 12 — разрывные нарушения; 13 — зоны расланцевания; 14 — границы гидротермально-метасоматических изменений; кощеданные руды: 15 — гидротермально-осадочные, 16 — гидротермально-метасоматические, 17 — зоны сульфидной вкрапленности; 18 — границы толщ и подтолщ; 19 — мезо-кайнозойские отложения и кора выветривания, нерасчлененные

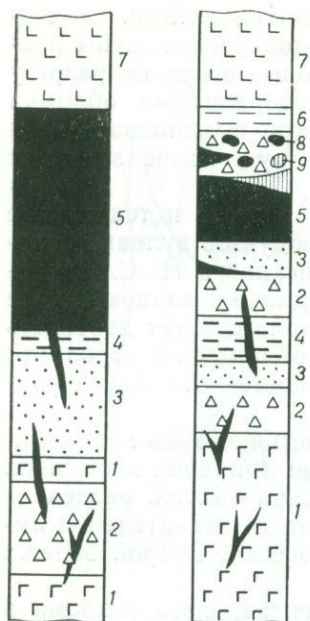


Рис. 14. Детальные геологические разрезы пластовых рудных тел Юбилейного месторождения:

1 — серицитизированные и окварцованные основные лавы; 2 — серицитизированные туфо-конгломераты; 3 — серицитизированные песчаники; 4 — серозеленые и вишнево-красные глинисто-кремнистые породы; 5 — медноколчеданные руды; 6 — гематитизированные алевролиты; 7 — гематитизированные основные лавы; 8 — обломки медноколчеданных руд; 9 — линзы и обломки кремнисто-гематитовых яшмовидных пород

вулканиты базальт-андезито-базальтовой формации. Если справедливо отнесение рудовмещающих вулканитов к позднему лудлоу, а пострудных вулканитов базальт-андезито-базальтовой формации к раннему девону, то возраст оруденения может быть определен как конец позднего силура.

Бурибайское месторождение, ныне отработанное, неоднократно рассматривалось в печати нами (А. И. Кривцов, 1963 г., 1967) и другими исследователями. Тем не менее специфика его позиции и высокий уровень изученности, особенно гидротермально-метасоматических преобразований, вызывают необходимость приведения краткой характеристики этого объекта.

Позиция месторождения определяется его приуроченностью к западному флангу Бурибайского вулканогенного поднятия и рас-

ней липарито-дацитовый фазе вулканизма.

В качестве Пятой залежи выделяется секущее тело, расположенное в нижней части разреза поздней липарито-дацитовой толщи над верхним выклиниванием субвулканического тела липарито-дацитов, пересекающего Четвертую залежь. Такая позиция Пятой залежи дает возможность связать ее формирование с переотложением сингенетичных руд под воздействием более поздних субвулканических интрузий, однако доказательств такой возможности еще недостаточно.

Изложенное показывает, что в формировании рудных тел Юбилейного месторождения участвовали гидротермально-осадочные и гидротермально-метасоматические процессы, которые на отдельных участках совмещены в пространстве и, возможно, предшествовали процессам переотложения. Время формирования рудных тел месторождения в целом отвечает завершающим стадиям становления контрастной формации от окончания ранней фазы основного — начала андезито-дацитового вулканизма до начала поздней липарито-дацитовой фазы вулканизма. При этом количество отложенного рудного вещества постепенно возрастает во времени, а процесс рудоотложения, как кажется, угасает относительно резко.

Наложенное на породы контрастной формации оруденение более древнее, чем

положением рудных тел вблизи зоны одноименного разлома. Рудовмещающие вулканиты вариолитовой толщи представлены шаровыми лавами, потоками спилитов и вариолитов, а также телами триалокластитов, содержащих обломки упомянутых пород. Эта толща обнажается к востоку от Бурибайского разлома на западном крыле одноименного вулканогенного поднятия и падает на запад под углом 40—50°.

Западнее Бурибайского разлома, амплитуда вертикальных перемещений по которому не менее 400—500 м, обнажаются более высокие части разреза спилито-вариолитовой толщи, представленные чередованием кремнистых туффилов, туфов и агломератов дацитового и липаритового состава, которые перекрыты основными лавами. Рудные тела и метасоматиты месторождения отчетливо контролируются секущими зонами дробления (А. И. Кривцов, 1963 г., 1965 г.).

Гидротермально-метасоматические изменения рудовмещающих пород Бурибайского месторождения связаны с тремя разновозрастными процессами: пропилитизацией, развившейся на фоне зеленокаменных преобразований; гипогенным выщелачиванием и перегруппировкой минералов ранее преобразованных пород в процессе стадийного рудоотложения и переотложения. Все три типа изменений контролируются зонами дробления и разрывными нарушениями, роль которых различна для разных типов изменений. С наиболее ранней по времени проявления пропилитизацией связано формирование пиритиносных пород хлоритового и кварц-хлоритового состава, на удалении от которых устанавливается последовательная смена минеральных ассоциаций: 1) кварц+лейкоксен+пирит+хлорит+альбит, 2) кварц+лейкоксен+пирит+кальцит+хлорит+альбит, 3) кварц+лейкоксен+пирит+кальцит+эпидот+хлорит+альбит.

Проявления гипогенного выщелачивания выражаются в формировании серицит-кварцевых и серицит-хлорит-кварцевых метасоматитов, частично измененных серицитсодержащих пород и характеризуются привнесом Si, Fe, K, S при выносе Al, Ca, Na.

Временной перерыв между проявлениями пропилитизации и гипогенного выщелачивания доказывается наличием обломков хлоритов в кварцитовидных породах; пространственной разобщенностью различных метасоматитов; пересечением границ зон соответствующих метасоматических колонок; резко отличным характером минеральных ассоциаций. Парагенезисы переходного характера, развитые на границах различных колонок и во внешних частях зон гипогенного выщелачивания, отражают эволюцию метаморфизирующих растворов, постепенно приходящих в равновесие с составом пропилитизированных пород.

Морфология основного рудного тела месторождения определялась сочетанием круто падающих разрывов с пологими межпластовыми срывами. Секущие составляющие располагались в расланцованных спилитах Главной зоны нарушений и обладали крутым западным падением. Восточный контакт рудного тела имел

ступенчатый характер, что определяется сочетанием крутых разрывов с пологими межпластовыми срывами.

Колчеданное оруденение на Бурибайском месторождении оказывается наложенным на породы верхней части разреза контрастной формации. Рудные залежи месторождения расположены в породах того же стратиграфического уровня, что и рудные тела Юбилейного месторождения, и если справедливо допущение об общности времени проявления колчеданной минерализации в истории становления продуктивной формации в разных частях рудного района, то оба месторождения могут рассматриваться как одновозрастные.

В целом Бурибайский рудный район по условиям локализации колчеданного оруденения близок к другим частям Южного Урала, колчеданность которых связана с контрастной формацией.

Маканский рудный район. Соответствует северной части Макан-Гайской подзоны, сложенной вулканитами непрерывной формации, которые частично перекрыты пирокластическими образованиями базальт-андезито-базальтовой формации и более поздними вулканомиктовыми отложениями улутауской свиты (D_{2gv}). Район включает Маканскую (Маканское, Октябрьское, Ташкулинское, Южно-Маканское) и Мамбетовскую группы месторождений и рудопроявлений, недавно открытое Подольское месторождение и ряд рудопроявлений.

Маканская группа месторождений (рудное поле) сложена вулканогенными толщами непрерывной формации, характеризующимися в целом пологим залеганием с погружением под небольшим углом ($10-30^\circ$) на восток и юг. На ряде участков такое залегание нарушается неравномерным распределением мощностей пород андезит-дацитовый и резко расчлененным рельефом кровли андезитобазальтовой толщ. Строение рудного поля осложнено многочисленными дайками дацитового и липарито-дацитового состава, нередко связанными с силлообразными телами сложной морфологии.

Специфика рудного поля в широком развитии в его пределах положительных тектоно-вулканогенных структур биклиального типа. Эти структуры, условия формирования которых в деталях рассмотрены ранее, имеют рудоконтролирующее значение и нередко вмещают промышленные медноколчеданные залежи.

В размещении рудных тел Маканской группы устанавливаются некоторые элементы минеральной и температурной зональности относительно Маканского разлома, рассматриваемые нами как свидетельство его рудоконтролирующей роли (Кривцов и др. 1970). Непосредственно в зоне этого разлома или вблизи от него локализованы залежи I, V и VI, несколько удалена залежь II, а еще восточнее расположены рудные тела Октябрьского и Южно-Маканского месторождений. Максимально удалено к востоку от зоны разлома Ташкулинское месторождение.

При анализе содержаний полезных компонентов в запасах руд по отдельным залежам устанавливается постепенное падение кон-

смяты в локальные антиклинальные складки приразломного характера. Зоны дробления фиксированы разновозрастными интрузивными телами различных фаций глубинности: субвулканическими и гипабиссальными дайками диабазов, дацитов и липарито-дацитов, а также более ранними гипабиссальными габбро-диабазами.

Залежь I имеет форму круто падающей на восток линзы, секущей напластования вмещающих толщ, и ветвится по падению и простирацию. Вблизи нижнего выклинивания она залегает в интрузивных габбро-диабазов, преобразованных в кварц-серицит-хлоритовые метасоматиты. Максимальная мощность залежи установлена в верхней ее части, где она расположена между двумя зонами рассланцевания под экранирующей пачкой туфопесчаников и кремнистых туффитов, смятых в небольшую антиклинальную складку.

Залежь II по структурной позиции существенно не отличается от залежи I. Рудное тело расположено в круто падающей зоне рассланцевания под моноклинально залегающей пачкой туфопесчаников и кремнистых туффитов, ограниченной с востока и запада круто падающими дайками дацитовых порфиритов. Форма залежи обусловлена сочетанием пологой составляющей, расположенной под экранирующей пачкой, и менее мощных круто падающих апофиз лежачего бока, приуроченных к крутым зонам рассланцевания. Руды пологой части тела обладают полосчатой текстурой, возможно унаследованной от пологой (под углом $20-40^\circ$) слоистости замещенных вулканических пород, а руды апофиз лежачего бока характеризуются круто ориентированной полосчатостью (под углом $60-70^\circ$), унаследованной от ориентировки сланцеватости.

Залежь V также тяготеет к зоне Маканского разлома, вмещающей на этом участке тела габбро-диабазов, более поздних липарито-дацитовых порфиров и еще более поздних базальтовых порфиритов и липаритовых порфиров. Залежь V локализована в своеобразном останце вулканических андезито-базальтовой толщи среди тел упомянутых интрузивных пород, испытавших, за исключением наиболее поздних образований, весьма интенсивные гидротермально-метасоматические изменения. Залежь полого падает на восток согласно с ориентировкой слоистости содержащихся внутри рудного тела реликтов пачек кремнистых туффитов. По морфологическим особенностям она близка к залежи II, но расположена на более низком стратиграфическом и гипсометрическом уровне.

Залежь VI несколько смещена к востоку от стержневой части Маканского разлома. Это рудное тело находится в области контакта андезито-базальтовой и андезито-дацитовой толщ, среди двух силлов липарито-дацитов и залегает близгоризонтально в соответствии с ориентировкой напластования, хотя западное выклинивание его, возможно, занимает секущее положение относительно ориентировки слоистости андезито-дацитовой толщи.

Октябрьское месторождение, располагающееся непосредственно к востоку от Маканского, отличается по ряду признаков от других рудных объектов района. Здесь известны три залежи, локализо-

ванные в несколько различной структурной обстановке, хотя все они приурочены к тектоно-вулканогенной положительной структуре, сложенной породами андезито-базальтовой, андезито-дацитовой и липарито-дацитовой толщ (рис. 15).

В составе андезито-базальтовой толщи на участке месторождения преобладают агломераты и глыбовые лавы, слагающие сложное построенное основание разреза. Вышележащая андезито-дацитовая толща отделена от основания невыдержанным горизонтом грубообломочных, плохо отсортированных пород и состоит преимущественно из витрокластических туфов, агломератов и лав андезито-дацитового состава. В липарито-дацитовой толще преобладают лавы и туфы дацитового и липарито-дацитового состава, содержащие горизонт агломератов плагиоклазовых андезито-базальтовых порфиритов мощностью 10—50 м. Липарито-дацитовая толща отделена от нижележащей андезито-дацитовой на участках поднятия кровли последней горизонтами вулканических пород, фациально замещающихся в депрессиях туфами и агломератами. В пределах двух нижних толщ широко проявлено объемное дробление при крайне локальном развитии маломощных крутопадающих невыдержанных зон расланцевания.

Расшифровка структурных особенностей месторождения в значительной степени затруднена широким распространением интрузивных пород субвулканической и гиповулканической фаций глубинности, слагающих тела крайне сложной морфологии. Наиболее ранние по времени внедрения тела андезито-дацитовых порфиритов с перлитовым сложением представлены маломощными крутопадающими дайками. Локально распространены габбро-диабазы, небольшое тело которых прорывает андезито-базальтовую толщу в центральной части месторождения. От 30 до 50% объема пород занимают тела липаритовых порфиритов, образованные сложным сочетанием силлообразных и дайкообразных форм. В наиболее общем случае устанавливается, что крутопадающие части этих тел, расположенные на флангах и в центре структуры, сопровождаются на разных уровнях разреза силлами, проникающими в центральную часть поднятия по границам толщ, а также вулканических и пирокластических образований.

Сложное переплетение крутых тел и силлов этих пород определяет то обстоятельство, что в ряде сечений рудовмещающие вулканы и рудные тела присутствуют среди них в виде изолированных «останцов». Этот жесткий структурный каркас влияет на морфологию более поздних тел базальтовых порфиритов. Последние слагают либо дайки, приуроченные к контактам крутых составляющих липаритовых порфиритов, либо силлообразные тела, расположенные в «окнах» между силлами и крутыми дайками более ранних интрузивных пород. В целом участок Октябрьского месторождения может рассматриваться как синвулканическая положительная структура, ограниченная линейными разрывами, осложненная во внутренних частях зонами объемного дробления и испытывавшая фрагментарный распад при внедрении тел липарито-дацитов.

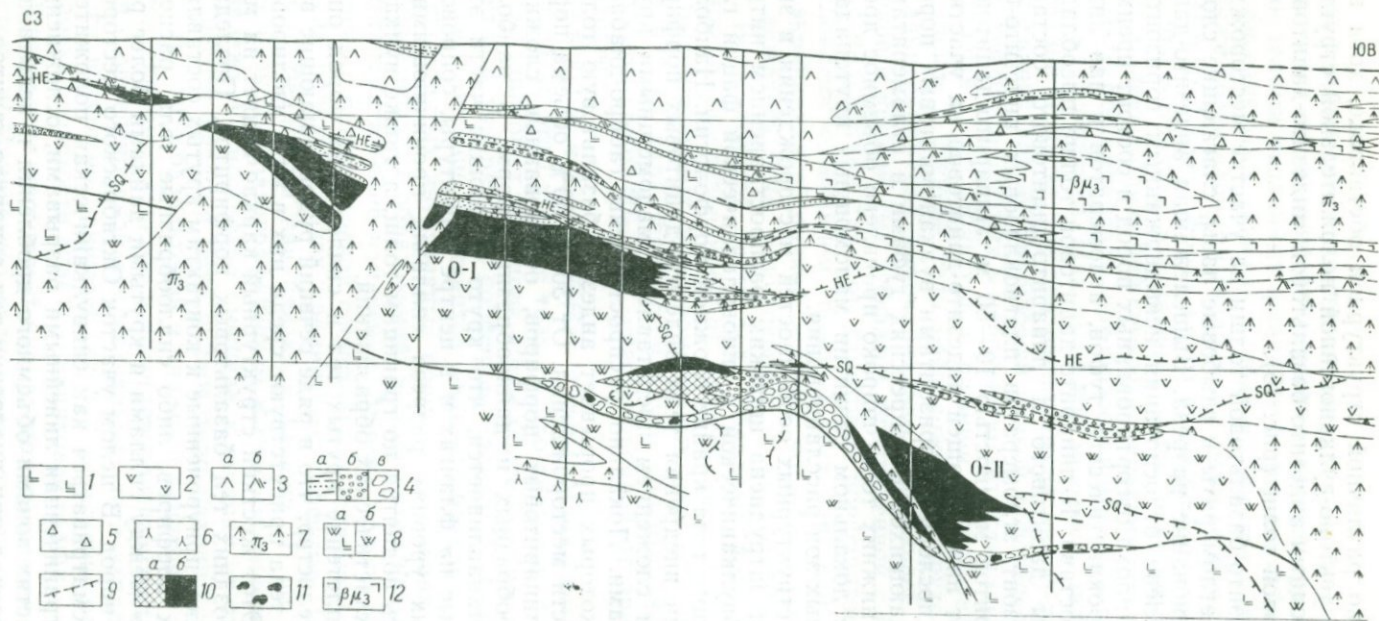


Рис. 15. Геологический разрез залежей 0-I и 0-II Октябрьского месторождения:

Вулканогенные образования непрерывной формации: 1 — андезито-базальтовая пирокластически-эффузивная толща, S_2-D_1c ; 2 — андезито-дацитовая существенно пирокластическая толща, S_2-D_1d ; 3 — липарито-дацитовая эффузивно-пирокластическая толща, S_2-D_1e ; а — лавы, б — туфы; 4 — вулканомиктовые образования: а — туфоалевролиты, б — туфопесчаники, в — туфогравелиты; 5 — туфы андезито-базальтов; интрузивные фации непрерывной формации: 6 — габбро-диабазы, 7 — липарито-дацитовые и липаритовые порфиры; продукты гидротермально-метасоматических изменений: 8 — серицит-кварцевые метасоматиты: а — с реликтами текстур исходных пород, б — без реликтов текстур исходных пород; 9 — границы зон метаморфических и метасоматических преобразований: HE — гематитизации и эпидотизации, SQ — серицитизации и окварцевания; 10 — руды: а — серноколчеданные, б — медноколчеданные и медно-цинковые; 11 — рудокласты; 12 — дайки ба-

На площади Октябрьского месторождения продукты наиболее ранних по времени проявления зеленокаменных и краснокаменных изменений сохранились в породах липарито-дацитово́й толщи, а также в отдельных блоках, сложенных вулканитами андезито-базальтовой толщи. Такая же фрагментарность сохранности характерна и для продуктов гидратации, особенно интенсивно проявленной в пределах андезито-дацитово́й толщи.

На Октябрьском месторождении установлена густая сеть прожилков кварц-гематитового состава, приуроченных к кровле андезито-базальтовой толщи и отсутствующих в вышележащих породах. Эти изменения контролируются указанным уровнем на ряде участков Моканского рудного поля и, по-видимому, связаны с экзогенно-гидротермальными процессами при завершении андезито-базальтовой фазы вулканизма.

Среди продуктов гипогенного выщелачивания, связанных с зонами дробления, часть из которых залечена дайками липаритовых порфиров, выделяются метасоматиты серицит-кварцевого (внутренние зоны) и серицит-хлорит-кварцевого (внешние зоны) состава. Метасоматиты сохраняют текстурные особенности замещенных пород андезито-базальтовой, андезито-дацитовой и липарито-дацитовой толщ, а также габбро-диабазов и во внешних зонах содержат локальные блоки вулканитов, испытывавших предшествующую гипогенному выщелачиванию гидратацию, гематитизацию и зеленокаменные изменения. Кварц-гематитовые прожилки, находящиеся в зонах гипогенного выщелачивания, обычно осветлены с периферии, а гематит частично замещен пиритом.

По данным Н. А. Андрияновой (1972 г.), отношение K_2O/Na_2O в метасоматитах как внешних, так и внутренних зон больше 10, что свидетельствует о близкой интенсивности изменений. Со стороны всякого бока продукты гипогенного выщелачивания сопровождаются зонами переотложения эпидота и гематита, развитых в прожилковых и гнездово-прожилковых формах. Для этой же части разреза характерно появление повышенных содержаний K_2O (отношения K_2O/Na_2O 0,9—0,5 при среднем значении меньше 0,4). Это, по-видимому, объясняется миграцией калия в вышележащие толщи при гипогенном выщелачивании, хотя микроскопическими методами не удается установить изменений количества серицита в данной зоне по сравнению с удаленными от нее участками, где породы испытали только зеленокаменные изменения.

В качестве продуктов собственно околорудных изменений нами рассматриваются серицит-кварцевые метасоматиты, развитые со стороны лежачего бока рудного тела, а также кварц-серицитовые сланцы, распространенные в зонах дробления и характеризующиеся наличием серицита нескольких генераций. Оба типа упомянутых метасоматитов отличаются колебанием отношений K_2O/Na_2O в пределах 9,9—5,0, т. е. обладают более низкими содержаниями K_2O , чем продукты гипогенного выщелачивания. Это обстоятельство, по-видимому, отражает изменение состава растворов в про-

цессе стадийного рудоотложения, сопровождающееся появлением светлых слюд нескольких генераций, в том числе и натровых.

Особого внимания заслуживает рассмотрение особенностей изменения интрузивных пород. Наиболее ранние по времени внедрения габбро-диабазы, так же как и вмещающие породы, преобразованы в зонах гипогенного выщелачивания в метасоматиты серицит-кварцевого, серицит-кварц-хлоритового, реже кварц-хлоритового состава и, следовательно, предшествуют проявлениям гидротермально-метасоматических процессов. Дайки липаритовых порфиров независимо от того, в какой зоне гипогенного выщелачивания они располагаются, обладают одним и тем же составом. Наряду с альбитом, кварцем, хлоритом в них постоянно присутствуют эпидот и серицит. Этот минеральный комплекс оказывается постоянным для всех даек данного типа и является, видимо, результатом автометасоматических изменений.

Отношение K_2O/Na_2O в дайках липаритовых порфиров не превышает 0,4 и близко к данной величине в породах сходного состава, испытавших зеленокаменные изменения. В то же время на Октябрьском месторождении в приконтактных частях даек проявлена интенсивная серицитизация в зонах мощностью до 5—10 см, а в ряде случаев наблюдалось наложение прожилков халькопирита и сфалерита поздних генераций (Кривцов, Шепелев, 1970). Эти данные свидетельствуют о том, что внедрение даек липаритовых порфиров имело место после завершения процессов гипогенного выщелачивания, но до отложения наиболее поздних ассоциаций рудных минералов.

К наиболее поздним по времени проявления принадлежат регионально-метаморфические изменения в условиях пумпеллит-эпидотовой ступени. Этими преобразованиями охвачены верхняя часть разреза вулканитов, а также дайки базальтовых порфиритов и липаритовых порфиров. В последних пумпеллитсодержащие минеральные ассоциации распространены до глубины около 200 м от уровня современного эрозионного среза, что, видимо, отвечает нижней границе развития изменений в условиях пренит-пумпеллитовой фации.

Состав ассоциаций минералов, возникших при рассматриваемом типе преобразований, зависит от состава пород. При повсеместном распространении пумпеллита и эпидота пренит присутствует лишь в вулканитах, обладающих повышенной основностью, в частности в агломератах андезито-базальтового состава, в дайках базальтовых порфиритов, а также в обломках андезитовых порфиритов, присутствующих в липарито-дацитовой толще.

Первая залежь Октябрьского месторождения приурочена к сводовой части охарактеризованной тектоно-вулканогенной положительной структуры и располагается в области контакта андезито-дацитовой и липарито-дацитовой толщ под экранирующей пачкой вулканомиктовых пород, представленных туфогравелитами, туфопесчаниками и тонкообломочными разностями. Сводовая часть

структуры имеет форму валообразного поднятия субмеридионального простирания с падением склонов под углом $10-30^\circ$ и положим погружением на юг. Всякий бок залежи в целом совпадает с поверхностью упомянутого свода; лежащий бок имеет нечеткую границу, поскольку переход от сплошных руд к прожилково-вкрапленным (вначале с промышленным, а затем с непромышленным содержанием меди) имеет постепенный характер. Основная масса руд приурочена к центральной полого залегающей части залежи, где происходит сочленение основного пологого тела и сближенных мощных круто падающих апофиз его лежащего бока.

В целом Первая залежь обладает пластообразной формой и залегаёт согласно с кровлей андезито-дацитовой толщи, а со стороны лежащего бока осложнена непотяженными круто падающими апофизами разнообразной ориентировки и зонами прожилково-вкрапленных руд, развитых в виде шлейфа под центральной частью залежи. При сравнительно простой форме рудного тела разведка его была связана со значительными трудностями в связи с тем, что залежь разобрана на фрагменты телами липарито-дацитов крайне изменчивой морфологии.

Вторая залежь локализована в нижней части разреза андезито-дацитовой толщи, вблизи контакта ее с андезито-базальтовой, подпачкой кремнистых туффитов и туфопесчаников. Особенность Второй залежи в расположении ее над депрессией в кровле андезито-базальтовой толщи. Залежь повторяет все повороты депрессии, протягиваясь над нею на 500—600 м. На южном фланге это рудное тело в поперечном сечении имеет воронкообразную форму из-за наличия со стороны лежащего бока мощных крутых апофиз, приуроченных к зонам дробления.

Третья залежь представляет собой пластообразное тело барит-галенит-сфалеритовых руд, расположенное внутри липарито-дацитовой толщи, в лежащем боку горизонта агломератов андезито-базальтового состава. Мощность рудного тела не превышает 1,5—2 м.

Кроме охарактеризованной в залежах сульфидная минерализация присутствует на месторождениях и в иных формах. В ряде горизонтов вулканомиктовых пород, в пределах андезито-дацитовой толщи, а также у ее основания встречаются обломковидные обособления существенно пиритового состава. Природа подобных образований, как известно, по-разному трактуется различными исследователями (М. Б. Бородаевская, 1962 г.; С. Н. Иванов, С. А. Рокачев, 1969 г. и др.). В условиях рассматриваемого рудного поля обломковидные обособления существенно пиритового состава характеризуются следующими особенностями:

1. Обломковидные обособления встречаются как в вулканомиктовых породах, так и в фациально замещающих их горизонтах литовитрокластического материала в пределах андезито-дацитовой толщи.

2. Частота встречаемости и размер обломковидных обособлений находятся в прямой зависимости от доли и размеров обломков

пород. При этом увеличение доли литокластов в продуктах перемыва лито-, витро-, литовитрокристаллокластических туфов и агломератов сопровождается повышением частоты встречаемости обломковидных обособлений.

3. При наличии в горизонтах туфов и вулканомиктовых образований окисленных с поверхности обломков пород существенно пиритовые обособления наиболее крупных размеров (до 5—7 см) содержат на периферии каймы гематитизации шириной до 1 см, а более мелкие (до 1—2 см) почти во всем объеме замещены гематитом.

4. Обломковидные обособления существенно пиритового состава встречаются ниже лежащего бока рудных залежей, отмечаются на близких с ними уровнях, но отсутствуют выше кровли рудных тел.

Приведенные данные свидетельствуют о том, что обломковидные обособления пирита на Маканском рудном поле представляют собой продукты разрушения ранее возникших рудных залежей в процессе более поздней вулканической деятельности, как это предполагается В. А. Прокиным (1973) для Сибайского месторождения. Учитывая положение рудокластов в разрезе вулканогенных толщ, следует считать, что они являются фрагментами вулканогенно-осадочных рудных тел, сформированных в завершение ранних периодов вулканизма, вероятно, до отложения промышленных руд.

Косвенно этот вывод подтверждается тем, что в кровле андезито-базальтовой толщи на контакте с вышележащей андезито-дацитовой развиты прерывистые линзы кварц-гематитового материала, сопровождающиеся со стороны лежащего бока зонами прожилково-штокверковой гематитизации. Эти линзы в пределах Маканского рудного поля занимают строго определенное стратиграфическое положение и, видимо, представляют собой вулканогенно-осадочные образования, сформированные в завершение андезито-базальтовой стадии вулканизма в условиях высокого потенциала кислорода. Обломки этих кварц-гематитовых пород присутствуют в вулканомиктовых образованиях совместно с рудокластами на разных уровнях разреза.

Вывод о том, что рудокласты представляют собой наиболее древние из проявлений колчеданной минерализации, подтверждается также наложением на вмещающие их обломочные породы сфалерит-халькопиритовой и барит-клеюфановой минерализации. Так, прожилки клеюфана с баритом и халькопиритом развиты по цементу вулканомиктовых пород, в составе которых на том же литолого-стратиграфическом уровне встречаются и рудокласты. Вполне вероятно, что при формировании рудных тел материал ранее возникших рудокластов мог быть мобилизован и переотложен на более высоких уровнях. Это предположение частично подтверждается тем фактом, что на Октябрьском месторождении в зонах интенсивного развития халькопирит-пиритовых прожилков в вулканомиктовых горизонтах рудокласты не встречаются, хотя они и

присутствуют на том же литолого-стратиграфическом уровне на удалении от указанных зон.

Таким образом, первые из известных на месторождении проявлений колчеданной минерализации предшествуют накоплению пород андезито-дацитово-толщи. Что же касается последующего рудоотложения, то, как было показано, продукты его оказываются наложенными и на завершающую формацию липарито-дацитовую толщу. Верхняя возрастная граница оруденения на месторождении может быть определена по соотношениям его с наиболее поздними интрузиями липаритовых порфиров. В этом отношении решающее значение имеют следующие факты:

1. Апофизы интрузивных тел рассекают рудные залежи на фрагменты. При этом даже самые маломощные из них не несут следов замещения сульфидами.

2. Кварц-плагиоклазовые порфиры липаритового состава не затронуты гипогенным выщелачиванием и метаморфизованы в условиях пренит-пумпеллитовой фации как в зонах серицит-кварцевых метасоматитов, так и за их пределами.

3. На участках развития барит-полиметаллической ассоциации рассматриваемые интрузивные породы содержат секущие прожилки галенит-сфалерит-пиритового и сфалерит-пиритового состава, приуроченные к экзоконтактовым зонам в полосах шириной до 15 см.

4. На участках развития минералов указанной ассоциации экзоконтактовые зоны даек в полосах мощностью до 0,2 м резко обогащены полезными компонентами (В. М. Шепелев, 1974 г.).

Изложенное показывает, что субвулканические интрузии внедрялись после отложения минералов сфалерит-халькопиритовой ассоциации, но до проявления барит-полиметаллической и в этом отношении могут рассматриваться как внутрирудные образования. Поскольку интрузии липаритовых порфиров прорывают основание разреза улутауской свиты (D₂gv), то время завершения отложения минералов барит-полиметаллической ассоциации может быть определено по крайней мере как раннеживетское.

Таким образом, на примере Октябрьского месторождения устанавливается повторение во времени процессов рудообразования с изменением механизма рудоотложения. В ранний период формирования колчеданных руд возникли вулканогенно-осадочные залежи, полностью либо частично разрушенные последующими извержениями. Следующий период характеризуется формированием гидротермально-метасоматического оруденения, наложенного на синвулканические структурные элементы. Наконец, поздний период рудоотложения, следующий за внедрением интрузий, завершающих становление продуктивной вулканогенной формации, отличается формированием барит-полиметаллических руд преимущественно гидротермальным путем.

Мамбетовское месторождение и тяготеющая к нему группа рудопоявлений находятся в юго-восточной части рудного района, где развиты вулканы непрерывной (андезито-базальтовая, анде-

зито-дацитовая и липарито-дацитовая толщи) и слабодифференцированной андезито-базальтовой (андезито-базальтовая толща с горизонтом вулканомиктовых пород и кремнистых туффилов в основании) формаций. Все эти породы образуют моноклинали восточного падения с возрастанием углов от более молодых образований к древним и по направлению к внутренним частям Сагитовского блока. На фоне общего моноклинали залегания вулканиты липарито-дацитового состава образуют локальную асимметричную положительную структуру, в сводовой части которой широко развиты вулканомиктовые породы (туфоконгломераты, туфогравелиты, туфопесчаники). Последние на флангах по падению и простирацию фациально замещаются туфами и агломератами липарито-дацитового состава.

Наиболее значительные нарушения в этом рудном поле — Мамбетовская зона расланцевания и Мамбетовский надвиг. Поскольку надвиговые структуры известны также в Тубинском и Гайском рудных полях, следует остановиться на вопросе о происхождении таких структур.

Мамбетовский надвиг установлен в южной части Макан-Мамбетовского блока, где вулканиты непрерывной формации граничат на западе с осадочной толщей по поверхности, падающей на восток под углом 40—60°. Осадочная толща отнесена к зилаирской свите ($D_2fm - C_{1t_1}$), а вулканогенные образования на востоке содержат в верхней части разреза линзы известняков с фауной эйфеля и перекрываются вулканомиктовыми отложениями живета.

Эти данные, так же как и наличие на контакте вулканитов и осадочной толщи зон дробления, отсутствие в осадочной толще возможных продолжений круто падающих даек дацитового и липарито-дацитового состава, рассекающих вулканогенные образования, свидетельствуют в пользу надвиговой природы рассматриваемого контакта. Время надвиговых перемещений, соответственно, должно быть по крайней мере постфаменским, а амплитуда — не менее 800—1000 м.

Полному принятию этих выводов препятствует ряд данных: по Маканскому разлому, сопряженному с Мамбетовским надвигом, перемещения имеют сбросовый характер; горизонтальная амплитуда постживетских перемещений по поперечным разрывам, ограничивающим южную часть Макан-Мамбетовского блока, не превышает 100 м. Если допустить, что эти перемещения связаны с надвиговыми движениями, то амплитуда последних оказывается почти в 10 раз меньше приведенных выше расчетных значений; напластование вулканогенных пород согласно с поверхностью надвига.

Специальное рассмотрение вопроса о природе надвигов Гайско-го, Мамбетовского и Тубинского рудных полей привело нас к выводу о том, что осадочные толщи, с которыми граничат вулканиты непрерывной формации, слагают часть первичнонаклоненной поверхности накопления, по которой еще до отложения зилаирской свиты происходили надвиговые перемещения, унаследованно про-

явившиеся и в постфаменское время, с амплитудами 100—200 м (Кривцов, 1971₂). Таким образом, Мамбетовский надвиг имеет сложное происхождение и отделяет выходы вулканитов непрерывной формации от выступов их цоколя, частично перекрытого граувакками зилаирской свиты.

Синвулканические надвиговые перемещения жестких блоков вулканогенных пород по пластичному основанию рассматриваются нами как следствие нисходящих движений смежных с востока блоков, сопровождавшихся выдавливанием западных блоков и их смещением к западу. Как видно из рис. 16, амплитуда перемещения блока *Б* по поверхности надвига (*l*) и величина погружения блока *В* по вертикали (*h*) связаны между собой зависимостью $h = l \frac{\sin \beta}{\sin \alpha}$, где α — отклонение границы блоков от вертикали, а β — разность углов падения указанной границы плоскости надвига. Увеличение наклона границы блоков сопровождается ростом значений *l*, которое при 45° равно 2*h*.

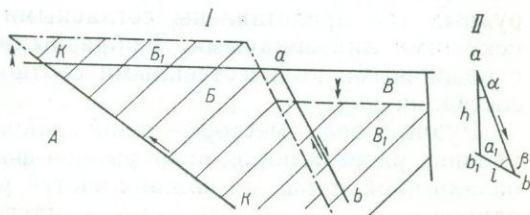
Учитывая, что в позиции блока *В* в рассматриваемом районе располагается Сагитовский блок Ирендыкской зоны, где мощность вулканитов базальт-андезито-базальтовой формации составляет не менее 1000 м, следует считать, что амплитуда перемещений в плоскости Мамбетовского надвига могла варьировать от 1000 до 2000 м. Время этих перемещений отвечает, вероятно, поздним стадиям становления непрерывной — средним стадиям базальт-андезито-базальтовой формаций (Кривцов, 1971₂).

Рудное поле рассматриваемого месторождения приурочено к узкой полосе между Мамбетовским надвигом и Мамбетовской зоной расщепления. В этой полосе развиты тесно сближенные крутые малоамплитудные линейные зоны дробления северо-северо-западного и северо-западного направлений, из которых наиболее значительна Центральная. Большая часть зон дробления фиксирована разновозрастными телами интрузивных пород субвулканической и гипабиссальной фаций глубинности. Среди них широко распространены круто падающие дайки андезитовых, андезито-дацитовых, дацитовых, а также силлообразные тела базальтовых порфиритов, липаритовых порфиритов и андезито-базальтовых порфиритов.

Рудная залежь Мамбетовского месторождения локализована в липарито-дацитовой толще, среди агломератов в лежащем боку пологого тела базальтов, представляющего собой либо поток, либо

Рис. 16. Схема перемещений по Мамбетовскому надвигу.

I: *А* — терригенные отложения (субстрат вулканических сооружений), *Б* — вулканиты непрерывной формации, *В* — вулканиты базальт-андезито-базальтовой формации в Ирендыкской зоне. *КК* — надвиг, *ав* — Ирендыкский разлом; штриховкой показано положение блоков *Б* и *В* после перемещения (соответственно *Б*₁, *В*₁). *II* — см. пояснения в тексте



силл. В основании этого тела участками сохраняются маломощные прослои туффитов и мелкообломочных туфов. Рудовмещающие породы рассечены одной из ветвей Центральной зоны дробления, к которой приурочены интенсивные гидротермально-метасоматические преобразования и круто падающие дайки дацитовых и липарито-дацитовых порфиритов. Верхняя граница рудной залежи в целом совпадает с лежащим боком тела базальтоидов, нижняя нечеткая, что связано с изменением соотношений сульфидов и цементируемых ими обломков пород. Залежь имеет пластообразную форму при наличии маломощных апофиз со стороны лежащего бока, тяготеющих к контакту дайки дацитовых порфиритов.

Касаясь возраста оруденения на Мамбетовском месторождении, следует отметить, что как на его восточном фланге, так и в районе Северо-Мамбетовского рудопроявления в пределах липарито-дацитовой толщи в пачках агломератов неоднократно вскрывались рудокласты маломедистых серноколчеданных руд. Последние как по характеру распространения, так и по степени окисленности весьма близки к рудокластам Октябрьского месторождения и, вероятно, имеют такую же природу. Севернее Мамбетовского месторождения в породах липарито-дацитовой толщи скважинами вскрыты маломощные пропластки тонкослоистых колчеданных руд, обладающих рядом признаков седиментационного происхождения. Этим определяется вывод о синхронности оруденения Мамбетовского месторождения с липарито-дацитовой фазой вулканизма.

* *
*

Рассматривая условия локализации колчеданного оруденения в Маканском районе в целом, следует отметить, что они сходны с таковыми в районах Южного Урала, сложенных породами непрерывной формации, и в первую очередь в Верхнеуральском районе (Бородаевская, Кривцов, 1974₂).

Месторождения и рудопроявления района, контролируясь разломами, ограничивающими отдельные блоки подзоны, приурочены к синвулканическим структурным формам, нарушенным зонами дробления и рассланцевания, которые возникли в период накопления вулканитов продуктивной формации. Депрессии палеорельефа, сводовые части биклиналиных структур, синвулканические разломы, а также их сочетания с литолого-структурными экранами непосредственно вмещают руды. Основные морфологические типы рудных тел представлены согласными субпластовыми залежами, секущими линзовидными, Т-образными и грибовидными телами с различными количественными соотношениями пологих и крутых составляющих.

Рудные тела месторождений района установлены на разных уровнях разреза пород непрерывной формации от кровли андезито-базальтовой толщи до нижних частей разреза липарито-дацитовой, однако наиболее значительные по масштабам промышленные зале-

жи тяготеют к области контакта андезито-дацитово́й и липарито-дацитово́й толщ.

Баймакский рудный район. Выделяется нами в границах Тубинско-Баймакской структурно-формационной подзоны, многочисленные месторождения которой существенно отличаются от типичных для колчеданной формации по вещественному составу руд и условиям локализации, что отмечается в работах В. А. Прокина (1973), П. Ф. Сопко и др. (Колчеданные месторождения..., 1973) и наших (Кривцов, Шепелев, 1970).

Как следует из работ М. И. Исмагилова и М. З. Исмагиловой (1970 г.), В. М. Шепелева (1974 г.), месторождения Баймакского рудного района принадлежат к шести минеральным типам, определяемым различными количественными соотношениями рудных минералов, отвечающих, по данным В. М. Шепелева (1974 г.), разновременным минеральным комплексам (табл. 8).

Таблица 8

Минеральные типы руд Баймакского рудного района

Минеральные типы	Минеральные комплексы и минералы							Примеры месторождений
	Пиритовый	Сфалерит-халькопиритовый		Барит-полиметаллический				
		Пирит	Халькопирит	Сфалерит	Барит	Галенит	Сфалерит	
Пиритовый	.	—	—	—	—	—	—	Каль-Юрттауское Юлалы, Таш-Тау
Сфалерит-халькопирит-пиритовый	.	.	.	+	+	+	+	
Пирит-сфалерит-халькопиритовый	×	.	.	×	×	+	+	Бакр-Тау, Восточно-Кузнецкое Восточно-Семёновское
Пирит-халькопирит-сфалеритовый	×	×	.	×	+	+	+	
Барит-сфалеритовый	+	+	.	.	×	+	+	Балта-Тау
Баритовый	—	—	—	.	+	+	+	Тубаканское, Горная Байкара

Минералы: (.) — определяющие тип; (X) — присутствующие в значительных количествах; (+) — развитые незначительно, (—) — отсутствующие.

Ведущее значение для месторождений района имеет широкое развитие в их рудах минералов поздних комплексов, в частности барит-полиметаллического, тогда как более ранние комплексы, определяющие вещественный состав руд типичных колчеданных месторождений, представлены слабо, а на отдельных объектах вообще отсутствуют. Существенная особенность района — наличие в его пределах молибденовой минерализации, а также широкое проявление процессов баритизации (Колчеданные месторождения..., 1973), мало характерной для других месторождений региона.

По конкретной позиции рудных тел и минерализованных зон среди месторождений района могут быть выделены следующие основные типы: локализованные в зонах рассланцевания эффузивно-пирокластических толщ; приуроченные к благоприятным для замещения горизонтам, сопряженным с зонами рассланцевания; локализованные в эндо- и экзоконтактовых частях интрузивных тел кислого состава, охваченных дроблением и рассланцеванием. Наряду с гидротермально-метасоматическими залежами в районе известны и собственно гидротермальные, представленные баритовыми жилами.

Многие месторождения района с достаточной детальностью рассмотрены в работе П. Ф. Сопко и др. (Колчеданные месторождения..., 1973), поэтому следует остановиться на характеристике лишь тех объектов, которые с наибольшей полнотой отражают разнообразие условий рудоотложения в Тубинско-Баймакской подзоне.

Тубинская группа месторождений расположена в Центрально-Баймакском блоке и объединяет медноколчеданные месторождения Северное, Среднее, Южное, Восточно-Кузнечное и Куртлу-Су-Тау. Данные о геологическом строении этих месторождений, в основной массе отработанных, основываются на исследованиях П. Ф. Иванкина, Г. С. Ильясова, С. А. Юшко, В. Н. Зайцева, П. Ф. Сопко, Г. И. Водорезова, Ф. И. Ковалева, а также на материалах детальных работ, выполненных в рудном поле О. В. Мининной (1972 г.).

Тубинское рудное поле располагается на северном фланге Центрально-Баймакского блока и в целом отвечает площади Тубинского вулканогенного поднятия. В основании последнего глубокими скважинами вскрыта осадочная толща предположительно венлокского возраста, слагающая западное крыло прогиба основания блока. Залегающие на этом основании вулканогенные породы непрерывной формации представлены двумя толщами: базальтовой и андезито-дацитовой. Последняя перекрыта туфовой толщей андезито-базальтового состава, отвечающей нижней подсвите ирендыкской свиты, а выше залегают вулканомиктовая толща, связанная фациальными переходами с верхней подсвитой упомянутой свиты. Более молодые отложения представлены кремнистыми образованиями мукасовского горизонта (D_3fr) и граувакками зилаирской свиты ($D_3fm - C_1t_1$).

Породы интрузивной группы фаций представлены многочисленными дайками дацитовых и менее распространенных андезито-дацитовых, андезито-базальтовых и базальтовых порфиритов, возрастные взаимоотношения которых остаются невыясненными. На западном фланге рудного поля располагается крупное тело липарито-дацитовых порфиритов, образованное сложным сочетанием маломощной крутой части с ветвящимися по восстанию многоярусными силлообразными апофизами.

Основная часть Тубинского вулканогенного поднятия сложена вулканитами базальтовой толщи, палеорельефом кровли которого

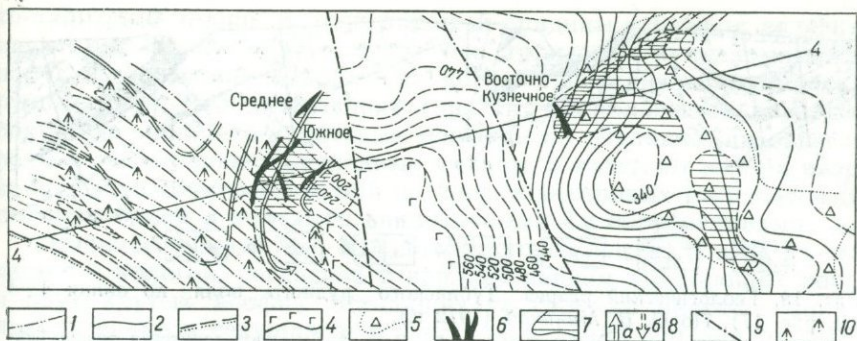


Рис. 17. План изогипс основных структурных поверхностей Тубинского рудного поля. По О. В. Мининой (1972 г.).

Изогипсы толщ: 1 — осадочной, S_{1w} , 2 — базальтовой; границы выхода толщ на поверхность: 3 — осадочной, 4 — базальтовой; 5 — площади развития лахаровых образований; 6 — колчеданные и колчеданно-полиметаллические руды; 7 — проекции рудных тел на поверхность; 8 — осевые линии депрессий: а — установленные, б — предполагаемые; 9 — разрывные нарушения; 10 — липарито-дацитовые порфиры

определяется размещение фаций и мощностей перекрывающей андезито-дацитовой толщ. Это поднятие, расположенное на наклонном к востоку основании, обладает асимметричным строением, определяемым близгоризонтальным залеганием пород в западной части и относительно крутым ($30-40^\circ$) их наклоном в восточной. Кровля базальтовой толщ при движении к восточному флангу поднятия постепенно выглаживается (до $5-15^\circ$). Рельеф поверхности базальтовой толщ имеет сложный характер и определяется чередованием ряда субширотных желобообразных выступов и впадин, платообразных участков и изометричных депрессий (рис. 17).

Максимальные мощности пород андезито-дацитовой толщ приурочены к отрицательным элементам палеорельефа основания, которые, так же как и разнообразные перегибы, контролируют размещение пачек лахаровых фаций. Последние наиболее широко распространены на восточном фланге Тубинского поднятия, где они слагают конусовидный шлейф, расширяющийся с запада на восток по склону поднятия и выклинивающийся на субмеридиональном прогибе основания.

Двумя крутыми субмеридиональными нарушениями восточного падения (под углом $70-80^\circ$), к которым приурочены дайки кислого состава, Тубинское поле разделено на Западный, Центральный и Восточный блоки. По этим разрывам, имеющим синвулканическое заложение и подновленным в послезилаирское время, установлены взбросовые перемещения восточных блоков относительно западных, что может быть связано с движениями по Тубинскому надвигу. Месторождения рудного поля контролируются упомянутыми разломами, с которыми сопряжены зоны расланцевания и гидротермально-метасоматических изменений.

Восточно-Кузнецкое месторождение расположено в пределах Восточного блока и приурочено к южному склону субширотного

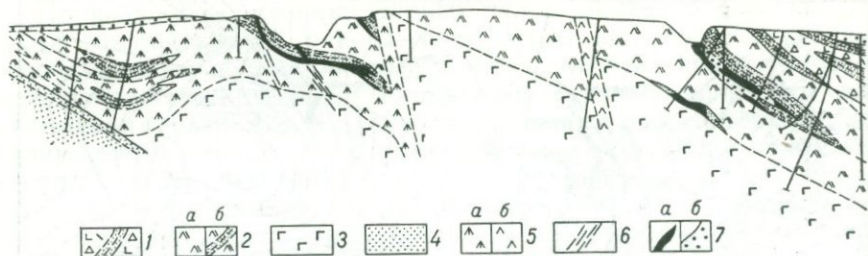


Рис. 18. Геологический разрез Тубинского рудного поля по линии 4—4 (см. рис. 17). По О. В. Мининой (1972 г.).

1 — нижняя подсвита ирендыкской свиты, D_1 — D_{2a} ; 2 — андезито-дацитовая толща баймак-бурибайской свиты, S_{ab} : а — кристалловитротуфы, б — лахаровидные породы; 3 — базальтовая толща баймак-бурибайской свиты, S_{2a} ; 4 — осадочные образования сакмарской свиты, S_{1w} (?); 5 — интрузивные образования: а — липарито-дацитовые порфиры, б — дацитовые порфиры; 6 — зоны рассланцевания; 7 — колчеданно-полиметаллические руды: а — массивные, б — вкрапленные

валообразного поднятия в основании андезито-дацитовой толщи. Месторождение состоит из трех основных рудных залежей, локализованных в горизонтах лахаровых пород, залегающих на разных уровнях внутри андезито-дацитовой толщи и падающих под углом 10—40°. Наиболее крупная Центральная линза располагается в средней части разреза андезито-дацитовой толщи, а две другие залежи располагаются выше и ниже по разрезу. Одна из них приурочена к области контакта базальтовой и андезито-дацитовой толщ, а другая — к кровле последней.

Все залежи имеют форму полого падающих линз, располагающихся согласно с вмещающими породами. Длина их по падению превышает длину по простиранию, а ориентировка длинных осей близка к ориентировке депрессий и выступов в рельефе основания андезито-дацитовой толщи (рис. 18).

К Восточно-Кузнечному месторождению относится также Южно-Кузнечная залежь, представленная шестью разобщенными линзообразными телами, залегающими согласно с вмещающими породами. Все залежи локализованы в пачках лахаровых пород и в соответствии с их положением находятся на разных литолого-стратиграфических уровнях.

Рудовмещающие горизонты состоят из разнородных по составу, размерам и степени окатанности обломков, сцементированных тонкообломочным материалом. Они нередко представлены несколькими слоями, различающимися размерами и степенью сортировки материала: слои мелко- и тонкообломочных вулканомиктовых пород чередуются со слоями несортированных образований лахарового типа, содержащих разные по составу обломки размером от первых миллиметров до 3—10 см и более. Рудным веществом обычно замещены мелкообломочные разности, тогда как в грубообломочных присутствует убогая минерализация, развитая в количественно подчиненном цементе.

Южное месторождение расположено в Западном блоке рудного поля и приурочено к асимметричной впадине в основании андези-

то-дацитовый толщи. В пределах этой впадины в разрезе андезитодацитовый толщи присутствуют два горизонта вулканомиктовых пород, в основании каждого из которых локализованы основные рудные тела. Рудовмещающий горизонт располагается висячем боку тела липарито-дацитовых порфиритов. Вулканомиктовые породы не выполняют наложенные мульды, а залегают внутри разреза андезитодацитовый толщи на уровне лахаровых горизонтов Восточного блока и являются аналогичными им образованиями.

Основное рудное тело Южного месторождения состоит из двух частей — пологой, согласной с напластованием вмещающих пород, и двух крутых апофиз, отходящих со стороны висячего бока и приуроченных к секущим зонам расщеливания. По минеральному составу, текстурным и структурным особенностям руды Южного месторождения аналогичны рудам Восточно-Кузнецкого месторождения, в них также четко видны реликты обломочного строения замещенных пород. По данным Г. С. Ильясова (1956 г.), руды представлены баритизированным кварцевым альбитофиром брекчиевидной текстуры типа лавовых брекчий. А. Х. Иванов (1957 г.) считает, что сульфиды и барит замещают мелкозернистый цемент вулканических брекчий.

Приуроченность рудного тела к области верхнего контакта тела липарито-дацитовых порфиритов, внедрившегося в пачку вулканомиктовых пород, допускает возможность замещения рудным веществом образований двух типов. С одной стороны, минерализация развивалась по эндоконтактной зоне тела липарито-дацитовых порфиритов, представленной автомагматическими брекчиями, а с другой — приуроченность тела к подошве пачки вулканомиктовых пород не исключает возможности замещения рудным веществом лахаровых образований, как это имеет место на Восточно-Кузнецком месторождении.

Месторождение Куртлу-Су-Тау, расположенное в юго-восточной части рудного поля, представлено круто падающей линзой баритовых руд, приуроченной к висячему боку дайки липарито-дацитовых порфиритов. Последняя пересекает вулканы андезитодацитовый толщи и располагается в зоне разрывного нарушения, разделяющего Центральный и Восточный блоки рудного поля. Собственно рудовмещающие породы принадлежат к андезитодацитовый толще, представленной туфовыми фациями.

Приведенные данные показывают, что в Тубинском рудном поле при наложенности оруденения на весь разрез пород непрерывной формации и рассекающие его тела липарито-дацитовых порфиритов устанавливается отчетливая приуроченность рудных тел к горизонтам и пачкам лахаровидных обломочных пород, контролируемым палеорельефом поверхности вулканогенного поднятия.

Восточно-Семеновское и Ново-Семеновское месторождения совместно с Семеновским, Северо-Семеновским, Юлалинским, Балта-Тау и Тубакинским месторождениями располагаются в Юлалинско-Семеновском рудном поле, совпадающем с Восточно-Баймакским структурно-формационным блоком (Кривцов, Шепелев, 1970).

На этой площади развиты вулканиды непрерывной формации, принадлежащие к андезито-дацитово-пирокластической (с пирокластической и лахаровой подтолщами) и липарито-дацитово-пирокластической толщами. Породы интрузивной группы фаций представлены кварц-роговообманковыми липарито-дацитовыми, базальтовыми, кварц-пироксеновыми андезито-дацитовыми, пироксен-плаггиоклазовыми андезито-базальтовыми порфиридами и менее распространенными диоритами. Все эти породы слагают круто падающие на восток дайки, реже тела сложной морфологии.

Участок расположен на восточном склоне слабодислоцированной Юлалинско-Семеновской вулканогенной гряды и характеризуется сложными условиями залегания пород. Пирокластическая подтолща андезито-дацитовой толщи сложена преимущественно кристалловитрокластическими туфами с широким развитием продуктов спекания, а углы падения пород изменяются от 30 до 60° на восток. Выше лежащая лахаровая подтолща связана с нижней постепенными переходами и характеризуется крайне неоднородным фациальным составом при высокой изменчивости мощностей отдельных пачек.

В строении подтолщи участвуют туфы дацитового состава, связанные постепенными переходами с пачками «пестрых» туфов, содержащих обломки базальтового, андезито-базальтового, андезито-дацитового состава, а также обломки габбро-диоритов и диоритов. Очень широко распространены обломочные, плохо отсортированные породы, сменяющие пирокластические пачки по падению и обладающие тем же составом обломков. Наиболее часты пачки туфоконгломератов, содержащие прослои, а иногда чередующиеся с прослоями, туфопесчаников и туфогравелитов. Мощность подтолщи увеличивается в северо-северо-восточном направлении с возрастанием углов падения от 10 до 60°.

В выше лежащей дацитовой толще резко преобладают краснокаменно измененные лавы дацитовых порфиритов. Нижний контакт этой толщи в целом ориентирован более полого, чем напластование в лахаровой подтолще, что наряду с различным простиранением границающих толщ свидетельствует о наличии перерыва между соответствующими фазами вулканизма, различающимися характером рельефа поверхностей накопления. Обе толщи рассечены двумя субмеридиональными зонами расланцевания, контролирующими размещение субвулканических интрузий и кварц-серицитовых метасоматитов.

Ново-Семеновское месторождение приурочено к зоне расланцевания и представлено жильными телами массивных и вкрапленных руд мощностью в первые метры, протягивающимися по падению с перерывами до 100 м. Эти рудные тела залегают согласно с вмещающими зонами расланцевания, пересекающими как эффузивно-пирокластические толщи, так и силлообразные тела липарито-дацитовых порфиритов.

Рудные залежи Восточно-Семеновского месторождения контролируются зонами расланцевания, однако в локализации рудной

минерализации существенное значение имеет литологический состав пород. Так, Вторая залежь месторождения объединяет линзообразные тела массивных и вкрапленных руд, локализованных в породах лахаровой пачки, которые рассланцованы с различной интенсивностью. Массивные руды отчетливо контролируются пачками туфопесчаников и туфогравелитов, залегая согласно с ними, а вкрапленные развиты либо в цементе туфоконгломератов, либо в рассланцованных витрокластических туфах.

Основная линза Третьей залежи также приурочена к пачке туфопесчаников, располагающейся под литокристалловитрокластическими туфами, которые преобразованы в серицит-кварцевые и кварц-серицитовые метасоматиты. Висячий бок этой линзы имеет резкий характер, а лежащий определяется постепенным переходом массивных руд в непромышленные вкрапленные (рис. 19).

В целом на Восточно-Семеновском месторождении рудная минерализация локализована на разных уровнях лахаровой подтолщи, но лишь в тех ее частях, которые охвачены интенсивным рассланцеванием. При этом рудные тела имеют форму либо жиллообразных тел, секущих напластование, либо согласных линзовидных залежей. Наиболее значительные концентрации сульфидов контролируются пачками туфопесчаников, пересекаемых зонами рассланцевания либо примыкающих к ним. Эта избирательная приуроченность оруденения рассматривается нами как следствие трансформации состояния рудоносных растворов на границах различных по проницаемости сред и объясняется особенностями гранулометрического состава обломочных пород лахаровой подтолщи, из которых туфопесчаники представляются более благоприятными для замещения, чем туфоконгломераты, высокопроницаемый мелкообломочный цемент в которых количественно резко подчинен крупным обломкам.

Месторождение Балта-Тау существенно отличается от других объектов района прежде всего тем, что его рудные тела локализованы не в породах непрерывной формации, а в интрузивном теле кварц-пироксеновых порфиритов, прорывающем отложения нижней подсвиты ирендыкской свиты ($D_1 - D_2e_1a$).

Непосредственно на площади месторождения туфовые фации андезито-базальтового состава с перемежающимися вулканомиктовыми образованиями, принадлежащие к базальт-андезито-базальтовой формации, слагают симметричную брахиантиклинальную складку, осложненную на востоке локальной синклиналию. По мере удаления от сводовой части брахиантиклинали устанавливается замещение вулканомиктовых образований туфовыми фациями с возрастанием мощностей последних, что может рассматриваться как свидетельство синвулканического происхождения брахиантиклинали.

В ядерной части последней располагается интрузивное тело кварц-пироксеновых порфиритов, тяготеющее к зоне Западно-Ирендыкского разлома и выделяющееся под названием Балта-Тауского массива. Этот массив обладает сложной морфологией, обуслов-

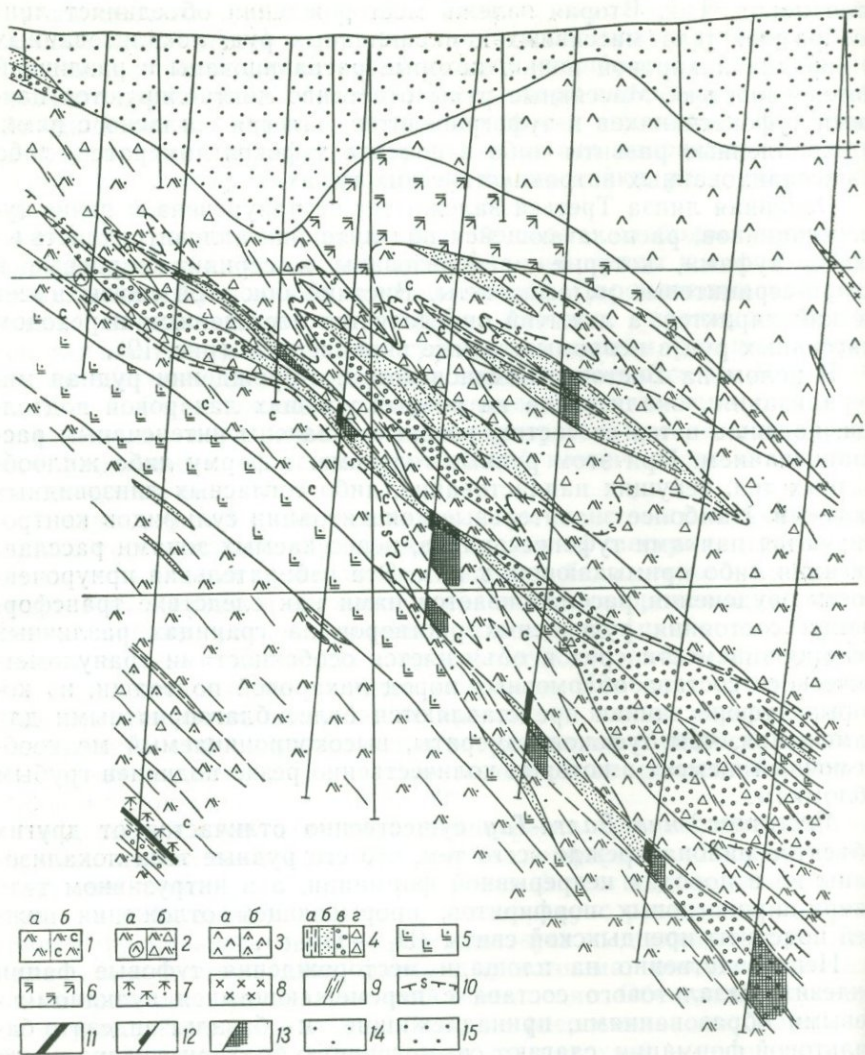


Рис. 19. Геологический разрез Третьей залежи Восточно-Семеновского месторождения:

Вулканогенные образования андезито-дацитовой толщи непрерывной формации: 1 — кристалловитрокластические туфы, S_2-D_1d (а) и продукты их спекания (б), 2 — литокристалловитрокластические туфы с обломками дацитовых порфиритов: а — с редкими, б — с многочисленными, S_2-D_1d , 3 — лавы дацитовых порфиритов: а — плагиоклазовых, S_2-D_1d , б — кварц-плагиоклазовых; 4 — пачки лахаровидных пород: а — туфоалевролиты, б — туфопесчаники, в — туфогравелиты, г — туфоконгломераты; интрузивные образования: 5 — пироксен-плагиоклазовые андезито-базальтовые порфириты, 6 — пироксен-плагиоклазовые базальтовые порфириты, 7 — кварц-пироксен-плагиоклазовые порфириты андезито-дацитового состава, 8 — диориты, 9 — зоны расщелачивания; 10 — границы зон серицитизации; 11 — рудные тела; 12 — рудные интервалы по данным опробования; 13 — рудные интервалы по данным документации керна; 14 — рассеянная (фоновая) вкрапленность пирита; 15 — мезо-кайнозойские отложения и кора выветривания нерасчлененные

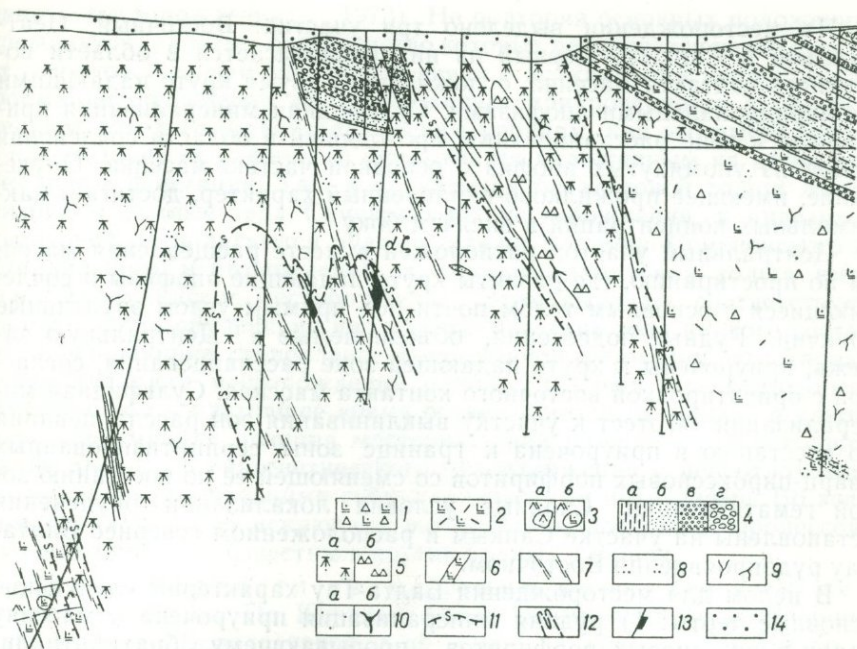


Рис. 20. Геологический разрез месторождения Балта-Тай:

Вулканогенные образования базальт-андезито-базальтовой формации: 1 — агломераты, D₁—D_{2e}, 2 — туфы пироксен-плагиоклазовых порфиритов; 3 — кристалловитрокластические туфы: а — с обломками кварц-пироксен-плагиоклазовых порфиритов, б — с обломками пироксен-плагиоклазовых порфиритов; 4 — вулканомитовые образования: а — туфоалевролиты, б — туфопесчаники, в — туфогравелиты, г — туфоконгломераты; интрузивные фации базальт-андезито-базальтовой формации: 5 — кварц-пироксен-плагиоклазовые порфириты: а — массивные, б — брекчиевидного сложения (эруптивные брекчи); 6 — пироксен-плагиоклазовые порфириты; 7 — зоны рассланцевания; гидротермально-метасоматические изменения: 8 — гематитизация и пумпеллитизация, 9 — штокверково-прожилковая гематитизация, 10 — пиритизация: а — рассеянная (фоновая), б — прожилковая, 11 — границы зон серицитизации; 12 — контуры рудных тел; 13 — рудные интервалы по данным отпробования; 14 — мезо-кайнозойские отложения и кора выветривания, нерасчлененные

ленной приуроченностью его к зоне субмеридионального разлома и сопряженных с ним разрывов северо-западного и юго-западного простираний, а также зависимостью формы его апикальных частей от положения слоистости вмещающих пород (рис. 20).

В центральной части месторождения западные контакты массива круто наклонены к востоку, а восточные совпадают с ориентировкой напластования при наличии маломощных круто падающих апофиз, отходящих от силообразной части. С этими апофизами пространственно связаны зоны автомагматических брекчий, которые распространены также на участках резкого изменения ориентировки контактов массива по падению и простиранию.

Рудные тела месторождения тяготеют к участку пережима мощности массива, располагаясь вблизи южного замыкания брахиантиклинали, и контролируются зонами рассланцевания, в пределах которых вмещающие кварц-пироксеновые порфириты испытали окварцевание и серицитизацию различной интенсивности.

На месторождении выделено три участка: Восточный, Центральный и Санкым. Первый из них располагается в области восточного контакта массива, осложненного двумя круто падающими субмеридиональными апофизами. Сульфидная минерализация приурочена к зоне рассланцевания, проходящей в области сочленения одной из упомянутых апофиз с основной частью массива. Оруденение, имеющее прожилково-вкрапленный характер, достигает максимальных концентраций в висячем боку.

Центральный участок расположен в месте расщепления массива по простиранию, где развиты круто падающие апофизы и сочленяющиеся с основным телом почти под прямым углом эруптивные брекчии. Рудные подсечения, объединяемые в Центральную залежь, приурочены к круто падающей зоне рассланцевания, согласной с ориентировкой восточного контакта массива. Сульфидная минерализация тяготеет к участку выклинивания зон рассланцевания по восстанию и приурочена к границе зоны серицитизированных кварц-пироксеновых порфиритов со сменяющей ее по восстанию зоной гематитизации. Сходные условия локализации оруденения установлены на участке Санкым и расположенном севернее Балта-Тау рудопоявлении Восточном.

В целом для месторождения Балта-Тау характерны следующие основные черты: 1) рудная минерализация приурочена к массиву кварц-пироксеновых порфиритов, прорывающему брахиантиклиналь синвулканического происхождения; 2) сульфидная минерализация контролируется зонами рассланцевания, развитыми на участках осложнения морфологии массива, где распространены автомагматические брекчии; 3) рудная минерализация тяготеет к висячим бокам зон рассланцевания, их выклиниваниям по восстанию и достигает высокой концентрации на границе зон серицитизации и гематитизации.

Тубакинское жильное баритовое месторождение, ныне отработанное, не имеет аналогов в колчеданосных районах Южного Урала. Оно располагается на южном замыкании Юлалинско-Семеновской антиклинали и приурочено к локальной положительной структуре с пологим (под углом 15—20°) падением восточного и крутым (70°) западного крыльев. На площади месторождения развиты лавы и кристалловитрокластические туфы липарито-дацитовый толщи, перекрытой на западном фланге горизонтом туфов андезито-базальтового состава, выше которого залегают вулканомиктовые породы улутауской сьиты. Западное крыло положительной структуры осложнено круто падающей зоной рассланцевания, охватывающего все указанные породы. Эта зона рассланцевания вмещает баритовые жилы, развитые в липарито-дацитовой толще, которая также охвачена проявлениями баритизации.

* *
*

Основные закономерности размещения месторождений Баймакского района подробно проанализированы П. Ф. Сопко и др. (Колче-

данные месторождения... , 1973). Не повторяя основных положений упомянутой работы, большинство которых разделяется нами, следует отметить, что при отчетливой связи с вулканитами непрерывной формации оруденение не обнаруживает приуроченности к определенным литолого-стратиграфическим уровням, как это имеет место в рассмотренных районах, а оказывается наложенным на весь разрез пород формации. Так, в вулканитах базальтовой толщи локализованы рудные тела Семеновского месторождения, в андезитодацитовой располагаются рудные залежи Восточно-Семеновского и Юлалинского месторождений, а липарито-дацитовая толща вмещает Тубакаинское месторождение. Этим выводам соответствует наложенность оруденения на субвулканические тела кислого состава, завершающие становление непрерывной формации, что характерно для ряда месторождений района, включая рассмотренные. Вместе с тем в настоящее время остается неясным вопрос, в какой мере современная позиция месторождений района отражает сочетание процессов сингенетического рудоотложения с переотложением руд в связи с поздними субвулканическими интрузиями. Во всяком случае трудно исключить возможность последних процессов, признаки которых известны в других рудных районах.

Закономерности размещения колчеданных месторождений. По Южному Уралу этому вопросу посвящены работы М. Б. Бородаевской и др. (1969 г.; Типы..., 1973 и др.), Г. Ф. Яковлева и др. (Палеозойский вулканизм..., 1968), В. А. Прокина (1973) и других геологов. Результаты работ упомянутых исследователей учтены в последующем изложении, основанном на материалах предшествующих глав данной работы.

Колчеданные месторождения региона располагаются в тех подзонах и блоках Тубинско-Гайской внутренней зоны, основной объем которых сложен вулканитами непрерывной либо контрастной формации при отсутствии или сокращенном развитии пород базальт-андезито-базальтовой формации, обычно представленных удаленными фациями.

Наибольшее число месторождений содержат те подзоны и блоки, которые примыкают к барьерной зоне Западно-Магнитогорской островной дуги. В пределах колчеданосных подзон и блоков месторождения тяготеют к фланговым частям, к зонам ограничивающих их разломов синвулканического заложения. При этом отмечается большая частота встречаемости месторождений у восточных ограничений блоков, чем у западных, что особенно наглядно устанавливается на примере Баймакского района.

В размещении месторождений в пределах всего региона устанавливаются элементы асимметричной горизонтальной минеральной зональности, наблюдающейся при движении на северо-восток и выражающейся в изменении вещественного состава руд месторождений. Выделяются три зоны месторождений, имеющие северо-западную ориентировку и занимающие кососекущее положение по отношению к генеральному простиранию структур региона: юго-

западная, где в составе руд месторождений ведущее значение имеют серноколчеданные и медноколчеданные, а медно-цинковые резко подчинены; центральная, месторождения которой характеризуются более высокими содержаниями Cu, Zn, Pb, а цинковые и медно-цинковые руды составляют от 1/3 до 2/3 объема отдельных залежей; северо-восточная, к которой принадлежат месторождения Баймакского района с существенно более высокими содержаниями Zn и Pb, чем в месторождениях других зон, и наличием молибденовой минерализации.

Эта зональность совпадает по ориентировке с трансуральскими субширотными и северо-западными глубинными разломами, определяющими поперечно-блоковое строение Урала (Огаринов, 1973), и, поскольку она не зависит от расположения структур верхних частей земной коры и не отражает вертикальную зональность, может связываться с особенностями глубинного строения региона.

На фоне рассмотренной зональности в отдельных частях региона наблюдается зональность более высокого порядка, выражающаяся в смене состава руд месторождений, аналогичной рассмотренной для центральных частей блоков и ограничивающих их разломов, например Юлалинско-Семеновское рудное поле и Маканская группа месторождений.

В подзонах, образованных вулканитами контрастной формации, месторождения тяготеют к склонам вулканогенных поднятий, располагаясь вблизи центров кислого вулканизма. В подзонах же, сложенных породами непрерывной формации, месторождения контролируются флангами вулканогенных гряд, центрами извержений кислого материала (моногенные и полигенные постройки), зонами синвулканических разломов, нередко фиксированных телами липарито-дацитовых и липаритовых порфиров.

Месторождения в целом занимают достаточно определенное положение в разрезе вулканитов контрастной и непрерывной формаций, будучи приуроченными к их верхним частям. Так, в Бурибайском районе колчеданные залежи приурочены к вариолитовой толще и контролируются отдельными литолого-стратиграфическими уровнями в ее пределах. В Маканском районе все известные залежи располагаются в относительно узком литолого-стратиграфическом диапазоне — от основания андезито-дацитовой толщи до нижних частей разреза липарито-дацитовой толщи, и отчетливо контролируются подошвой и кровлей андезито-дацитовой толщи. Исключение в этом отношении — рудные тела Баймакского района, обнаруживающие отчетливую связь с интрузиями кислого состава, завершающими непрерывную формацию и располагающимися на различных литолого-стратиграфических уровнях.

Литолого-стратиграфический контроль оруденения рассматривается нами как свидетельство временной близости колчеданообразования к периодам накопления определенных составляющих формаций, что показано в предшествующих разделах. При одновременности продуктивных формаций связанное с ними колчеданное оруденение характеризуется длительным периодом формирования.

отвечающим поздним стадиям становления формаций. В Бурибайском рудном районе наиболее ранние проявления колчеданообразования связаны с завершением основного — началом кислого вулканизма и выражаются в формировании сингенетических залежей, а более поздние — с завершением кислого вулканизма и представлены секущими гидротермально-метасоматическими залежами, близкими по времени к кислым интрузиям, которые завершают продуктивную формацию.

В Маканском рудном районе процессы колчеданообразования также начинаются гидротермально-осадочным рудоотложением, приуроченным к началу андезито-дацитового вулканизма, и сменяются гидротермально-метасоматическим рудоотложением на стадии липарито-дацитового вулканизма, сочетающимся на отдельных участках с формированием гидротермально-осадочных руд. Поздние проявления оруденения выражены в отложении свинецсодержащих цинковых и медно-цинковых руд собственно гидротермальным путем после внедрения интрузий липаритовых порфиров, завершающих непрерывную формацию. Подобная приуроченность колчеданного оруденения к отдельным составляющим продуктивных формаций и эволюция во времени форм рудоотложения не характерна для известных месторождений Баймакского рудного района, где оруденение обнаруживает тесную временную связь с поздними субвулканическими телами, является гидротермально-метасоматическим и гидротермальным (Колчеданные месторождения..., 1973), обладает колчеданно-полиметаллическим составом при наличии проявлений молибденовой минерализации.

Эволюция процессов колчеданообразования от гидротермально-осадочных через гидротермально-метасоматические к собственно гидротермальным, устанавливаемая как в отдельных подзонах, так и во всем регионе для времени становления слагающих его продуктивных формаций, сопровождается изменением состава продуктов рудоотложения от собственно колчеданных и медноколчеданных к медно-цинковым и цинковым с повышенными содержаниями Pb. Изменения во времени форм рудоотложения и состава его продуктов на Урале, в Курило-Камчатской и Японской островных дугах аналогичны (Власов, 1973), что еще раз подтверждает сходство рассматриваемой части Урала с геоструктурами сопряжения океанов и континентов.

Связь колчеданного оруденения региона с различными по природе процессами и приуроченность к нескольким периодам развития формаций, различающимся по природе и степени сформированности синвулканических структур, определяет широкое разнообразие рудовмещающих структур и морфологических типов колчеданных залежей.

Гидротермально-осадочные залежи приурочены к синвулканическим депрессиям и обладают субпластовой формой при наличии маломощных апофиз со стороны лежащего бока. Гидротермально-метасоматические залежи локализованы: в круто падающих зонах расщепления (секущие линзообразные тела); в участках соче-

тания синвулканических зон дробления с экранирующими горизонтами и пачками пород, благоприятных для замещения, что в целом характерно для сводовых частей биклиналильных структур (Т-образные и грибовидные залежи); в зонах сочетания разломов различного падения и простираания (сундучные залежи); в экзо- и эндоконтактных частях субвулканических тел, подвергшихся дроблению (залежи сложной морфологии); в трещинах отрыва и полостях отслаивания (жилообразные тела).

Колчеданные месторождения региона связаны с продуктами натровой серии базальтоидного магматизма и приурочены к областям проявления зеленокаменных изменений, поскольку они входят в совокупность процессов, характерных для данной серии. Колчеданные залежи располагаются в полях развития метасоматитов серицитолитовой формации, которые наложены либо непосредственно на продукты зеленокаменных изменений, либо на продукты предшествующей пропицитизации.

Вывод о наложенности колчеданного оруденения на зеленокаменные изменения справедлив лишь в отношении вулканогенных пород, непосредственно вмещающих рудные залежи, поскольку продолжающееся становление натровой серии, включающее развитие постколчеданных формаций, сопровождается процессами зеленокаменных преобразований. Многие месторождения региона располагаются в области проявления пострудного метаморфизма погружения в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, минеральные ассоциации которой отсутствуют в пропицитизированных породах и метасоматитах в силу необратимости реакций (Логинов, 1966).

Рудные тела колчеданных месторождений региона тяготеют ко внутренним частям полей развития метасоматитов серицитолитовой формации, обладающих нередко асимметричным строением (Прокин, 1963), и в ряде случаев либо по восстанию, либо со стороны всякого бока сопровождаются зонами гематитизации. Рудовмещающие метасоматиты располагаются в зоне развития зеленокаменно измененных либо пропицитизированных пород. В первом случае пограничные части площадей разновозрастных преобразований характеризуются развитием зон декарбонатизации (декальцинизации, по В. А. Прокину, 1973) и эпидотизации, последовательно сменяющих друг друга по мере удаления от рудных залежей.

Продукты полихронных и гетерогенных метаморфических и метасоматических изменений на рудных полях региона в наиболее сложном случае размещаются зонально в ряду: метасоматиты серицитолитовой формации → пропицитизированные вулканиты → зеленокаменно преобразованные породы → продукты метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации.

Этот ряд в зависимости от ориентировки структур, контролирующих продукты гидротермально-метасоматических процессов, уровня эрозионного среза и других факторов имеет латеральное или вертикальное проявление при различной симметрии зональности преобразований. Отсутствие на ряде месторождений проявле-

ний пропилитизации и метаморфизма в условиях прениит-пумпеллитовой фации определяет более простое строение упомянутого ряда, характерное, в частности, для месторождений Западно-Баймакского и части Центрально-Баймакского блоков.

Согласно времени становления продуктивных формаций в каждом районе периоды формирования колчеданного оруденения региона принадлежат к диапазону: конец раннего силура — начало среднего девона. С учетом ряда приведенных фактов этот диапазон может быть ограничен с определенной долей условности рамками раннего девона. Отсюда следует, что при одновременности колчеданного оруденения в разных районах процессы рудообразования сопоставимы по длительности с веком, а при возможной разновозрастности всех месторождений Баймакского района — и с более короткими отрезками геохронологической шкалы.

Рассмотренные основные закономерности размещения колчеданных месторождений региона лежат в основе выделения поисковых признаков и разработки принципов прогнозирования, что анализируется в последующих разделах.

Месторождения Тагильской эвгеосинклинали

Колчеданоносные районы Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали, рассмотренные в предшествующих разделах, — типичные представители районов с низким уровнем дислоцированности рудовмещающих толщ, а расположенные в них месторождения со значительной полнотой сохраняют черты связи с вулканизмом. В отличие от этого в колчеданоносных провинциях, характеризующихся высоким уровнем дислоцированности рудовмещающих вулканитов, такие связи расшифровываются со значительными трудностями в силу проявления ряда более поздних тектоно-магматических процессов.

Сопоставление различных по дислоцированности колчеданоносных районов представляет значительный прикладной интерес, поскольку оно может явиться основой для совершенствования поисковых критериев и принципов прогнозирования, учитывающих изменения роли и значения синвулканических рудоконтролирующих факторов под воздействием упомянутых процессов. Такое сопоставление может быть проведено на основе анализа условий локализации оруденения в Красноуральской структурно-формационной зоне (Красноуральско-Нижнетагильский район), изучавшейся автором совместно с О. В. Мининой и А. Г. Волчковым при участии А. Н. Геракова (1970—1975 гг.). Этот район характеризуется высокой степенью дислоцированности рудовмещающих толщ и достаточно типичен для условий севера Медногорско-Тагильской эвгеосинклинали.

Красноуральско-Нижнетагильский район. Располагается он в северной части Медногорско-Тагильской эвгеосин-

клинали, отвечающей ордовикско-венлокскому этапу становления натровой серии базальтоидного магматизма. Среди продуктов последней на площади района выделяются непрерывная формация, отвечающая по времени накопления венлокскому веку, и базальт-андезито-базальтовая формация, проявленная дважды в пределах части лудловского века. Более поздние образования принадлежат к трахибазальт-трахилипаритовой формации, накапливавшейся в позднем лудлоу — раннем девоне после интенсивных тектонических перестроек в субконтинентальном режиме (Червяковский, 1972; Палеозойская история... , 1974; и др.).

Породы непрерывной формации подразделяются на базальтовую, андезит-базальтовую, андезит-дацитовую толщи, сменяющие друг друга во времени в приведенной последовательности и отражающие не только изменение состава вулканитов, но и эволюцию вулканизма от трещинных излияний к извержениям ареального и, возможно, центрального типа. Вулканиты базальто-андезито-базальтовой формации принадлежат к дважды повторенному во времени ряду (базальт — андезит-базальт, андезит — андезит-базальт) и представлены преимущественно туфовыми фациями.

Сравнение составов вулканитов выделенных формаций с аналогичными образованиями Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали не выявило значительных различий между однотипными группами дифференциатов (табл. 9). Отчетливо выражена особенность вулканогенных пород Красноуральско-Нижнетагильского района: некоторая обогащенность их натрием по сравнению с южно-уральскими вулканитами. Причины этого остаются невыясненными; нами не исключается возможность альбитизации пород не только при зеленокаменных изменениях, но и позже, в период внедрения плагиогранитных интрузий и сопутствующих им процессов. В целом же по основным петрохимическим характеристикам непрерывная и базальт-андезито-базальтовая формации рассматриваемого района не отличаются от более поздних по времени становления аналогов, распространенных в Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали.

Изучение Красноуральско-Нижнетагильского рудного района позволило установить, что он имеет сложное строение.

Вулканиты непрерывной формации, вмещающей все месторождения района, совместно с конформно залегающими с ними вулканитами ранней базальт-андезито-базальтовой формации слагают протяженную субмеридионально ориентированную синклиналиную складку (Красноуральскую синклинали), шарнир которой полого воздымается к северу. Угол падения на западном крыле складки варьирует от 60 до 80°, а восточное крыло на большей части площади района запрокинуто к западу (рис. 21), угол его падения изменяется от 70—80° на восток (при запрокинутом залегании пород) до 70—80° на запад (северная часть района с нормальным залеганием пород).

Вулканиты непрерывной и ранней базальт-андезито-базальтовой формаций с несогласием перекрываются породами поздней

Средний химический состав вулканогенных и интрузивных пород
Красноуральского-Нижнетагильского рудного района (в %)

Породо-образующие окислы	1	2	3	4	5	6	7
SiO ₂	49,00	52,00	60,00	53,70	60,50	50,18	59,20
TiO ₂	0,80	0,50	0,32	0,54	0,69	0,71	0,75
Al ₂ O ₃	16,70	16,00	15,90	13,75	14,39	17,05	15,52
Fe ₂ O ₃	3,00	2,50	2,10	2,13	1,74	4,58	3,90
FeO	6,00	6,00	5,80	4,80	4,51	5,68	3,90
MgO	6,00	6,50	4,20	8,82	4,36	6,40	5,66
CaO	9,50	8,00	5,30	5,32	3,48	7,33	3,57
Na ₂ O	2,50	3,00	5,30	4,61	5,56	3,85	4,72
K ₂ O	0,50	0,50	1,08	0,12	0,41	1,13	0,52

Продолжение табл. 9

Породо-образующие окислы	8	9	10	11	12	13	14
SiO ₂	64,14	59,00	66,00	72,50	59,40	66,60	56,00
TiO ₂	0,65	0,50	0,44	0,45	1,01	0,42	0,51
Al ₂ O ₃	15,80	18,00	14,50	14,00	18,60	15,00	15,40
Fe ₂ O ₃	1,54	2,00	1,00	1,00	1,19	1,55	1,63
FeO	3,27	4,00	3,50	3,00	4,46	2,48	4,25
MgO	3,40	3,00	2,50	1,70	1,68	2,71	3,49
CaO	2,10	1,40	2,00	1,60	1,73	2,16	5,66
Na ₂ O	5,23	5,00	4,80	5,10	8,22	5,88	4,04
K ₂ O	0,18	0,70	0,70	0,50	1,24	0,57	1,16

Поздняя базальт-андезито-базальтовая формация: 1 — базальты (41 ан.), 2 — андезитобазальты (10 ан.), 3 — андезиты — андезитобазальты (13 ан.); ранняя базальт-андезитобазальтовая формация: 4 — андезитобазальты (6 ан.), 5 — андезиты — андезитобазальты (11 ан.); непрерывная формация: 6 — базальты, 7 — андезитобазальты (8 ан.), 8 — андезитодациты (10 ан.), 9 — андезиты (7 ан.), 10 — дациты (16 ан.), 11 — липарито-дациты (7 ан.); интрузивные образования: 12 — гранодиориты (3 ан.), 13 — плагиограниты (5 ан.), 14 — диориты (3 ан.).

базальт-андезито-базальтовой формации, которые выполняют отрицательные структуры типа грабен-синклиналей, располагающиеся главным образом на западном крыле упомянутой Красноуральской синклинали. Породы трахибазальт-трахилипаритовой формации слагают относительно пологие мульдообразные структуры, в основании которых рядом исследователей описаны базальные горизонты (Червяковский, 1972 и др.).

Общее строение района осложнено разрывными нарушениями, главные из которых Чадарский взброс и Туринский надвиг. Чадарский взброс косо пересекает осевую часть Красноуральской синклинали, переходя с ее восточного крыла на западное. Ампли-

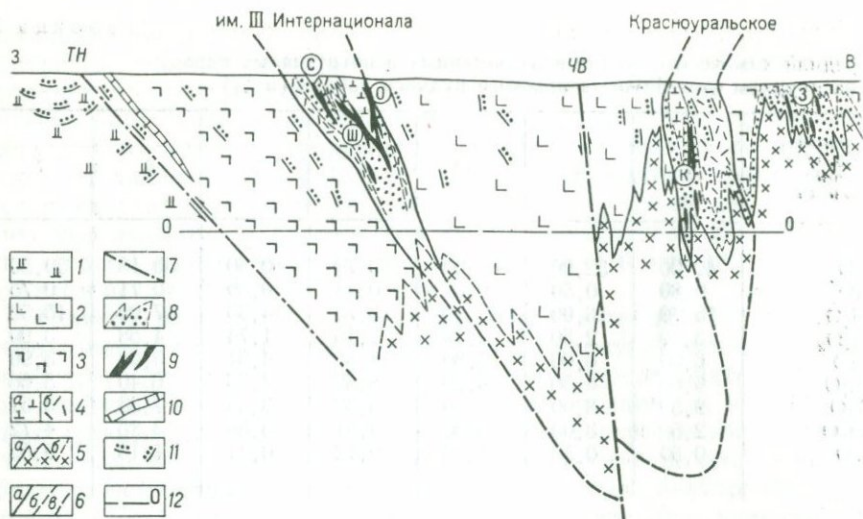


Рис. 21. Обобщенный геологический разрез рудных полей Красноуральского и им. III Интернационала. Составили А. И. Кривцов и О. В. Минина.

1 — трахибазальт-трахиллипаритовая формация, S_2-D_1 ; 2 — базальт-андезит-базальтовая, S_2Id ; базальт-андезит-дацит-липаритовая формация, S_1w ; 3 — андезито-дацитовая толща; 4 — лавовые фации, 5 — туфовые фации, 6 — андезито-базальтовая толща; 7 — плагнограниты и их контакты: а — установленные, б — предполагаемые; 8 — геологические границы: а — установленные, б — предполагаемые, в — предполагаемое положение контактов основных литолого-стратиграфических подразделений до внедрения плагногранитов; 9 — разрывные нарушения: ЧВ — Чадарский взброс, ТН — Туринский надвиг; 10 — метасоматиты серицитолитовой формации с вкрапленностью пирита; 11 — рудные тела; 12 — прослой известняков; 11 — ориентировка слоистости (точки обращены в сторону кровли); 12 — уровень разбуренности. Колчеданные месторождения (на рисунке в кружках): им. III Интернационала, зоны: С — Серная, Ш — им. Шмидта, О — им. XV годовщины Октября; К — Красногвардейское, З — Заводское

туда взбросовых перемещений восточного блока может быть оценена в 1—1,5 тыс. м. Туринский надвиг срезает западное крыло Красноуральской антиклинали, где на широте месторождения им. III Интернационала вулканисты андезито-базальтовой толщи непрерывной формации (S_1w) по плоскости надвига граничат непосредственно с образованиями туринской свиты (S_2-D_1). Амплитуда этого надвига не поддается точной оценке, но может составлять не менее первых тысяч метров.

Кроме упомянутых разломов в районе развиты разрывы западно-северо-западного и северо-восточного простираний, выделенные В. П. Первовым (1968 г.) на месторождении им. III Интернационала, где они контролируют размещение даек диоритовых порфиров и габбро-диабазов.

Широко распространены в районе зоны расланцевания, большинство которых имеет субмеридиональное простирание и согласное с напластованием вмещающих пород крутое, преимущественно восточное падение.

Среди полей вулканистов непрерывной формации рядом исследователей выделялись локальные брахиформные складки, услож-

няющие строение Красноуральской синклинали. При детальном изучении таких структур удалось установить, что они отвечают двум различным по строению типам. Первые совпадают с теми площадями, где кровля вулканитов андезито-базальтовой толщи характеризуется отчетливо выраженными выступами, которые обрамлены относительно пологими (по сравнению с ориентировкой поверхности выступов) склонами и обладают рядом черт вулканогенных поднятий, характерных для Южного Урала. Другие же, как это устанавливается в рудных полях им. III Интернационала и Красноуральском, отвечают значительным раздувам мощностей андезито-дацитовой толщи по простиранию либо по падению и по восстанию. Конусовидная форма таких тел, сложенных преимущественно туфовыми фациями, наличие на их флангах вулканомиктовых образований, связанных с туфами фациальными переходами, уменьшение мощностей отдельных пластов по мере удаления от центральных частей этих тел заставляют рассматривать такие участки как фрагменты деформированных палеовулканических сооружений центрального типа, выводные каналы которых, ориентированные под значительными углами к напластованию, пока не установлены.

Изложенное показывает, что еще до возникновения Красноуральской синклинали накопление вулканитов непрерывной формации сопровождалось развитием синвулканических морфоструктур, главные из которых вулканогенные поднятия и палеовулканы центрального типа, образованные в завершение становления упомянутой формации.

В целом площадь рудного района на время завершения вулканизма непрерывной — начала ранней базальт-андезито-базальтовой формации может рассматриваться как состоящая из двух субмеридиально ориентированных вулканогенных гряд, разделенных продольной депрессией, в которой в условиях формирующейся биклиальной структуры накапливались вулканиты ранней базальт-андезито-базальтовой формации.

В качестве главных последующих периодов тектонических перестроек выделяются следующие: 1) формирование Красноуральской синклинали и развитие кливажа осевой плоскости, обусловившего повышенную сланцеватость пород; 2) заложение грабен-синклинальных структур, выполненных вулканитами поздней базальт-андезито-базальтовой формации; 3) взбросовые перемещения по Чадарскому разлому, сопровождающиеся развитием сопряженных зон расланцевания с подновлением ранее существовавших; 4) развитие диагональных (северо-западных) разломов; 5) перемещения по Туринскому надвигу, вызвавшие развитие сопряженных с ним пологих зон расланцевания и подновление ранее возникших круто падающих.

Этими движениями, начавшимися в венлокском веке, не исчерпывается вся совокупность тектонических процессов, продолжавшихся в районе и в позднем палеозое, однако именно они наиболее отчетливо запечатлены в главных его структурах.

Проявления интрузивного магматизма в районе связаны со становлением габбро-плагиогранитной формации, представленной Ново-Левинским и Балакиным массивами. Плагиограниты и диориты главных фаз сопровождаются вблизи этих массивов дайками и малыми интрузиями диоритовых порфиритов, габбро-диабазов, габбро-диоритов, плагиогранит-порфиров, липарито-дацитовых и андезит-базальтовых порфиритов. Время внедрения интрузивов габбро-плагиогранитной формации, исходя из данных В. П. Логинова (1956 г.) по смежному Кировоградскому району, может считаться по меньшей мере дотуринским.

Таким образом, площадь района в относительно короткий промежуток времени, укладывающийся в рамки венлокского и лудловского веков силура, испытала сложное тектоно-магматическое развитие, так что наступлению субконтинентального режима предшествовали возникновение складчатой структуры и внедрение значительных по объемам интрузивных тел.

Условия локализации колчеданного оруденения. Все колчеданные месторождения района приурочены к вулканитам непрерывной формации. Подавляющее большинство месторождений, включая им. III Интернационала и Красногвардейское, локализованы в породах андезито-дацитовой толщи упомянутой формации, и лишь незначительное число объектов малых масштабов располагается внутри разреза андезито-базальтовой толщи.

В соответствии с ориентировкой выходов рудовмещающих толщ месторождения располагаются в виде трех полос субмеридионального простирания. Первая из этих полос отвечает выходам андезито-дацитовой толщи на западном крыле Красноуральской синклинали, где располагаются месторождения им. III Интернационала, Ольховское и Чадарское (рудное поле им. III Интернационала).

Следующая полоса, обычно выделяемая под названием Западно-Красноуральской зоны, приурочена к андезито-дацитовой толще на восточном крыле синклинали, протягивается на 15 км и включает ряд месторождений Красногвардейской группы. На том же восточном крыле синклинали условно выделяется Восточно-Красноуральская полоса, включающая Левинское, Айвинское, Заводское, Уткинское, Ясьвинское и другие месторождения, которые не обнаруживают четкой приуроченности к каким-либо определенным литолого-стратиграфическим уровням внутри непрерывной формации, значительно удалены друг от друга и располагаются вблизи экзоконтактных зон плагиогранитных массивов.

Колчеданные залежи, контролирующиеся андезито-дацитовой толщей, в подавляющем большинстве случаев приурочены к верхним частям ее разреза, к области контакта с вулканитами ранней базальт-андезито-базальтовой формации. В такой позиции располагаются рудные тела им. XV годовщины Октября на месторождении им. III Интернационала, Красногвардейского месторождения и ряда других объектов (см. рис. 21). Меньшая часть залежей, обладающих, как правило, серноколчеданным составом, либо от-

личающихся резко повышенным содержанием пирита, тяготеет к основанию разреза андезито-дацитово́й толщи (Серная зона месторождения им. III Интернационала, Андреевское, Спасосерное месторождения).

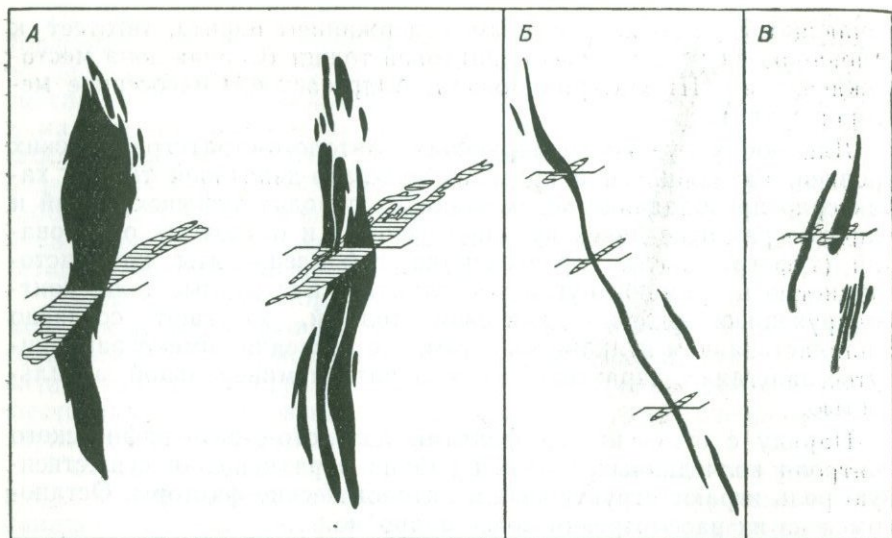
Для обоих рудоконтролирующих литолого-стратиграфических уровней, находящихся в пределах андезито-дацитово́й толщи, характерно преобладание во вмещающих породах туфовых фаций и широкое развитие пачек вулканомиктовых и осадочных образований (туфогравелиты, туфопесчаники, туфоалевролиты, кремнисто-глинистые и кремнисто-углистые сланцы). Все рудные тела, контролирующиеся андезито-дацитово́й толщей, залегают согласно с напластованием вулканитов и там, где последние имеют запрокинутое залегание, характеризуются обратной минеральной зональностью.

Наряду с отмеченными фактами литолого-стратиграфического контроля колчеданных залежей района в размещении существенную роль играют структурные и литологические факторы. Остановимся на их рассмотрении более подробно.

Рудные тела всех месторождений района располагаются в пределах зон рассланцевания. При общей высокой интенсивности рассланцевания вулканитов района непосредственно вмещают руды лишь сланцевые зоны, состоящие из метасоматитов серицитолитовой формации. Хотя зоны рассланцевания в целом ориентированы согласно с напластованием, они обладают кулисным строением, так что нередки случаи, когда смежные по простиранию рудные линзы располагаются в различных частях разреза рудовмещающей толщи. Это особенно наглядно устанавливается на примере колчеданных залежей месторождений им. III Интернационала и Красногвардейского.

Отчетливо секущее положение относительно напластования занимают лишь рудные тела зоны им. Шмидта на месторождении им. III Интернационала. Составляющие эту зону залежи приурочены к центральной части разреза андезито-дацитово́й толщи и локализованы в зоне рассланцевания, секущей напластование как по падению, так и по простиранию под углом около 30°. По структурной позиции зона им. Шмидта может рассматриваться как апофиза лежащего бока зоны им. XV годовщины Октября, обладающая субмеридиональным простиранием и более пологим падением (см. рис. 21).

На ряде месторождений района метасоматиты серицитолитовой формации, сопровождающие колчеданные залежи, обладают зональностью, согласной с ориентировкой сланцевых зон. По восстанию последних и в стороны от их осей на ряде объектов наблюдается смена монокварцевых и серицито-кварцевых метасоматитов кварц-хлорит-серицитовыми и кварц-хлоритовыми, граничащими со слабо измененными породами. Колчеданные залежи в ряде случаев располагаются над зонами максимального выщелачивания.



Литолого-структурный контроль колчеданных залежей района выражается не только в преимущественной приуроченности их к туфовым фациям, охваченным рассланцеванием, но и в отчетливо выраженном экранировании рудных тел ряда объектов лавовыми фациями. Особенно отчетливо это видно на примере Красногвардейского месторождения, где зона рассланцевания, вмещающая Первую Северную линзу, угасает по восстанию вблизи лавового потока андезито-дацитового состава, фациально замещающего литовитрокластические туфы и экранирующего рудное тело. Аналогичные явления имеют место и на месторождении им. III Интернационала, где крупные лавовые тела андезито-дацитового состава, выклинивающиеся по падению, частично экранируют рудные тела, а частично обтекаются ими, обуславливая ветвление по восстанию рудной зоны им. XV годовщины Октября (см. рис. 21).

Другая особенность колчеданных залежей района — зависимость их размещения от положения плагиогранитных интрузивов, что отмечалось рядом исследователей для Красноуральского рудного поля. Западно-Красноуральская зона по существу отвечает крупному провесу кровли плагиогранитов между выходами Ново-Левинского и Балакинского массивов. Контур этого провеса в продольном (субмеридиональном) сечении имеет форму вогнутой дуги с крутым подъемом на юге и пологим — на севере.

Нижние выклинивания рудных тел месторождений Западно-Красноуральской зоны располагаются на линии, субпараллельной упомянутому ограничению интрузива и удаленной от последнего на 100—300 м. При анализе распределения содержаний меди устанавливается, что на всем протяжении зоны векторы градиентов концентраций и вещественной зональности ориентированы большей частью по нормали к поверхности массива, тогда как оси наиболь-

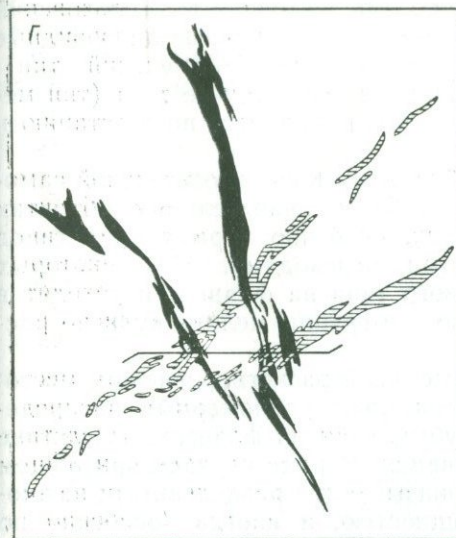


Рис. 22. Морфологические типы колчеданных залежей Красноуральско-Нижнетагильского рудного района:

А — линзообразные тела; Б — лентовидные залежи; В — группы сближенных кулисообразно расположенных мелких линз; Г — группы сложноспряженных линзовидных тел

ших удлиненных рудных тел нередко субпараллельны этой поверхности. Важно отметить, что в ряде линз, располагающихся вблизи контакта плагиогранитов, на нижних выклиниваниях серноколчеданных руд широко распространен магнетит.

Еще более отчетливо зависимость позиции колчеданных залежей от положения плагиогранитных интрузивов видна в Восточно-Красноуральской зоне. Месторождения последней, как уже отмечалось, не обнаруживают какой-либо литолого-стратиграфической приуроченности, располагаются на разных уровнях разреза андезито-базальтовой толщи и отчетливо контролируются зонами рассланцевания вулканитов в экзоконтактах плагиогранитов. Так, по данным В. П. Первова (1968 г.), серия мелких линз Заводского месторождения располагается в локальном провесе кровли плагиогранитов, склоняется и воздымается в соответствии с положением последней. По нашим данным, упомянутый провес кровли осложнен многочисленными узкими круто падающими апофизами. При этом рудные линзы располагаются либо на выклинивании последних, либо субпараллельно апофизам на удалении 30—50 м.

Анализируя условия локализации оруденения в районе, следует особо остановиться на рассмотрении форм рудных тел и размещения в них полезных компонентов. В основу анализа распределения последних положены результаты опробования отработанных залежей, представляющих основные морфологические типы рудных тел.

Колчеданные залежи Красноуральско-Нижнетагильского рудного района, как и сходных с ними районов Среднего Урала, обычно рассматриваются как линзы либо линзообразные тела. Анализ форм рудных тел основных месторождений районов показал, что по морфологическим особенностям они далеко не всегда отвечают линзам, а разделяются на следующие типы (рис. 22): 1) линзооб-

разные (красногвардейский тип); 2) лентовидные (ольховский тип); 3) кулисно расположенные мелкие уплощенные линзовидные тела, иногда связанные взаимопереходами (знаменский тип); 4) сложно сопряженные линзовидные и лентовидные тела (тип месторождения им. III Интернационала), ветвящиеся по восстанию и простираанию.

Эти морфологические типы обладают лишь относительной самостоятельностью, поскольку на наиболее значительных объектах имеет место сочетание нескольких, особенно первых трех типов рудных тел, связанных взаимными переходами. На некоторых объектах линзовидные тела первого типа на флангах переходят в лентовидные залежи, а последние — в группы мелких кулисно расположенных линз.

Линзообразные тела, основные на Красногвардейском месторождении, характеризуются относительно равномерным распределением мощностей с резким их убыванием на флангах, вследствие чего появляются тупые выклинивания. В ряде случаев при общем тупом выклинивании такие тела оказываются разделенными на апофизы с близкой суммарной мощностью, а иногда (особенно по восстанию) переходят в маломощные лентовидные и жилообразные тела.

Для данного морфологического типа рудных тел значения коэффициентов линейности (Иванкин, 1970) варьируют от 5 до 25, а величины коэффициентов вертикальной протяженности — от $1/2$ до $2/3$. На продольных проекциях форма рудных тел близка к многоугольникам с округленными краями.

Типичные представители линзообразных тел — Северные линзы Красногвардейского месторождения. Эти линзы отличаются приуроченностью максимальных мощностей к центральным частям, где ориентировка изопахит направлена по нормали к линии склонения.

Участки максимумов и повышенных содержаний меди не образуют отчетливо выраженных струй (за отдельными исключениями), а изоконцентраты при наличии сложных подворотов по генеральной ориентировке занимают секущее положение к линиям максимальных удлинений, которые совпадают по направлению со склонением (рис. 23). В первом приближении изоконцентраты близки по ориентировке к изопахитам.

В горизонтальных сечениях наблюдается приуроченность повышенных содержаний к западному флангу; в вертикальных сечениях устанавливается обогащенность медью верхних выклиниваний. В то же время обобщенные для Второй Северной линзы графики содержаний и мощностей свидетельствуют об относительно равномерном распределении меди в диапазоне глубин 140—410 м и полной независимости ее содержаний от мощности рудного тела.

Лентовидные тела, резко преобладающие в рудном поле им. III Интернационала и широко распространенные в Красноуральском рудном поле, при относительно равномерном распределении мощностей и наличии частных раздувов обладают постепен-

ным характером выклинивания, плавным утонением с переходом в жиловидные тела.

Линии выклинивания рудных тел данного типа по восстанию и падению, так же как и на противоположных флангах по простира-

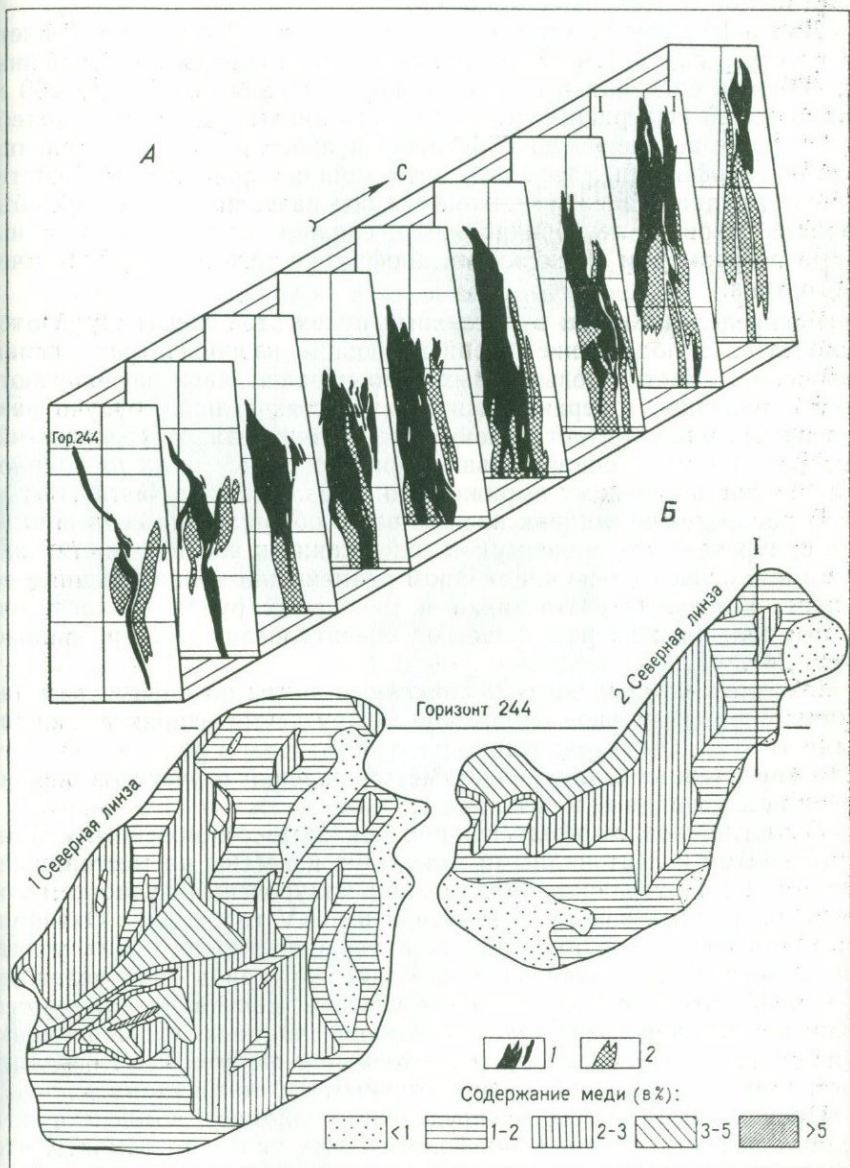


Рис. 23. Северные линзы Красногвардейского месторождения:

А — изменение морфологии рудных тел по простираанию, Б — распределение меди (продольная проекция на вертикальной плоскости). Руды: 1 — медноколчеданные, 2 — серноколчеданные

нию, располагаются субпараллельно друг другу. Значения коэффициента линейности в большинстве случаев варьируют от 30 до 50, иногда достигая 80. Величины коэффициентов вертикальной протяженности колеблются от 1/2 до 1/4 при большей частоте встречаемости последних значений.

Линза 10 располагается в рудной зоне им. Шмидта и склоняется на север под углом около 45°. Она протягивается по склонению на 400 м, а ее длина в горизонтальных сечениях от 150 до 200 м при хорошей выдержанности. Мощность линзы значительно колеблется из-за ветвления по восстанию и простиранию и появления между апофизами массивных руд мощных зон вкрапленности. В целом рудная залежь, выделяемая под названием линзы 10, объединяет основное лентовидное тело, сложно сопряженное с меньшими по размерам несколькими апофизами того же морфологического типа.

Распределение меди в массивных рудах этой линзы струйчато-полосчатое с подчинением ориентировки изоконцентрат линии склонения. Участки повышенных концентраций меди располагаются изолированно в верхних и нижних частях залежи, будучи разделенными близгоризонтальной зоной пониженных содержаний. Содержания меди обнаруживают прямую зависимость от мощности залежи, по-разному выраженную в различных ее частях.

В распределении цинка прежде всего обращает на себя внимание приуроченность максимумов содержаний к верхним частям залежи при относительно однородном размещении концентраций в ее центре. Изоконцентраты цинка в массивных рудах отклоняются от оси залежи и на ряде участков ориентированы субвертикально (рис. 24).

Сближенные кулисно расположенные линзы по параметрам занимают промежуточное положение между двумя охарактеризованными типами. Они ограниченно распространены в рудном поле, будучи характерными для мелких месторождений и участков выклинивания линзовидных и лентовидных тел.

Тела сложной морфологии, образованные сопряженными линзообразными и лентовидными залежами, известны на месторождении им. III Интернационала, где они приурочены к участкам сочленения рудных зон им. Шмидта и им. XV годовщины Октября, имеющих различную пространственную ориентировку. Для участков сопряжений разноориентированных зон характерно усложнение морфологии рудных тел в результате увеличения мощностей вблизи узлов непосредственного слияния частных составляющих, обладающих линзообразной и лентовидной формой с распределением полезных компонентов, аналогичным рассмотренному.

Проведенный анализ распределения полезных компонентов в рудных залежах главных морфологических типов показывает, что линзообразные и лентовидные тела в этом отношении существенно отличаются друг от друга. Линзообразные тела характеризуются мозаичным и расплывчато-струйчатым распределением меди, содержания которой изменяются по простиранию и падению посте-

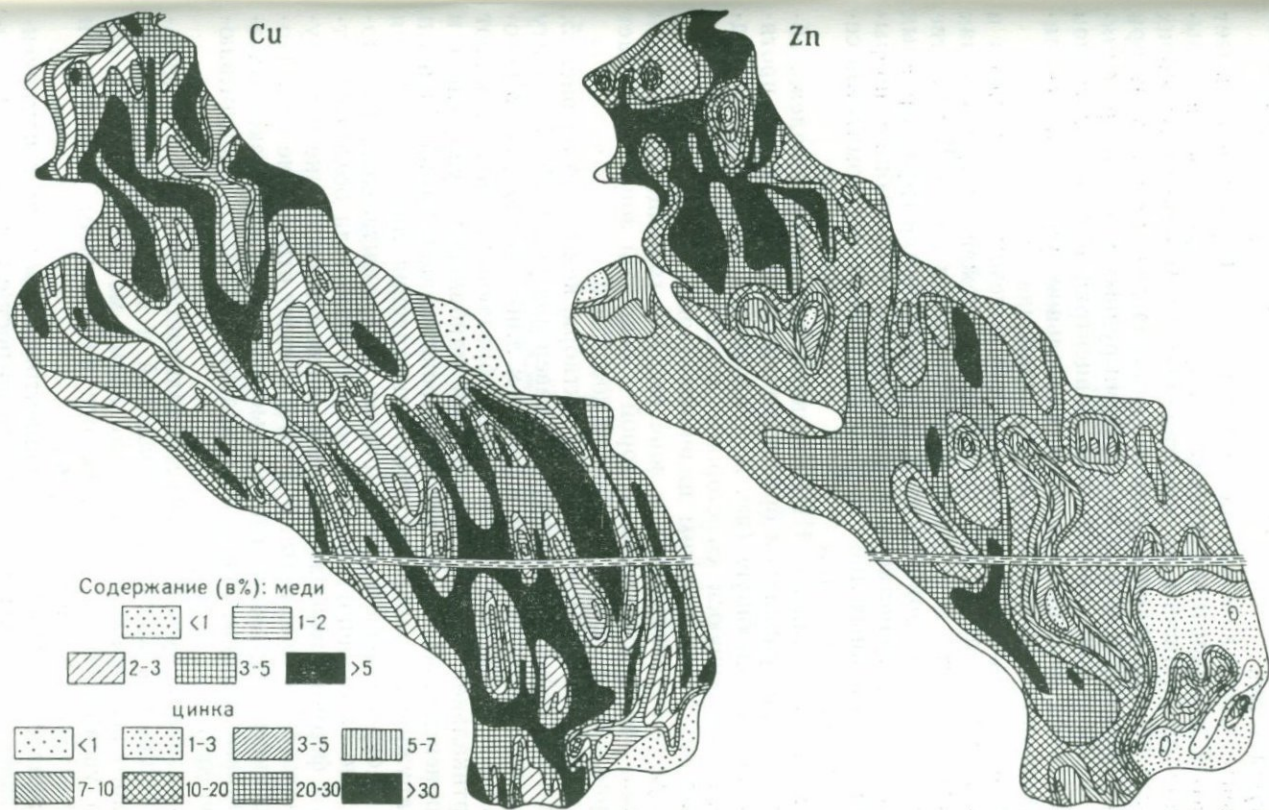


Рис. 24. Распределение меди и цинка (продольная проекция на вертикальную плоскость) в массивных рудах линзы 10 рудной зоны им. Шмидта месторождения им. III Интернационала. По А. Н. Геракову (1975 г.)

ленно, а изоконцентраты близки по ориентировке к изопахитам и нередко располагаются под углами к осям удлинения и ограничениям рудных тел.

В лентовидных залежах распределение как Cu , так и Zn имеет струйчатый и полосчато-струйчатый характер при отчетливо выраженной дискретности по простиранию. Изоконцентраты обоих элементов по ориентировке близки к направлениям изопахит при прямой зависимости между мощностями рудных тел и содержаниями Cu и Zn . Струи повышенных концентраций обоих металлов располагаются параллельно осям наибольших удлинений, совпадающих по ориентировке с линиями склонения.

Отмеченные особенности размещения полезных компонентов в рудных телах связаны с распределением залежей в рудных зонах месторождений, что детальнее рассматривается далее. В качестве рудных зон на месторождениях района выделяются группы рудных тел близкой пространственной ориентировки, образующие прерывистые ряды в единых либо прерывистых зонах метасоматитов серицитолитовой формации.

На месторождении им. III Интернационала рудные залежи образуют две зоны различной ориентировки: восточную более протяженную круто падающую (им. XV годовщины Октября) и западную, располагающуюся со стороны лежащего бока восточной и обладающую более пологим падением (зона им. Шмидта). Эта зона служит по отношению к зоне им. XV годовщины Октября апофизой, линия сочленения которой с основной зоной совпадает по направлению с линией склонения последней.

Рудная зона им. XV годовщины Октября, как видно на рис. 25, представляет собой наклоненную на север под углом $20-30^\circ$ ленту с отношением максимальной ширины к длине около $1:3$. Многочисленные лентовидные рудные тела, образующие зону, обладают близвертикальной ориентировкой осей наибольшего удлинения и ни по ориентировке, ни по распределению концентраций Cu и Zn не обнаруживают зависимости от направления линии склонения зоны и ее ограничений по простиранию. В горизонтальных и наклоненных (по склонению) сечениях зоны рудные тела обладают четковидной формой, отражающей прерывистое чередование максимумов мощностей колчеданных руд. Это находит отражение и на продольных проекциях зоны, где рудные тела образуют узкие близвертикальные полосы, лишь на отдельных участках перекрывающие друг друга.

По склонению рудной зоны устанавливается постепенное уменьшение мощностей колчеданных залежей и метасоматитов вплоть до полного выклинивания. В то же время мощности рудных тел нередко увеличиваются вверх по оси наибольшего удлинения и тела ветвятся в этом направлении.

Из анализа распределения концентраций полезных компонентов по склонению зоны устанавливается рост с глубиной содержания таких элементов, как Cu и Zn (см. рис. 25), тогда как в отдельных рудных телах имеет место обратная картина.

Основную часть Красноуральского рудного поля занимает его западная зона, которая протягивается в породах одного и того же

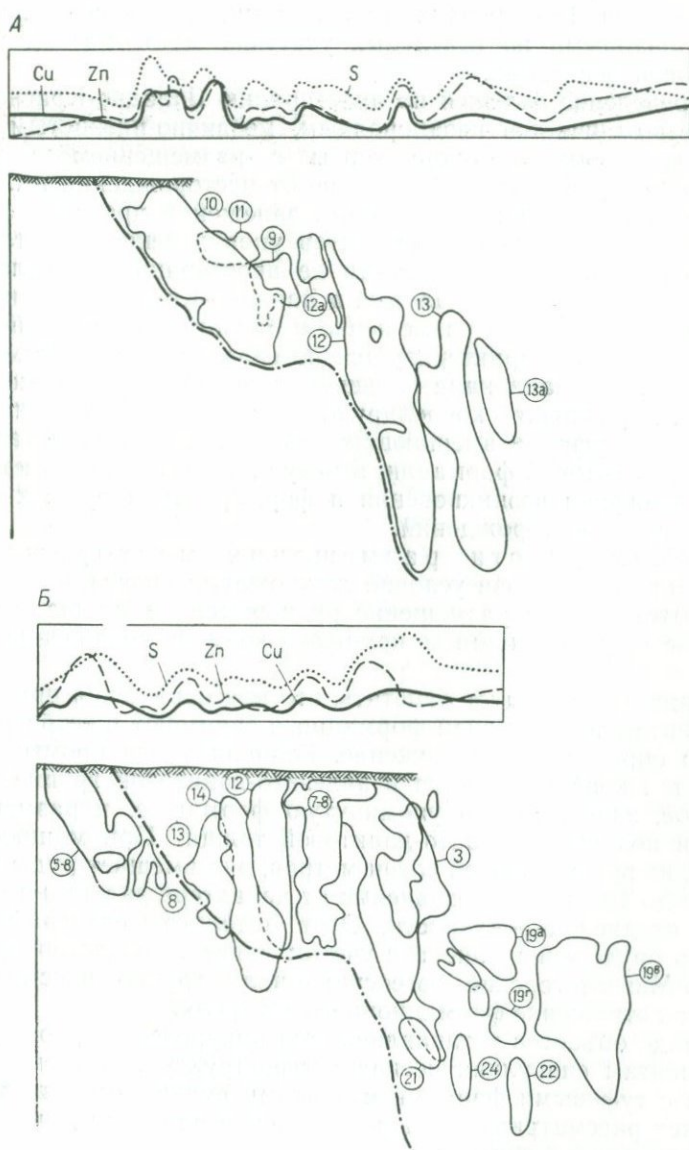


Рис. 25. Продольные проекции на вертикальную плоскость рудных тел месторождения им. III Интернационала, распределение меди, цинка и серы по склонению рудных зон: А — им. Шмидта, Б — им. XV годовщины Октября. Штрих-пунктир — линия сопряжения зон. В кружках — номера линз

литолого-стратиграфического подразделения более чем на 12 км, имея форму круто падающей ленты с шириной по вертикали от 100 до 1000 м. В отличие от месторождения им. III Интернационала эта зона фиксирована не сланцами, а относительно слабо рассланцованными на отдельных участках метасоматитами серицитолитовой формации.

Распределение залежей по простиранию Западно-Красноуральской зоны отличается неоднородным, мозаично-пятнистым характером, т. е. имеет общие черты с размещением в рудных телах концентраций меди. В отличие от месторождения им. III Интернационала позиция колчеданных залежей в пределах зоны не обнаруживает отмеченных элементов упорядоченности, так или иначе выраженной повторяемости по простиранию. В целом распределение колчеданных залежей в Западно-Красноуральской рудной зоне, так же как и размещение в линзах концентраций полезных компонентов, характеризуется по сравнению с рудными зонами им. III Интернационала большей неоднородностью и мозаичностью. Эти различия коррелируются с разной интенсивностью динамометаморфизма вмещающих пород, в частности метасоматитов серицитолитовой формации, и могут рассматриваться как отражение специфики возникновения и формирования рудных тел сопоставляемых месторождений.

Закономерности размещения месторождений. Из результатов анализа условий локализации колчеданного оруденения вытекает, что размещение рудных тел на площади района определяется различными по природе и времени проявления факторами.

Прежде всего следует отметить, что месторождения приурочены к вулканитам непрерывной формации и занимают в ее разрезе достаточно определенное положение. Главная масса промышленных рудных тел концентрируется в андезито-дацитовый группе дифференциатов, завершающей упомянутую формацию, и размещена в кровле и подошве андезито-дацитовый толщи. При мощности последней, не превышающей сотни метров, она вмещает руды на протяжении до 10—15 км, независимо от характера залегания пород и степени их дислоцированности. Этот литолого-стратиграфический контроль оруденения района с учетом данных по месторождениям Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали трудно рассматривать иначе, как отражение формационного контроля.

На ряде объектов устанавливаются приуроченность оруденения к фрагментам синвулканических морфоструктур, ассоциация рудных тел с туфовыми фациями и пачками вулканомиктовых пород, что может рассматриваться как отражение палеовулканического и палеофациального контроля.

Эти факты, однако, находятся в определенном противоречии с явлениями структурного контроля оруденения, выражающегося в приуроченности колчеданных залежей к зонам рассланцевания, наличию рудных тел, секущих напластование, а также экранировании некоторых из них.

В пределах рудоконтролирующих зон расланцевания колчеданные залежи нередко оказываются приуроченными к изгибам сланцевых зон по простиранию и падению, участкам ветвления и выклинивания. Отдельные залежи располагаются в «слепых», тупо выклинивающихся по восстанию зонах расланцевания.

Метасоматиты серицитолитовой формации, повсеместно сопровождающие рудные тела, обладают зональностью, согласной с ориентировкой сланцеватости. При этом ряд залежей располагается на границе зон максимального выщелачивания со слабо измененными породами. Нельзя не отметить также наличие пространственной связи между отдельными месторождениями района и плагиигранитными интрузивами, а также зависимость зональности и состава ряда рудных тел от положения кровли плагиигранитов.

Таким образом, размещение месторождений определяется сочетанием формационных, палеовулканических, палеофациальных, магматических, структурных и метасоматических факторов. Это сочетание отражает сложность формирования рудных тел района и в силу определенной противоречивости заслуживает объяснения.

Рассматривая степень разработанности генетических аспектов колчеданной проблемы на Среднем Урале в целом, нельзя не признать, что за четверть века, прошедшую со времени выхода известной работы «Колчеданные месторождения Урала» (1950 г.), на среднеуральских месторождениях выполнялись лишь узкоспециализированные тематические исследования, способствовавшие уточнению ряда вопросов, но не снявшие дискуссионности проблемы.

Ряд исследователей (В. А. Заварицкий, Б. В. Мерлич, Т. П. Шадлун, П. Я. Ярош, С. Н. Иванов и др.) рассматривают месторождения района как производные силурийского вулканизма и обосновывают их дометаморфический характер, отводя пострудному метаморфизму определенную роль в перераспределении рудного вещества. П. Я. Ярошем (1973) приводятся доказательства не только преобразования руд, но и привноса нового вещества в связи с пострудным магматизмом. Прямо противоположная точка зрения, выдвинутая В. С. Домаревым (1940 г.) и развиваемая в работах Н. Е. Кошечева (1969 г., 1971 г.) и некоторых других исследователей, допускает постметаморфический возраст оруденения, наложение его на складчатую структуру и сланцеватость.

Общезвестны представления Е. К. Лазаренко (1953 г.), относящего серноколчеданные руды к продуктам сингенетичных с вулканизмом процессов, а медно-цинковые — к эпигенетичным, постметаморфическим гидротермальным процессам, наложенным на ранее сформированные существенно пиритовые руды.

Противоречивость изложенных представлений вряд ли следует объяснять субъективностью подхода различных исследователей или отсутствием должного фактического материала. Существующие генетические концепции базируются на данных по одним и тем же сходным объектам, что позволяет объяснять расхождения во взглядах преувеличением роли и значения тех или иных конк-

ретных фактов в направлениях, более приемлемых для каждого конкретного исследователя. Отсюда следует, что противоречивость генетических концепций в отношении среднеуральских месторождений отражает сложный, противоречивый характер самих объектов.

Нельзя также не отметить, что сведение вопроса о генезисе колчеданных месторождений Среднего Урала к дилемме «дометаморфические либо постметаморфические» предполагает одноактность (в широком смысле) оруденения, как и одноактность метаморфизма. Подобное приписывание объекту исследования определенных свойств не могло не привести к существенному ограничению направлений исследований, сужению выбора вариантов при создании рабочих гипотез и снижению объективности последних, что и нашло отражение в дискусионности воззрений на генезис колчеданных месторождений как рассматриваемого района, так и Среднего Урала в целом.

Перейдем к рассмотрению возникновения охарактеризованных закономерностей размещения месторождений района. Формационный, палеовулканический и палеофациальный контроль оруденения, имеющий литолого-стратиграфическое выражение, учитывая данные по Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали, трудно рассматривать иначе, как связь оруденения с вулканизмом непрерывной формации. По литолого-фациальным и петрохимическим особенностям эта формация Красноуральско-Нижнетагильского района существенно не отличается от аналогичных формаций Южного Урала, с поздними стадиями становления которых связано промышленное оруденение этого региона.

Важный довод в пользу колчеданоносности непрерывной формации на Среднем Урале — тот факт, что Ю. М. Столяровым (1975 г.) в Левихинском рудном поле установлены горизонты рудокластов, находящиеся со стороны висячего бока колчеданных залежей. В целом вся сумма данных заставляет считать, что первопричина колчеданообразования в рассматриваемом районе — рудоносность продуктивной непрерывной формации. Однако такой вывод находится в определенном несоответствии с рядом фактов.

Как уже отмечалось, рудные тела всех месторождений района, кроме зоны им. Шмидта, залегают согласно с напластованием вулканитов. Близкую ориентировку имеют зоны метасоматитов серицитолитовой формации, сменяющие рудные тела по падению либо развитые со стороны их лежащего бока. При общем контроле метасоматитов зонами рассланцевания и кулисообразном их расположении на ряде объектов ни на одном из изучавшихся месторождений не установлены метасоматиты с секущей по отношению к рудным телам ориентировкой.

Лишь на Красногвардейском месторождении в отдельных сечениях имеет место существенное расширение метасоматитов со стороны лежащего бока рудных тел по падению рудовмещающих зон. Эти метасоматиты образуют зону, ориентированную под значительным углом к напластованию, и могут рассматриваться как реликты

подводящего канала. В то же время рудные тела располагаются на удалении от этого канала, в области выклинивания отдельных зон метасоматитов по восстанию. Отсюда вытекает, что при принятии установленной из опыта работ в смежных частях Урала связи колчеданных месторождений района с вулканизмом непрерывной формации следует считать, что современное положение рудных тел существенно отличается от первичного в силу воздействия различных по природе и времени проявления факторов. Остановимся на рассмотрении последних в соответствии с охарактеризованными основными чертами истории геологического развития района.

При этом, независимо от ведущего механизма рудоотложения, роли и значения гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических процессов, возраст оруденения условно может оцениваться в диапазоне завершения непрерывной формации — начало ранней базальт-андезито-базальтовой формации. Наиболее интенсивные дислокации рудовмещающих толщ проявлены после вулканизма ранней базальт-андезито-базальтовой формации. Этому этапу отвечают формирование Красноуральской синклинали, существенные изменения залегания рудовмещающих толщ (вплоть до запрокидывания), развитие кливажа осевой плоскости и взбросовых перемещений в области контакта упомянутых формаций.

Сумма данных тектонических процессов может рассматриваться как причина наиболее ранних динамометаморфических преобразований рудного вещества, его перегруппировки и перемещения в пространстве. С этими проявлениями тектогенеза, вероятно, следует связывать перегруппировку метасоматитов по сланцеватости, выжимание и обтекание рудных тел, их деформацию и то или иное перераспределение концентраций полезных компонентов.

Как показано на примере месторождений Красноуральского рудного поля, их размещение и состав руд обнаруживают отчетливую зависимость от положения интрузивов плагиогранитов. Это заставляет допускать, что внедрение плагиогранитов сопровождалось значительными преобразованиями руд: перераспределением рудных компонентов, их выносом из рудных залежей и переотложением на новых участках в зонах расланцевания.

Довод в пользу регенерирующего воздействия интрузий габбро-плагиогранитной формации на колчеданные руды (кроме приведенных данных) — то, что в экзоконтактных зонах плагиогранитов в ряде случаев развиты метасоматиты, зоны которых не совпадают по ориентировке ни со слоистостью, ни со сланцеватостью, а подчинены морфологии массивов. В таких метасоматитах и располагаются месторождения Заводское, Старолевинское, Айвинская группа, которые отчетливо контролируются рельефом поверхности плагиогранитов, обладают прожилково-вкрапленными текстурами руд и могут рассматриваться как продукт мобилизации и переотложения рудного вещества под воздействием плагиогранитов, пересекающих на нижних уровнях рудовмещающую (рудоносную) андезито-дацитовую толщу.

На месторождении им. III Интернационала рудные тела зоны им. Шмидта контролируются зонами рассланцевания, секущими напластование и сопряженными с более крутой зоной им. XV годовщины Октября. Такая позиция рудной зоны им. Шмидта, своеобразии состава руд, выраженное в широком развитии борнита, теннантита, сфалерит-пиритовых маломедистых руд, весьма высокие концентрации цинка, сочетающиеся с существенным обеднением этим компонентом рудных тел зоны им. XV годовщины Октября, располагающихся ниже линии сопряжения зон,— все это заставляет считать рудные тела зоны им. Шмидта продуктом переотложения ранее существовавших залежей, включая и сохранившиеся в зоне им. XV годовщины Октября. Время этого переотложения не поддается достаточно точному определению, однако в качестве причины возникновения рассматриваемой зоны можно рассматривать внедрение плагногранитов и воздействие на руды активизированных ими вод.

На всех объектах района устанавливается значительное воздействие динамометаморфизма, однако проявления его характеризуются значительной сложностью и полихронностью. Как показано Л. И. Яковлевым (1959 г.) на примере Левихинских месторождений, сланцеватость формировалась неоднократно, чем и определяется одновременность нахождения сланцев, частично замещенных сульфидами, внутри рудных тел с обтеканием последних такими же сланцами. Рудное поле им. III Интернационала характеризуется существенно большей интенсивностью динамометаморфизма, чем Красноуральское, и именно этим можно объяснить преобладание на первом из них уплощенных лентовидных рудных тел, а также полосчато-струйчатое распределение концентраций меди и цинка, которое может быть причинно обусловлено чередованием участков сжатия и нагнетания по простиранию сланцевых толщ.

Вся сумма полученных в процессе исследований данных позволяет считать, что колчеданные месторождения района представляют собой продукт метаморфизма сульфидных залежей, возникших в связи с вулканизмом непрерывной формации натровой серии базальтоидного магматизма и испытавших сложные преобразования.

Выявленные особенности формирования колчеданных залежей в Красноуральско-Нижнетагильском рудном районе, представляющем собой провинцию с высокой интенсивностью дислокаций, показывают, что при разработке критериев поисков и принципов прогнозирования колчеданных месторождений в подобных условиях следует учитывать две группы факторов. Первая из них определяет условия отложения близких к вулканизму первичных руд, а вторая должна учитывать природу, характер и степень их трансформации в связи с более поздними тектоно-магматическими процессами.

НЕКОТОРЫЕ ВОПРОСЫ ГЕНЕЗИСА КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Соотношения колчеданного оруденения с магматизмом

Принадлежность колчеданного оруденения к производным базальтоидного магматизма эвгеосинклинальных зон, показанная А. Н. Заварицким (1943 г.), в настоящее время разделяется большинством исследователей и не вызывает сомнений. Связь базальтоидных магматических масс и колчеданных руд, исходя из работ В. И. Смирнова (1968) и других исследователей, может рассматриваться как отражение общности источника рудного вещества и эвгеосинклинальных вулканитов, в качестве которого упомянутые исследователи и ряд других авторов выделяют подкорковые базальтоидные магмы.

Из материалов предшествующих разделов вытекает, что медное оруденение может рассматриваться в качестве составляющей натровой серии базальтоидного магматизма, определяющей чертой ее металлогенической специализации, которая проявляется на определенных стадиях становлении серии в соответствующих специфических формах. Это выражается в меденосности всех формаций, образующих серию, и приуроченности главной массы медного оруденения к завершающим периодам их становления. Различия в режиме развития серии на стадиях, отвечающих формациям, определяют металлогенические особенности последних и соответствующих структурно-формационных зон, металлогеническую специализацию колчеданоносных формаций, своеобразие геохимических характеристик колчеданоносных зон.

Меденосность базальтовой формации, которая открывает серию и обычно рассматривается как производная недифференцированных толеитовых расплавов, выражается в формировании прожилково-вкрапленных медных и медно-кобальтовых руд, обнаруживающих тесные связи с габброидными интрузиями поздних периодов становления формации. Сходный характер меденосности устанавливается и для базальт-андезито-базальтовой формации, представленной продуктами слабодифференцированных первичных расплавов. Медное оруденение в зонах развития этой формации принадлежит к прожилково-вкрапленному типу и ассоциирует с ее интрузивными комагматами, представленными габбро-диоритами завершения формации.

Иными чертами меденосности обладают контрастная и непрерывная формации. Связанное с ними колчеданное оруденение имеет существенно большие масштабы, отличается по составу и положению в истории становления формаций. Уже отмечалось, что диапазон отложения колчеданных руд на месторождениях региона в значительной степени совпадает с периодом становления умерен-

но кислых и кислых составляющих упомянутых формаций. В рамках этого диапазона, с одной стороны, наблюдается эволюция состава продуктов рудоотложения от маломедистых через медные и медно-цинковые к колчеданно-полиметаллическим рудам, а с другой — изменение состава близких по времени вулканитов от андезито-дацитов через дациты и липарито-дациты к липаритам.

При этом оруденение обнаруживает наиболее тесные пространственно-временные связи с субвулканическими составляющими продуктивных формаций, как сопровождающими, так и завершающими их становление. Важно отметить, что контрастная и непрерывная формации, являющиеся отражением различного характера эволюции исходных расплавов и отличающиеся прежде всего разной долей кислых вулканитов, имеют и металлогенические отличия, выражающиеся прежде всего в повышенной доли Zn и Pb в рудах месторождений, связанных с непрерывной формацией (О металлогенической специализации... , 1969).

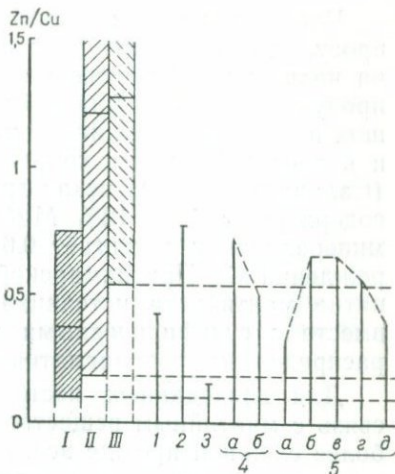
Наиболее существенное отличие в меденосности всех формаций серии — то, что наибольшие количества рудного вещества обособляются в виде сульфидных залежей на тех стадиях базальтоидного магматизма, которые отвечают появлению продуктов так или иначе выраженной дифференциации исходных расплавов, т. е. контрастной и непрерывной формаций. Рассмотренные геохимические особенности вулканитов всех формаций региона позволяют заключить, что имеет место обратная зависимость между количеством обособленного в виде сульфидных залежей рудного вещества и его рассеянными концентрациями в соответствующих породах. В частности, вулканиты базальтовой и базальт-андезито-базальтовой маломеденосных формаций обладают максимальными содержаниями Cu и Zn, тогда как породы колчеданосных формаций не только в целом существенно обеднены этими элементами, но и характеризуются значительным падением их концентраций от основных к кислым составляющим.

Вся сумма изложенных данных заставляет предполагать, что первопричиной колчеданосности натровой серии базальтоидного магматизма должны быть процессы, приводящие к появлению контрастной и непрерывной формаций. При общей связи колчеданного оруденения с базальтоидным магматизмом эволюция первичных расплавов, приводящая к генерации сульфидных масс, не может рассматриваться только как следствие дифференциации прежде всего потому, что состав руд колчеданных месторождений Урала обнаруживает зависимость как от формационных особенностей зон, так и от состава эвгеосинклинального субстрата. Это наводит на мысль о возможном взаимодействии первичных базальтоидных расплавов с породами субстрата колчеданосных зон.

Сопоставим руды колчеданных месторождений и вулканогенных формаций по значению отношения концентраций Zn и Cu. Из рис. 26 видно, что широкий диапазон значений Zn/Cu в рудах месторождений различных типов зон лишь частично перекрывается со значениями этой величины в вулканитах всех формаций.

Рис. 26. Отношение содержаний цинка и меди, в рудах колчеданных месторождений, локализованных:

I — в рифтовых прогибах, *II* — во внутренних зонах, *III* — в тыльных зонах; в вулканогенных породах: 1 — океанические базальты, по В. Л. Барсукову, Л. В. Дмитриеву (1972 г.), формации: 2 — базальтовая, 3 — базальт-андезито-базальтовая; 4 — контрастная: а — базальты, б — липарито-дациты; 5 — непрерывная: а — базальты, б — андезито-базальты, в — андезито-дациты, г — липарито-дациты, д — субвулканические интрузии липаритов



Средние значения отношения Zn/Cu в рудах, за исключением месторождений рифтовидных прогибов, оказываются существенно большими, чем в вулканогенных породах. Отсюда следует, что принятие связи колчеданного оруденения с дифференциацией базальтоидных расплавов требует допущения при таких процессах либо потери меди либо дополнительного поступления цинка.

Исключение в этом отношении составляют руды месторождений рифтовидных прогибов, для которых предполагается прямое сообщение с базальтовым слоем. Что же касается двух других типов зон, то, как уже отмечалось, в основании зон присутствуют блоки синэпического материала, оказавшего существенное влияние на состав вулканогенных образований и соответственно на геохимические особенности руд связанных с ними месторождений. Следовательно, анализ эволюции базальтоидных расплавов не может ограничиваться рассмотрением возможных процессов их дифференциации.

Вопросы эволюции базальтовых расплавов в связи с их сульфидоносностью были проанализированы нами совместно с А. П. Лихачевым (1975 г.) на основе экспериментальных работ А. П. Лихачева (1973) и исходя из представлений о мантийном источнике руд сульфидных месторождений. Этим исследователем показано, что первичное мантийное вещество может содержать лишь незначительное количество рудогенных компонентов. Возрастание их концентраций достижимо только в условиях постадийного выплавления и выноса из одних и тех же мантийных участков различных по составу базитовых магматических масс. Подобному процессу отвечает последовательное выделение относительно легкоплавких бессульфидных расплавов, содержащих до 7—8% MgO , затем сульфидоносных богатых медью (9—11% MgO) и, наконец, тугоплавких сульфидоносных маломедистых магматических масс (до 25—30% MgO).

Рассматривая эти данные в приложении к анализируемому вопросу, важно отметить, что по составу вулканиты непродуктивных на колчеданное оруденение формаций могут рассматриваться как продукты слабосульфидоносных расплавов в отличие от завершающих их габброидных интрузий, близких к сульфидоносным магмам и в действительности сопровождающихся рудной минерализацией (Салаватское, Цессовская группа). Эти интрузивные образования содержат от 7 до 12% MgO , а концентрация Cu в них вне зон минерализации достигает 0,01—0,03%. Следовательно, для месторождений Cu Присакмарской и Ирендыкской зон допустимо принятие мантийного источника рудного вещества, поступление его вместе с сульфидоносными магматическими расплавами и перераспределение постмагматическими растворами.

Для колчеданных месторождений в отличие от изложенного связь с мантийным веществом представляется более отдаленной и более сложной прежде всего потому, что при общем родстве с базальтовым магматизмом колчеданные руды обнаруживают конкретные связи не с базитовыми составляющими, а с продуктами кислых расплавов.

В предшествующих разделах было показано, что для кислых вулканитов колчеданоносных формаций принимается двойственное происхождение, обусловленное как процессами дифференциации исходных базальтоидных расплавов, так и взаимодействием последних с эвгеосинклинальным субстратом с выплавлением кислых магм. Эти положения не противоречат приведенным данным о геохимических особенностях месторождений и колчеданоносных зон Урала и допускают возможность рассмотрения колчеданообразования как следствия двух по-разному сочетающихся процессов: 1) дифференциации первичных магм с обособлением рудного вещества и выведением его в верхние части земной коры в период поступления кислых расплавов и 2) ассимиляции материала эвгеосинклинального субстрата с экстракцией и мобилизацией рассеянных рудогенных компонентов и перемещением их к участкам рудоотложения. В обоих случаях рудный процесс и генерация кислых магм связаны общностью происхождения, отражением чего является пространственно-временная близость тех и других.

Из рассмотренных соотношений колчеданного оруденения и продуктивных вулканогенных формаций следует вывод о том, что состав руд месторождения колчеданной формации — функция количественных соотношений корового и мантийного материала в эвгеосинклинальном субстрате. Этот вывод хорошо приложим для объяснения металлогенических особенностей различных колчеданоносных провинций и образующих их структурно-формационных зон. Главная особенность — повышение в рудах концентраций Pb и Zn при возрастании доли кислых составляющих в продуктивных формациях эвгеосинклиналей с сиалическим субстратом (Тыпы..., 1973).

Рассматривая в целом соотношения колчеданного оруденения с магматизмом, отметим следующее:

1. Связь колчеданных месторождений с эвгеосинклинальным магматизмом определяется общностью магматических и рудообразующих процессов на поздних стадиях развития продуктивных вулканогенных формаций, выражающейся в тесной пространственно-временной близости рудоотложения и внедрения кислых магматических расплавов.

2. Специфика развития магматизма в той или иной части эвгеосинклинали, степень взаимодействия первичных магматических расплавов с эвгеосинклинальным субстратом, мощность и состав последнего определяют особенности состава руд колчеданных месторождений, рудное вещество которых имеет как мантийное, так и коровое происхождение и участвует в сложных процессах эволюции ювенильных магматических расплавов.

Условия рудоотложения и вертикальный размах оруденения

Полигенный характер колчеданного оруденения, отмечаемый рядом исследователей (Смирнов, 1960, 1970; О длительности..., 1973; Типы..., 1973), выражается прежде всего в эволюции форм и способов рудоотложения в течение определенных периодов становления колчеданоносных вулканогенных формаций. Выявление соотношения оруденения с отдельными составляющими последних и анализ условий рудоотложения — весьма актуальная задача, поскольку на этой основе могут быть определены диапазон распространения колчеданных залежей в разрезе вулканогенных формаций и его положение относительно определенных литолого-стратиграфических уровней и поверхности современного эрозионного среза.

Очевидно, что результаты такого анализа имеют существенное значение для разработки принципов прогнозирования колчеданных месторождений в первую очередь применительно к задачам глубинных поисков слепых залежей как в рассматриваемом регионе, так и в аналогичных по строению других провинциях.

Прежде чем разобрать конкретные результаты исследований на месторождениях региона, следует коротко остановиться на некоторых общих вопросах, определяющих принципы проводимого далее анализа.

Как известно, объективная основа двух крайних концепций генезиса колчеданного оруденения — наличие согласных с напластованием залежей, рассматриваемых как свидетельство их эксгальационно-осадочного (гидротермально-осадочного, вулканогенно-осадочного по другой терминологии) происхождения, и секущих напластование рудных тел, относимых к эпигенетическим образованиям, возникшим гидротермально-метасоматическим способом. Признание наличия синвулканических дислокаций достаточно высокой интенсивности, как и накопление все большего числа данных

о временной близости колчеданного оруденения к продуктивным вулканогенным формациям, имели своим итогом определенное сближение крайних воззрений, сглаживание противоречий и необходимость разработки генетических концепций, достаточно удовлетворительно объясняющих противоположные по генетическому содержанию факты.

Исходя из рассмотренных условий локализации колчеданного оруденения, можно выделить три крайних случая рудоотложения: субмаринное гидротермально-осадочное, придонное гидротермально-метасоматическое, супракристалльное гидротермально-метасоматическое, иногда связанное с собственно гидротермальным. Известная на некоторых объектах эволюция форм рудоотложения в рассматриваемой последовательности может интерпретироваться как следствие постепенного возрастания мощности вулканогенных образований на участках выведения гидротерм в условиях достаточно длительного (относительно скорости осадконакопления) поступления рудного вещества (Смирнов, 1968).

Механизм субмаринного гидротермально-осадочного рудообразования в течение длительного времени оставался недостаточно ясным в первую очередь в отношении причин выпадения рудного вещества на дне бассейна вблизи выводных каналов, факторов, препятствующих рассеиванию рудного вещества в морской воде, а также происхождения рудной зональности.

С. Н. Ивановым (1966) было выдвинуто и обосновано положение о том, что причина гидротермально-осадочного рудоотложения в трансформации состояния восходящих растворов вследствие перепада давлений на границе дна бассейна с морскими водами. Справедливость этого положения не вызывает сомнений, за исключением того обстоятельства, что упомянутая граница весьма условна, поскольку между кристаллическими породами ложа бассейна и морскими водами всегда присутствуют водонасыщенные нелигитифицированные морские осадки, обладающие промежуточными физико-механическими и иными свойствами. Отсюда следует возможность возникновения обоснованного С. Н. Ивановым градиента давления еще до достижения рудоносными растворами поверхности морского дна и замещения ими нелигитифицированных осадков. Подобный процесс в зависимости от количества поступающего рудного вещества может и не сопровождаться близсинхронным его отложением на дне бассейна.

Исходя из изложенного, нами совместно с А. Н. Гераковым (Кривцов, Гераков, 1972) на аналоговом электрогидродинамическом устройстве было проведено моделирование условий рудоотложения на границах различных по проницаемости сред. Для случая, аналогичного рассмотренному, была выбрана модель, отвечающая сочетанию высокопроницаемого канала (трещина в вулканогенных породах) с перекрывающей менее проницаемой средой (нелигитифицированные осадки). Моделирование при трех значениях соотношений проницаемости (1,8; 5,3; 42,8) показало, что на границе сред имеет место резкое изменение градиентов напоров и относительных

скоростей фильтрации, а также растекание растворов на выходе из канала. Эти изменения оказываются тем более значительными, чем выше различия в проницаемости сред. Следствием подобной трансформации состояния растворов, вероятно, должны быть взаимодействие их с нелигитифицированными осадками, своеобразный метасоматоз последних и отложение рудного вещества в форме как согласных, так и секущих тел.

Все эти данные определяют необходимость выделения колчеданных залежей, сформированных путем замещения нелигитифицированных осадков в условиях, близких к субмаринному гидротермально-осадочному рудоотложению. Признаки таких залежей еще нуждаются в уточнении, однако количество рудных тел, сформированных подобным образом, может быть значительным.

Анализ процессов современного субмаринного рудоотложения, выполненный Г. Бэкером и Г. Рихтером (Bäcker, Richter, 1974), показал, что для возникновения субмаринных рудных залежей необходима ограниченность взаимодействия выведенных на дно бассейна высококонцентрированных растворов (рассолов) с морской водой, поскольку таковое приводит к рассеиванию рудного вещества. Условие образования из последнего значительных тел — скопление рассолов во впадинах морского дна и возникновение относительно закрытых систем, что связано с ограниченностью взаимодействия более плотных рассолов с перекрывающей морской водой. Эти положения представляются вполне приемлемыми, поскольку они подтверждаются примерами рудоотложения во впадинах Атлантики и Чейн Красного моря (Degens, 1970), а также объясняют приуроченность ископаемых гидротермально-осадочных залежей к депрессиям дна палеобассейнов (например, Летнее и Осеннее месторождения на Южном Урале, отдельные залежи Юбилейного; Кривцов, 1972).

Среди субпластовых залежей, обладающих всеми признаками сингенетического происхождения, довольно часты рудные тела, сопровождающиеся со стороны лежащего бока секущими круто падающими апофизами, локализованными в рудоподводящих каналах. Эти апофизы в случае отсутствия по той или иной причине пластовых составляющих по позиции и соотношениям с вмещающими породами ничем не отличаются от рудных тел гидротермально-метасоматического генезиса.

Из работ В. И. Смирнова (1968, 1970) и исследований Г. Бэкера и Г. Рихтера (Bäcker, Richter, 1974) следует, что в случае рассеивания поступающего на дно бассейна рудного вещества единственным выражением процесса рудообразования может быть формирование рудных тел гидротермально-метасоматическим способом в придонной части разреза, в проницаемых зонах, непосредственно сообщающихся с дном бассейна, т. е. с поверхностью осадконакопления. Подобные случаи рудоотложения вероятны и в палеовулканических условиях, где общий гидротермально-метасоматический характер таких руд может интерпретироваться как следствие относительно глубинного их формирования, что, однако,

далеко не всегда отвечает действительной обстановке их образования.

Соотношения субмаринного и супракрустального рудоотложения в связи с вулканическими эксгаляциями были рассмотрены Дж. Д. Риджем (Ridge, 1973) на основе анализа поведения гидротермальных растворов при температурах до 330°C . Этим исследователем показано, что достижение растворами морского дна находится в строгой зависимости от их температуры и глубины бассейна. В частности, выход растворов на морское дно при температуре более 230°C возможен при глубине бассейна, превышающей 180 м, а при температуре около 300°C при глубине бассейна более 915 м. Что же касается метасоматического отложения руд, то Дж. Д. Ридж (Ridge, 1973) допускает его при наличии 460 м толщи воды для температур, превышающих 230°C . Эти данные, во-первых, опровергают еще существующие представления о глубоководных условиях субмаринного рудоотложения, а во-вторых, свидетельствуют о том, что гидротермально-осадочные и придонные гидротермально-метасоматические залежи не столь сильно различаются по обстановке и уровню становления, как это может казаться при изучении ископаемых рудных объектов.

В целом все изложенное позволяет, как кажется, считать, что согласные гидротермально-осадочные залежи и секущие гидротермально-метасоматические рудные тела представляют собой крайние отражения одного и того же процесса при наличии ряда генетически и морфологически промежуточных, переходных проявлений. В наиболее общем случае разнообразие обстановок колчеданообразования, вероятно, определяется отсутствием либо наличием сообщения выводящего канала с поверхностью морского дна, а при существовании таковой связи степень проявления гидротермально-осадочных процессов, их преобладанием либо подчиненностью супракрустальному рудоотложению.

Рассмотренные соотношения гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического рудообразования имеют место и на изучавшихся нами месторождениях Южного Урала. Среди колчеданных залежей последних могут быть выделены следующие типы: 1) сформированные в субмаринных условиях гидротермально-осадочные залежи и замещившие нелитифицированные осадки рудные тела, не сопровождающиеся значительными по масштабам гидротермально-метасоматическими залежами; 2) залежи комплексного происхождения, в которых собственно гидротермально-метасоматические (внутрикоровые) тела вследствие связи рудоподводящих и рудовмещающих каналов с поверхностью накопления сопряжены либо сочетаются с одновозрастными гидротермально-осадочными залежами; 3) гидротермально-метасоматические залежи, для которых не имеется достоверных доказательств сопровождения гидротермально-осадочным рудообразованием в более высоких по восстановлению частях разреза; 4) собственно гидротермально-метасоматические залежи, геологическая позиция которых и время формиро-

вания не допускают возможности сообщения рудоподводящих каналов с поверхностью накопления.

На некоторых объектах региона имеет место совмещение в пространстве разных по природе залежей, что обусловлено изменением структурных условий рудоотложения в процессе продолжающегося поступления рудного вещества. Выделенные типы залежей на месторождениях рудных районов Южного Урала различаются по вертикальному размаху оруденения.

В Акъяр-Бурибайской подзоне, как показано, устанавливается дву- трехкратное проявление гидротермально-осадочного рудоотложения, вертикальный диапазон распространения продуктов которого составляет первые десятки метров. Более поздние рудные тела гидротермально-метасоматического генезиса обладают вертикальным размахом около 350 м (Юбилейное II).

В Макан-Мамбетовской подзоне устанавливается сложное переплетение во времени гидротермально-осадочного и гидротермально-метасоматического процессов рудоотложения. В этой подзоне на Мамбетовском рудном поле вертикальный размах оруденения, отвечающий расстоянию между верхними контактами сингенетических залежей и нижними выклиниваниями гидротермально-метасоматических, составляет около 200 м.

Этот диапазон оказывается ненамного бóльшим на Маканском рудном поле. Для выявленных колчеданных залежей, часть из которых представлена секущими телами, а другие принадлежат к залежам сложной морфологии, локализованным в пределах андезито-дацитовой толщи на трех литолого-стратиграфических уровнях, общий вертикальный размах оруденения не превышает 250 м.

Вертикальный размах оруденения в Баймакском районе колеблется в пределах 100—300 м. При этом в восточной части района рудные тела всех известных месторождений, различаясь по положению в разрезе, находятся на близком гипсометрическом уровне. Как кажется, это может рассматриваться в качестве свидетельства одинаковой глубины формирования руд многих из этих месторождений, оцениваемой П. Ф. Сопко (Колчеданные месторождения..., 1974) в 1 км.

Все изложенное показывает, что в пределах рассматриваемого региона вертикальный размах колчеданного оруденения колеблется от 100 до 400 м. Этот диапазон распространения оруденения в разрезах непрерывных формаций начинается либо непосредственно от поверхности накопления наиболее поздних кислых лавовых и туфовых фаций колчеданосных формаций (сингенетические залежи), либо на глубине от 100 до 500 м. Обращает на себя внимание то, пока не поддающееся объяснению обстоятельство, что приведенный вертикальный размах оруденения сопоставим с мощностями кислых вулканитов соответствующих продуктивных формаций, составляя в разных районах от 1/2 до 3/4 их величины.

Колчеданные месторождения и метаморфизм

В силу приуроченности колчеданного оруденения к наиболее ранним стадиям развития эвгеосинклиналей первичноотложенные руды независимо от механизма формирования на последующих стадиях эволюции подвижных поясов оказывались в сфере воздействия тех или иных метаморфизирующих процессов. Это — основа известного положения А. Н. Заварицкого (1950) о соответствии уровней преобразований колчеданных руд и вмещающих их пород, которое получило развитие в работах В. И. Смирнова и ряда других исследователей.

При рассмотрении преобразований вулканогенных пород Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали была показана принадлежность всех метасоматических и метаморфических процессов к доорогенному метаморфизму, что отражает специфику тектоно-магматического развития региона. В общей последовательности метасоматоза и метаморфизма колчеданное оруденение занимает достаточно определенное положение, формируясь на фоне зеленокаменных преобразований накапливающихся вулканитов, после их пропилитизации, в тесной связи с процессами гипогенного выщелачивания, которые предшествуют постколчеданному метаморфизму в условиях цеолитовой и пренит-пумпеллиитовой фаций, а также контактово-метаморфическому воздействию доорогенных интрузий (Кривцов, 1974).

Исследование преобразований колчеданных руд Урала, выполненное П. Я. Ярошем (1973), позволило установить, что формирование современного облика руд определяется процессами диагенеза первичноотложенных сульфидов и различного по природе метаморфизма. Выражение этих преобразований — фазовые превращения и собирательная перекристаллизация на стадии диагенеза, последующие деформации минеральных зерен и агрегатов, перекристаллизация и перегруппировка рудного вещества, иногда сопровождающаяся привносом ряда элементов, а также взаимозамещения как сульфидов, так и силикатов.

Опираясь на данные упомянутого исследования и учитывая результаты ряда других работ, наиболее изученные рудные районы Урала по ведущему значению постколчеданных метаморфических процессов могут быть отнесены к следующим группам:

1) районы с проявлением метаморфизма в условиях цеолитовой фации либо с сохранением цеолитов в продуктах синвулканических изменений (Блявинский);

2) районы, вулканогенные породы которых испытали метаморфизм в условиях пренит-пумпеллиитовой фации (Бурибайский, Сибайский, Маканский, Учалинский и др.);

3) районы с проявлениями контактового метаморфизма в связи с интрузиями гранитоидов (Домбаровский, Приорский);

4) районы с интенсивным дислокационным метаморфизмом, многократно проявленными динамометаморфическими процессами

и активизирующим воздействием гранитоидных интрузий (Красноуральско-Нижнетагильский).

Рассмотрим, в какой же мере соблюдается принцип А. Н. Заварицкого о соответствии метаморфизма руд и вмещающих их пород и как это отражается на основных чертах месторождений.

Исследованиями А. А. Маракушева, Л. Д. Куршаковой (1969 г.) и Л. П. Гуревич (1972) уточнены границы устойчивости ряда минеральных парагенезисов, характерных для вулканогенных толщ Южного Урала, что позволяет оценить значения температур и давлений, действовавших на колчеданные руды после их отложения (см. рис. 11).

Вулканогенные толщи Блявинского района, представляющего *первую группу*, по данным Г. П. Заварицкого и др. (1969 г.), содержит минералы группы цеолитов, наложенные на зеленокаменно измененные породы с такими минералами, как альбит, эпидот, актинолит и реликтовый клинопироксен. Сохранность цеолитов позволяет считать, что параметры условий преобразования колчеданных руд месторождений этого района не превышают параметров цеолитовой фации, определяемой значениями p_s до 2 кбар и t от 200 до 320°С (Гуревич, 1972).

Наиболее изучено в рассматриваемом районе Блявинское месторождение, низкий уровень метаморфизма руд которого отмечался А. Н. Заварицким. В отличие от других южноуральских месторождений основной объем руд сложен марказитом, лишь частично перешедшим в пирит вследствие диагенетических преобразований, выражающихся в перекристаллизации первичных тонкодисперсных масс и так или иначе связанных с явлениями дегидратации и контракции первичного рудного вещества (Ярош, 1973).

Современный состав руд Блявинского и близкого к нему Комсомольского месторождений свидетельствует о низкой интенсивности преобразований первичноотложенного рудного вещества, что отвечает низкому уровню метаморфизма вмещающих пород. Следует отметить, что В. Л. Русиновым (1968) верхний температурный предел устойчивости марказита определен 327°С, что близко к верхней температурной границе цеолитовой фации. Экспериментальными исследованиями С. В. Козеренко (1972) установлено, что при температуре до 350°С сульфиды железа образуют не менее трех сосуществующих минеральных фаз, как это имеет место на Блявинском месторождении (Ярош, 1973).

Отсюда следует, что ведущее значение пирита на большинстве южноуральских месторождений может быть объяснено воздействием более интенсивных преобразований, чем в цеолитовой фации, а Блявинское месторождение в дальнейшем сопоставлении может рассматриваться как наиболее близкое по составу руд к первичноотложенному веществу.

В районах *второй группы* колчеданные месторождения располагаются в местах воздействия метаморфизма в условиях пренип-пумпеллитовой фации. Последняя, как известно, рассматривает-

ся как результат метаморфизма погружения, вследствие чего важно определить вертикальный размах ее проявлений. Максимальная из известных на Южном Урале мощность вулканогенных пород, охваченных метаморфизмом в условиях пренит-пумпеллиитовой фации, около 2,5 км. Это значение с учетом реконструкции разрезов на время завершения рассматриваемых преобразований может быть увеличено до 5 км.

Близкие и большие значения вертикального размаха пренит-пумпеллиитовой фации известны в других геосинклинальных областях (Кумбс, 1963 и др.). Однако колчеданные залежи на большинстве южноуральских месторождений располагаются внутри указанного интервала. В частности, рудное тело Учалинского месторождения, как установлено глубоким бурением, находится на 1000 м выше нижней границы пренит-пумпеллиитовой фации.

Таким образом, геологические данные позволяют принять, что условия преобразований ряда месторождений рассматриваемой группы районов отвечают области со значениями p_s от 0,5 до 4 кбар (и более) и t от 280 до 450—470°С (см. рис. 13). Достижение таких условий определяет переход марказита и других низкотемпературных фаз сульфидов железа в более устойчивый пирит — главный минерал месторождений второй группы районов. Что же касается других минералов, то уместно указать, что по экспериментальным данным В. А. Франк-Каменецкого и др. (1969 г.) переход каолинита в смесь серицита и мусковита происходит при значениях p и t , соответствующих пренит-пумпеллиитовой фации, а Шмальцем (Гаррелс, Крайст, 1968) установлено, что превращение гётита в гематит + воду имеет место в условиях, близких по значениям p и t к метаморфизму цеолитовой фации.

Отсюда следует, что широко распространенные на месторождениях второй группы районов пирит, серицит и гематит могут рассматриваться как результат преобразования в условиях пренит-пумпеллиитовой фации первичноотложенных марказита (либо других фаз сульфидов железа), глинистых минералов и гидроокислов железа. Этот вывод подтверждается широким развитием указанных первичных минералов в неметаморфизованных колчеданных залежах из областей современного и молодого вулканизма (Логинов, Русинов, 1972).

Указанные значения p и t наряду с фазовыми превращениями могут вызывать также деформацию и миграцию первичноотложенных минералов (Sen, 1973). Дж. Э. Гиллом (Gill, 1960) экспериментально доказано, что уже при 550 барах и 400°С такие минералы, как халькопирит и галенит, способны к пластическому течению, миграции и внедрению в другие минералы. Важно отметить, что в условиях более высоких давлений (более 2 кбар) принципиально возможны значительные масштабы перераспределения сульфидов в зависимости от их плотностей с перемещением (своеобразным «всплыванием») наиболее легких минералов в сторону наименьших нагрузок, т. е. по нормали к поверхностям захоранивающих толщ.

Весьма существенной представляется роль метаморфизма пренит-пумпеллиитовой фации в переотложении рудного вещества колчеданных залежей. Мобилизующая роль метаморфизма, как следует из работы У. Т. Джолли (Jolly, 1974), определяется тем, что в условиях пренит-пумпеллиитовой фации в зоне дегидратации имеет место экстракция рудных компонентов с переотложением в зоне гидратации. Упомянутым исследователем на примере месторождений меди оз. Верхнего показано, что рассеянные в базальтоидах серии Портедж-Лейк Cu, Zn, Ni извлечены из зеленокаменно измененных пород и перегруппированы при температуре 200—300° С. С этими процессами связывается формирование промысленных руд района, сосредоточенных выше нижней границы распространения пренита над зоной дегидратации.

Отсюда следует, что воздействие метаморфизма в условиях пренит-пумпеллиитовой фации на формирование колчеданных залежей может быть весьма существенным. Представляется неслучайным тот факт, что векторы рудной зональности ряда месторождений региона ориентированы по нормали к границам субфаций и ступеней метаморфизма пренит-пумпеллиитовой фации.

В рассматриваемых метаморфических процессах возможно участие не только компонентов сульфидных залежей, но и рассеянных в породах рудообразующих элементов, что подтверждается как работой У. Т. Джолли (Jolly, 1974), так и приведенными в предшествующих разделах данными о зависимости содержаний элементов-примесей в вулканитах от характера их метаморфизма. Подобные процессы могут быть привлечены для объяснения появления на многих колчеданных месторождениях самых поздних по времени формирования кварц-карбонат-сульфидных прожилков, обычно рассматриваемых как продукт завершающейся гидротермальной деятельности.

Сопоставление месторождений первой и второй групп районов по уровням концентраций полезных компонентов показывает, что и распределение содержаний последних по сортам руд может быть связано с метаморфическими преобразованиями. В частности, из рис. 27 видно, что в месторождениях второй группы имеет место обратная зависимость между содержаниями Cu и Zn в серноколчеданных рудах и концентрациями этих элементов в медноколчеданных рудах и медно-цинковых рудах. Конкретное выражение этой зависимости — тот факт, что месторождения, содержащие значительные массы высокомедистых серноколчеданных руд, характеризуются пониженной долей медноколчеданных и медно-цинковых руд (Блявинское, Сибайское) по сравнению с объектами, где серноколчеданные руды обладают пониженными и убогими содержаниями меди (Юбилейное, Октябрьское).

Месторождения, сходные с двумя последними, обладают хорошо выраженной зональностью рудных тел в отличие от таких, как Блявинское, — представителя слабометаморфизованных месторождений. Эти данные соответствуют тому, что содержания Cu и Zn, усредненные на всю массу сульфидных залежей, для боль-

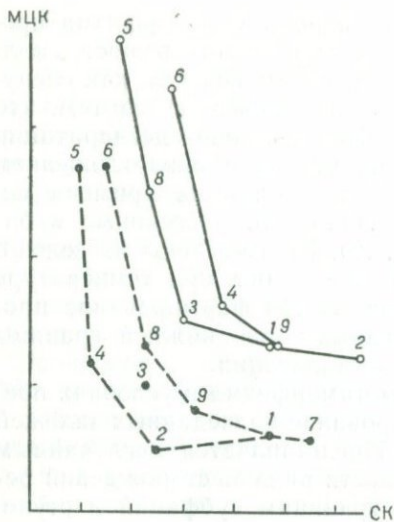


Рис. 27. Соотношение содержания Cu (штриховые линии) и $\text{Cu}+\text{Zn}$ (сплошные линии) в серноколчеданных (СК) и медноколчеданных с цинком (МЦК) рудах месторождений Южного Урала:

1 — Блявинского; 2 — Сибайского; 3 — Гайского; 4 — Юбилейного; 5 — Октябрьского; 6 — Маканского I; 7 — Пригорского; 8 — Весеннего; 9 — им. 50-летия Октября

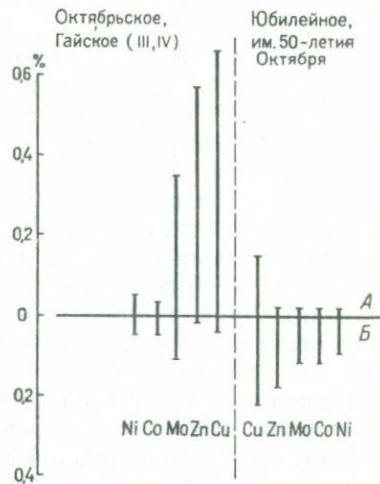


Рис. 28. Содержания элементов-примесей в пиритах медноколчеданных (А) и серноколчеданных (Б) руд месторождений Южного Урала

шинства месторождений имеют близкие значения. Отсюда кажется естественным допущение о формировании по крайней мере части промышленных руд за счет перераспределения Cu и Zn и перемещения их в верхние части залежей при метаморфизме в условиях, сходных с описанными У. Т. Джолли (Jolly, 1974).

Справедливость выказанного допущения подтверждается результатами анализа распределения элементов-примесей между пиритом серноколчеданных и медноколчеданных руд, проведенного нами на примере Октябрьского, Гайского, Юбилейного и им. 50-летия Октября месторождений по материалам М. И. Новгородовой (1972 г.) и В. М. Шепелева (1974 г.)

Как видно из рис. 28, эти месторождения отчетливо разделяются на две группы по содержаниям в пиритах Cu , Zn , Mo , Co , Ni . Пириты серноколчеданных руд месторождений первой группы, отвечающих условиям более высоких ступеней пренит-пумпеллитовой фации, обнаруживают существенно пониженные концентрации перечисленных элементов по сравнению с такими же пиритами второй группы. Всеми этими элементами резко обогащены пириты медноколчеданных руд месторождений первой группы по сравнению как с такими же пиритами месторождений второй группы, так и с пиритами серноколчеданных руд первой группы.

Более детальные исследования состава рудных минералов, выполненные В. Б. Шишаковым (1974 г.) с использованием рентгеновского микроанализатора IXA-5 для Октябрьского месторождения, выявили существенные различия в распределении примесных Cu, Zn и Fe. В вертикальном сечении рудной залежи в ряду серный колчедан — медный колчедан — медно-цинковый колчедан — барит-полиметаллические руды имеет место плавное нарастание железистости пирита и сфалерита от серноколчеданных руд к медно-цинковым с резким скачком в области барит-полиметаллических.

Халькопирит при пониженных содержаниях Fe в серноколчеданных рудах оказывается резко обогащенным этим элементом в медноколчеданных рудах, тогда как в медно-цинковых и барит-полиметаллических наблюдается постепенное падение железистости. Высокое содержание Cu в пирите серноколчеданных руд как бы компенсируется его низкой медистостью в медноколчеданных рудах с повышением в медно-цинковых и падением в барит-полиметаллических.

В целом в серноколчеданных и медноколчеданных рудах имеет место обратная зависимость между содержаниями Cu в пирите и ассоциирующем с ним халькопирите. Сходные соотношения устанавливаются при сопоставлении концентраций Cu в сфалерите из медно-цинковых и барит-полиметаллических руд с содержаниями этого элемента в пирите и халькопирите из тех же руд. Приведенные данные показывают, что при формировании конкретных минеральных комплексов имеет место экстракция рудообразующих элементов с перераспределением их между сульфидами.

Явления перегруппировки рудного вещества лишь отчасти могут быть объяснены воздействием постколчеданного метаморфизма. Представляется весьма существенным то обстоятельство, практически не проанализированное в литературе, что первичноотложенные колчеданные руды в дальнейшем оказываются в сфере циркуляции вадозных вод. Многократная активизация последних под воздействием субвулканических интрузий, повышенный геотермический градиент в условиях продолжающегося вулканизма, миграция этих вод в верхние горизонты при метаморфизме в условиях прениг-пумпеллиитовой фации могут рассматриваться в качестве главных факторов, влияющих на перераспределение первичноотложенного рудного вещества и зависящих от специфики строения конкретных месторождений и истории их геологического развития.

Третья группа районов выделяется на примере колчеданоносной провинции Северных Мугоджар. Вопрос о соотношении колчеданного оруденения Южного Урала с доорогенными (позднегеосинклинальными) интрузиями впервые был рассмотрен А. И. Шмидтом (1961), М. Б. Бородаевской и др. (1962 г.). Аналогичные по природе преобразования, проявленные в существенно больших масштабах, изучены в последние годы на месторождениях Приорского и Домбаровского рудных районов. Принципиальная схема этих процессов дана в работе М. Б. Бородаевской и др.

(О полигенном характере..., 1970), а детали их рассмотрены С. Т. Агеевой (1973) на примере Весеннего месторождения.

По данным упомянутых исследователей месторождения этих районов испытали значительные трансформации первичноотложенного рудного вещества под воздействием средне-позднедевонских интрузий габбро-плагногранитной формации.

С. Т. Агеевой (1973) на Весеннем месторождении устанавливается воздействие на околорудные метасоматиты и руды прогрессивной и регрессивной стадий контактового метаморфизма. Прогрессивная стадия метаморфизма выражается в замещении обычных для колчеданных месторождений метасоматитов серицит-кварцевого и серицит-хлорит-кварцевого состава новообразованными агрегатами кордиерита, биотита, антофиллита, амфиболов, образующих совместно с кварцем роговиковоподобные породы.

С проявлениями регрессивной стадии связываются замещение хлоритом и серицитом кордиерита, биотита, антофиллита, а также развитие зон серицитизации и хлоритизации, имеющих послегранитный возраст. Воздействие прогрессивной стадии на руды выражается в развитии пирротина и магнетита, шпинели и граната, интенсивной перекристаллизации первичных руд с образованием в краевых частях залежей крупнокристаллических агрегатов. С проявлениями регрессивной стадии связываются фазовые превращения сульфидов, в частности замещение пирротина марказитом и пиритом, а также наложение на колчеданные руды нового этапа минерализации, в продуктах которой присутствуют такие минералы, как арсенопирит, молибденит, галенит, блеклые руды.

Месторождения *четвертой группы* районов принадлежат к числу объектов, интенсивность преобразований руд которых и вмещающих их пород значительно разнообразнее, чем в первых трех группах. Эта группа выделяется нами на примере Красноуральско-Нижнетагильского рудного района и включает сходные с ним по основным характеристикам Кировоградский и Дегтярский районы.

На примере Красноуральско-Нижнетагильского района было показано, что первичноотложенные колчеданные руды были вовлечены в складкообразование, испытали метаморфизм в условиях фации зеленых сланцев, стрессовые нагрузки при многократных проявлениях динамометаморфизма, регенерирующее воздействие вод, активизированных при внедрении плагногранитов. Изменения структурно-текстурных особенностей руд и их вещественного состава при упомянутых процессах с высокой детальностью проанализированы в работе П. Я. Яроша (1973), показавшего, в частности, что современный облик колчеданных залежей таких районов существенно отличается от рудных тел районов со слабым метаморфизмом, а тем более от первичноотложенных синвулканических сульфидных масс.

По итогам исследований Ю. Ф. Юдина (1975) в качестве главных изменений руд рассматриваемой группы районов могут быть выделены следующие: 1) превращение рудовмещающих метасоматитов серицитолитовой формации в сланцы, содержащие регене-

рированную сульфидную вкрапленность; 2) пластические деформации руд с образованием микрокатакластических структур, раскрытием даже самых тонких рудных сростков, высвобождением из них халькопирита и сфалерита; 3) наложение на руды перегруппированных агрегатов серицита и кварца; 4) обеднение руд Cu, Zn, Pb, Fe, S по сравнению с южноуральскими объектами.

Эти особенности руд обусловлены воздействием динамометаморфических процессов, которые, как показано на примере Красноуральско-Нижнетагильского района, принадлежат к числу высокоинтенсивных и наиболее поздних метаморфических. Вследствие этого в современном облике колчеданных залежей признаки предшествующих преобразований трудно установить с должной достоверностью.

Динамометаморфизм самых поздних этапов развития района играет столь важную роль, что им определяются размещение колчеданных залежей в рассланцованных метасоматитах серицитолитовой формации и распределение концентраций Cu и Zn в рудных телах. В зонах интенсивного динамометаморфизма размещение концентраций сульфидных руд коррелируется с их мощностями и подчиняется чередованию участков сжатия и нагнетания. В ряде случаев, как, например, на месторождении им. III Интернационала, наложение динамометаморфизма на рудные тела вызывает столь значительное перераспределение рудного вещества, что возникает обратная (по склонению и по падению) рудная зональность с появлением очень высоких концентраций Zn в глубинных частях залежей.

Существенная роль в преобразовании колчеданных руд принадлежит интрузиям плагиогранитов. Наряду с контактово-метаморфическим воздействием и привносом новых порций рудного вещества, рассмотренных для районов третьей группы, внедрение этих интрузий, как устанавливается на примере некоторых объектов Красноуральского рудного поля, может быть причиной регенерации колчеданных залежей под воздействием активизированных этими магматическими массами вод. Подобные процессы принадлежат к числу усложняющих и нарушающих первичные связи колчеданного оруденения с вулканизмом, поскольку они выражаются наложением перемещенных сульфидных масс на поствулканические тектоногенные структуры.

Нельзя не отметить, что масштабы таких явлений остаются недостаточно ясными, как и их роль в формировании конкретных рудных тел. Вместе с тем наличие в Восточно-Красноуральской зоне ряда залежей, размещающихся в зависимости от морфологии кровли плагиогранитного массива и его экзоконтактов, вызывает необходимость изучения роли плагиогранитов в формировании рудных тел, находящихся в аналогичной геологической ситуации.

В целом в качестве главных результатов постколчеданного метаморфизма месторождений четвертой группы районов следует рассматривать изменение формы рудных залежей в плане упрощения

и приближения к уплощенным линзовидным телам, катаклаз и перекристаллизацию околорудных метасоматитов и руд с возникновением специфических структур и текстур, перераспределение рудных и нерудных минералов с изменением первичных соотношений, перегруппировку рудогенных элементов под влиянием динамометаморфизма, контактово-метаморфическое и регенерационное воздействие гранитоидных интрузий с привнесом новых элементов, с перегруппировкой части синвулканических сульфидных руд и отложением их в новых структурных условиях.

Завершая данный раздел, отметим, что выделенные четыре группы рудных районов по интенсивности метаморфизма отражают степень отклонения наблюдаемых ныне характеристик колчеданных залежей от первичноотложенных сульфидных масс. Главное выражение постколчеданного метаморфизма — затушевывание признаков связи оруденения с эвгеосинклинальным вулканизмом, что необходимо учитывать при генетических и прогнозных разработках в колчеданосных провинциях и районах различного типа.

ПРИНЦИПЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ КОЛЧЕДАННОГО ОРУДЕНЕНИЯ

Прогнозные и прогнозно-металлогенические исследования, имеющие целью разработку научно обоснованных направлений поисков, в настоящее время являются составной частью общего комплекса геологопоисковых работ и проводятся на его ранних стадиях.

Проведенный в работе анализ условий локализации колчеданного оруденения показывает, что прогнозирование колчеданоносных площадей возможно на основе структурно-формационных исследований, а выделение конкретных перспективных участков должно базироваться на комплексе поисковых критериев, отражающих формационные, фациальные, структурные и метасоматические факторы контроля оруденения.

Рассмотрение принципов прогнозирования базируется на изложенных данных об особенностях развития натровой серии базальтоидного магматизма, о палеотектонической позиции колчеданоносных структурно-формационных зон и рудных районов, об условиях локализации и закономерностях размещения колчеданных месторождений в районах различного типа.

Прогнозирование колчеданного оруденения представляет собой выделение по геологической ситуации тех или иных площадей геосинклинальной области, в пределах которых возможно обнаружение месторождений или рудных тел. Очевидно, что перспективные площади по масштабам и требуемым видам работ существенно отличаются друг от друга в зависимости от детальности прогнозных исследований и могут отвечать трем категориям: колчеданоносной зоне, рудному (поисковому) району, рудному полю (поисковому участку). Естественно поэтому, что для выделения каждой из категорий площадей используются различные факторы и поисковые критерии.

В качестве *колчеданоносных (потенциально колчеданоносных)* зон выделяются те части эвгеосинклинальных областей, в пределах которых проявился вулканизм контрастной и непрерывной (либо одной из них) формаций натровой серии базальтоидного магматизма.

Различия в палеотектонической обстановке проявления продуктивных формаций определяют наличие трех типов зон, обладающих разной колчеданоносностью (внутренние зоны древних островных дуг, вовлеченные в продуктивный вулканизм участки тыльных зон, рифтовидные прогибы). Установление типа зоны позволяет дать оценку ее потенциальной меденосности, поскольку, как показано на примере Урала, зоны разного типа существенно отличаются друг от друга по числу месторождений; запасам руд одного месторождения; относительной продуктивности; по концентрациям

основных рудообразующих компонентов и их соотношениям; по набору и содержаниям элементов-примесей.

Выделение колчеданосных зон в пределах эвгеосинклинальной области предполагает необходимость определения палеотектонической позиции и смежных с ними частей. Выявление среди последних тыльных и барьерных зон отвечает задаче установления площадей, потенциально перспективных на прожилково-вкрапленное медное оруденение, связанное с интрузивными составляющими не продуктивных на колчеданное оруденение вулканогенных формаций натровой серии базальтоидного магматизма.

Рудные (поисковые) районы — части колчеданосных зон (подзон, реже блоков), обладающие определенными структурно-формационными признаками. В качестве потенциально колчеданосных выделяются площади развития той или иной продуктивной формации, структурно обособленные от других частей зоны и отличающиеся по фациально-формационным характеристикам, структурным особенностям и глубине эрозионного среза колчеданосных формаций.

Основа для отнесения выделенных районов к тому или иному типу, позволяющему оценить перспективы колчеданосности и потенциальную продуктивность, — формационная принадлежность вулканитов и характер развития соответствующей структурно-формационной зоны. Исходя из изложенных данных, могут быть выделены две главные группы районов, колчеданосность первой из которых связана с контрастной формацией (учалинский тип), а второй — с непрерывной (верхнеуральский тип). Учитывая специфику становления этих формаций и различия в их колчеданосности в зонах разного типа, более дробное деление упомянутых групп должно исходить из палеотектонической позиции структурно-формационной зоны. Поэтому первая группа может быть разделена на три подгруппы в соответствии с наличием контрастной формации в трех типах зон, а вторая, характерная главным образом для внутренних зон и возможная в тыльных — на две с выделением в качестве особого типа (баймакского) районов с вулканоплутоническим обликом продуктивных формаций соответствующих подзон.

Установление типа поискового района позволяет прогнозировать характер ведущего оруденения (гидротермально-осадочное, гидротермально-метасоматическое, гидротермальное); масштаб возможных залежей и особенности их состава; ведущий структурно-морфологический тип рудных тел; вертикальный размах оруденения и ряд других параметров, по аналогии с изученными районами и позволяющих выбрать наиболее рациональную методику поисковых работ.

Потенциальные рудные поля (перспективные участки) выделяются в пределах рудных районов на основе комплекса признаков и поисковых критериев. В качестве главных признаков перспективных на колчеданное оруденение участков можно выделить следующие:

— наличие умеренно кислых и кислых составляющих контрастной либо непрерывной формации при благоприятном расположении эрозионного среза по отношению к известному на смежных либо сходных площадях диапазону распространения оруденения в разрезах формаций и к его вертикальному размаху;

— неоднородность разреза кислых толщ с широким развитием пирокластических и вулканомиктовых фаций, связанных взаимопереходами;

— присутствие интрузивных и экструзивных составляющих продуктивных формаций;

— нахождение в пределах площади литолого-стратиграфических уровней (уровня), контролирующих в смежных либо аналогичных районах положение колчеданных залежей, на доступных для вскрытия глубинах;

— наличие синвулканических разломов, контролирующих размещение фаций и мощностей;

— расположение площадей развития контрастной формации на склонах вулканогенных поднятий при наличии синвулканических депрессий и вулканических сооружений центрального типа, сложенных кислыми вулканитами;

— наличие в областях ареального вулканизма непрерывной формации структур биклиналиного типа, образованных породами рудоконтролирующего литолого-стратиграфического подразделения;

— участие в строении потенциально рудоносных структур синвулканических разломов и зон расланцевания, сопряженных с рудоконтролирующими литолого-стратиграфическими уровнями либо находящимися в сочетании с благоприятными для замещения фациями вулканитов и экранирующими горизонтами, подобном выявленному на известных рудных объектах;

— присутствие в благоприятной геолого-структурной обстановке зон пропилитизации и метасоматитов серицитолитовой формации, граничащих по восстанию либо со стороны висячего бока с зонами гематитизации;

— наличие на перспективных по геологическим данным площадях полиэлементных геохимических аномалий, отвечающих надрудным частям ореолов, и комплексных геофизических аномалий (гравиметрических и электроразведочных).

К изложенному следует добавить необходимость учета зонального размещения месторождений и рудных тел, выражающегося в смене по вертикали и латерали серноколчеданных руд медноколчеданными, а последних медно-цинковыми и колчеданно-полиметаллическими.

Комплекс перечисленных признаков при наличии большей части из них — основа для выделения перспективных площадей, а отдельные признаки пригодны для оценки перспектив флангов и глубоких горизонтов известных рудных полей и месторождений.

Изложенное показывает, что прогнозирование колчеданного оруденения по сути сводится к постепенному сужению перспективных

площадей в ряду район — поисковый участок путем последовательного исключения из рассмотрения площадей, не отвечающих комплексу факторов прогнозирования и не содержащих выявленных в известных районах поисковых признаков. Представляется важным отметить, что принятие рассмотренного положения о приуроченности колчеданного оруденения к достаточно определенным периодам становления продуктивных формаций и ограниченности его распространения в разрезе при наличии рудоконтролирующих диапазонов позволяет исключать из рассмотрения значительные площади распространения продуктивных формаций с неблагоприятным расположением уровня эрозионного среза.

Рассмотренные факторы прогнозирования и поисковые признаки могут быть и не выявлены на этапе работ, предшествующем постановке прогнозных исследований. В связи с этим проведение последних должно опережаться анализом состояния изученности территории, имеющим целью решение вопроса о том, в какой мере выполненные ранее работы обеспечили выявление поисковых критериев и обнаружение отвечающих им геологических объектов и насколько достоверны существующие представления о степени перспективности анализируемой территории (Бородаевская, Кривцов, Лисицын, 1971).

Для оценки уровня изученности той или иной территории последняя подразделяется по плотности наблюдений и выполненным видам работ на следующие возможные категории, изученные: только по обнажениям; по данным легких выработок; по данным картировочного и поискового бурения. Площади последней категории подлежат более дробному разделению по плотности и глубине разбуривания для сопоставления существующей плотности наблюдений и глубины вскрытия с параметрами геологических тел, отвечающих поисковым критериям, вертикальным размахом оруденения и положением диапазона его распространения в разрезе вулканогенных толщ.

Опыт работ на Южном Урале показывает, что минимальные параметры геологических тел, которые должны быть обнаружены для установления поисковых критериев, на поверхности палеозойских вулканитов превышают следующие величины: длина по простиранию 200—250 м, ширина выхода 50—100 м. Так, существенно большие размеры имеют выходы кислых вулканитов, размеры потенциально рудоносных синвулканических положительных структур обычно превышают несколько квадратных километров, а при высоком положении эрозионного среза могут составлять от 100×100 до 200×200 м. Ширина выходов зон пропилитизации варьирует от 100 до 500 м, а мощность отдельных зон колонки метасоматитов серицитолитовой формации колеблется от 10 до 300 м. Размеры комплексных геохимических ореолов в целом превышают 50×500 м в горизонтальных сечениях при протяженности на глубину более 300—500 м.

Сравнение плотности сети выработок с приведенными либо подобными величинами, а глубины вскрытия — с вертикальным раз-

махом оруденения и положением рудоконтролирующих уровней позволяет объективно оценить состояние изученности площади, достоверность представлений о перспективности и необходимость проведения тех или иных видов работ.

Подобный анализ состояния изученности и учет поисковых критериев, отображенных на тех или иных специализированных картах, основа для составления собственно прогнозной карты, на которой выделяются площади следующих категорий:

1) малоперспективные и бесперспективные, не нуждающиеся в настоящее время в постановке дополнительных работ;

2) площади с невыясненной перспективностью, требующие постановки таких видов и объемов работ, которые при минимальных затратах позволяют дать окончательную оценку;

3) перспективные по комплексу признаков площади.

Последняя категория площадей подлежит дополнительному разделению по степени перспективности и требуемым видам работ. Прогнозные карты, составленные на основе изложенных принципов, дают объективную оценку подготовленности площадей для постановки поисков и содержат всю информацию, необходимую для оперативного и перспективного планирования работ.

Количественная оценка ожидаемых запасов — составная часть прогнозных исследований. Ее детальность определяется масштабами проводимых исследований, направленных на выделение различных категорий перспективных площадей. На примере Урала установлено, что колчеданоносные структурно-формационные зоны охватывают около 15% эвгеосинклинали, рудные районы занимают от 5 до 25% территории зон, а доля рудных полей в рудных районах — от 10 до 25% их площади. Отсюда следует, что количественная оценка прогнозных запасов должна проводиться дифференцированно, применительно к каждой из выделенных категорий площадей. Поскольку последние различаются по уровню надежности выделения, отражающему степень геологической изученности, достоверность прогнозных запасов различна для разных категорий перспективных площадей.

Степень достоверности количественной оценки находится в обратной зависимости от уровня конкретизации перспективных площадей. С наибольшей достоверностью могут быть определены прогнозные запасы, привязанные к сравнительно широким площадям структурно-формационных зон. По мере сужения (конкретизации) площадей, т. е. при переходе к рудным районам и рудным полям, вероятность ошибок в оценке значительно возрастает, что связано с неполнотой информации о конкретных факторах, определяющих локализацию промышленно значимых месторождений.

Для колчеданоносных зон информация об их геологическом строении обычно достаточна для оценки общей суммы прогнозируемых запасов. Оценка потенциальных рудных районов должна включать не только количественное определение колчеданоносности, но и установление масштабов прогнозируемых месторождений. Что же касается потенциальных рудных полей, то в их пределах

задачи количественного прогнозирования сводятся к определению размеров возможных месторождений и распределения прогнозных запасов в предполагаемых рудных телах.

Количественная оценка прогнозных запасов независимо от используемых методик по существу представляет собой распространение так или иначе выраженной информации об известных рудных объектах на существенно менее изученные либо совершенно неизученные площади. Подобная экстраполяция информации, нередко называемая методом аналогий, характерна для геологических исследований вообще. Строго говоря, любой подсчет запасов может рассматриваться как вариант количественного прогнозирования, поскольку при этом данные отдельных подсечений интерполируются и экстраполируются на различные расстояния в средах, о которых прямая информация отсутствует.

Относительная надежность количественного прогнозирования при подсчете запасов определяется тем, что в подобных случаях экстраполируются данные, непосредственно характеризующие рудные тела. Что же касается прогнозирования новых объектов, то в этом случае используются косвенные характеристики месторождений — поисковые критерии и признаки.

Осложняющее обстоятельство при таком прогнозировании то, что, несмотря на высокий уровень изученности эталонных объектов, значения того или иного признака для промышленной ценности объекта, «продуктивность» каждого конкретного поискового критерия остаются неизвестными. Такое положение — следствие той объективной реальности, что любое месторождение как промышленно значимый объект характеризуется комплексом признаков. Подобные комплексы необходимы, но далеко не всегда достаточны для промышленного объекта. Именно этим следует объяснять наличие многочисленных площадей, имеющих тот же набор поисковых и оценочных признаков, что и известные промышленные месторождения, но не содержащих значительных рудных масс.

Совершенно очевидно, что полная комплексная информация не может быть получена при прогнозных исследованиях, особенно при выделении высоких категорий перспективных площадей. Следовательно, в большинстве случаев приходится считаться с недостаточным уровнем достоверности оценки прогнозных запасов.

Существующие методы количественного прогнозирования независимо от используемых расчетов имеют в основе сопоставление геологических характеристик изученных и перспективных площадей путем формализации геологических данных, «математизации» поисковых признаков. По достоверности подобные подходы ничем не отличаются от прямого сопоставления эталонных объектов и перспективных площадей, не завуалированного математическими либо иными операциями, поскольку существо работ в обоих случаях составляет метод аналогий. Отсюда следует, что независимо от методик расчетов во всех случаях на конечный результат равно влияют неполнота изученности эталонных объектов, недостаток информации по перспективным площадям, субъективность оценок

роли и значения конкретных признаков, не поддающийся количественному выражению фактор неопределенности и т. п.

Изложенным определяется предпочтение количественных оценок прогнозных запасов на основе прямого сопоставления перспективных площадей с типовыми объектами и распространения так или иначе выраженной колчеданосности с введением поправок на уровень изученности («коэффициентов осторожности»).

В свете рассмотренных положений на первом этапе количественного прогнозирования должна проводиться типизация колчеданосных зон, рудных районов и рудных полей. Установление типа каждой из категорий перспективных площадей учитывает комплекс геологических признаков и базируется на максимально изученных объектах. В качестве типовых выбираются объекты, имеющие по крайней мере несколько аналогов с близкими запасами полезных компонентов. Объекты с уникальными либо особо крупными запасами не следует выделять в качестве типовых в силу их крайне редкой встречаемости в колчеданосных провинциях.

Было показано, что различные части эвгеосинклинали характеризуются разной металлоносностью и концентрируют различные по количеству и качеству запасы медноколчеданных руд. Отсюда следует, что при количественной оценке прогнозных запасов потенциально колчеданосных структурно-формационных зон их ресурсы должны определяться исходя из установления палеотектонической позиции зон и принадлежности их к тому или иному из выделенных типов. Конкретный расчет прогнозных запасов может производиться на основе «продуктивности» единицы площади продуктивных формаций типовой зоны с учетом не только выявленных, но и прогнозируемых в ее пределах запасов. Величина поправки на уровень изученности определяется в зависимости от конкретных условий и может, вероятно, варьировать от 0,5 до 0,1.

В соответствии с различиями в колчеданосности двух продуктивных формаций выделяются две группы типов рудных районов: первой группе отвечают районы, колчеданосность которых связана с контрастной, а второй — с непрерывной формациями. Каждая из этих групп, выделяемая по сумме геологических и палеовулканологических признаков, обладает собственными, достаточно отличными от другой металлогеническими характеристиками: масштабами месторождений, составом руд, ведущими структурно-морфологическими типами залежей, преобладающим способом рудоотложения и др. Отметим различия в металлоносности районов, отнесенных к первой группе.

На Южном Урале и в Северных Мугоджарах выявленные запасы распределены по подгруппам районов первой группы следующим образом (в условных единицах):

подгруппа А (районы в тыльных зонах) — 1;

подгруппа Б (районы во внутренних зонах) — от 4 до 6;

подгруппа В (районы в рифтовых зонах) — от 3 до 5.

Эти величины приближенны в силу того, что из-за разной степени изученности районов (очень высокой в подгруппе Б) их прогноз-

ные запасы различаются по достоверности оценок и не могут быть использованы в приведенном сопоставлении. Тем не менее с достаточной определенностью устанавливаются существенные различия в колчеданосности районов разного типа, что и может быть использовано при количественной оценке прогнозируемых запасов. Проведение последней должно включать прежде всего определение степени соответствия перспективной площади конкретному типу известных рудных районов.

Непосредственный расчет прогнозных запасов перспективной площади может производиться путем применения значений колчеданосности типового района (выявленные и прогнозные запасы, приведенные к единице площади рудоносного литолого-стратиграфического подразделения). При этом из расчета должны быть исключены те площади потенциального района, где уровень эрозийного среза расположен ниже рудоконтролирующих литолого-стратиграфических подразделений, а также те площади, на которых рудоносные формации и рудоконтролирующие уровни погребены под образованиями, мощность которых исключает проведение глубинных поисков в ближайшие 5—10 лет.

Как и в случае потенциально колчеданосных зон, при оценке прогнозных запасов поисковых районов необходимо введение понижающих поправок за счет недостаточной изученности. Величины таких поправок могут быть определены эмпирическим путем применительно к каждой из выделенных подгрупп рудных районов с учетом их запасов и уровня изученности по плотности и глубине на соответствующих периодах изучения.

Количественная оценка прогнозных запасов на перспективных участках также должна базироваться на их сопоставлении с известными объектами прежде всего по геолого-структурным особенностям. При многообразии факторов, определяющих позицию месторождений, решающее значение в отношении их масштабов имеет геолого-структурная обстановка, различия в которой определяют разнообразие морфологических типов рудных тел и их размеры (М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Н. К. Курбанов, 1971 г.). Отсюда следует, что исходя из структуры перспективного участка могут быть предсказаны форма прогнозируемого рудного тела и возможный его масштаб на основе прямого сравнения с близлежащими либо сходными по строению месторождениями.

Подобная методика количественной оценки, как показал опыт работ на Южном Урале и в Северных Мугоджарах, позволяет определять величину прогнозных запасов с достаточно высокой достоверностью. В частности, следует указать, что в нескольких рудных районах выявленные в течение 5—7 лет запасы рудных полей отклонились от прогнозных величин лишь на 20—30% в сторону увеличения. Только на одном рудном поле разведанные запасы в 3 раза превысили прогнозные. Эти данные, конечно, можно рассматривать как свидетельство осторожного подхода к оценкам, но подобные расхождения между прогнозом и реальностью представляются желательными.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты палеотектонического и палеовулканологического анализа показывают, что асимметричная структурно-магматическая зональность востока Урала обусловлена дискретной миграцией эвгеосинклинальных процессов в рамках среднеордовикско-франского развития, трем этапам которого отвечает пространственное обособление становления натровой серии базальтоидного магматизма в трех разновозрастных эвгеосинклиналях: Медногорско-Тагильской ($O_2 - S_{1w}$), Западно-Магнитогорской ($S_{1w} - D_{2e}$), Восточно-Магнитогорской ($S_2 - D_{3fr}$). Каждая из частных эвгеосинклиналей образована взаимосвязанными структурно-формационными зонами различного типа (тыльными, внутренними, барьерными зонами и фронтальными прогибами), характеризующимися автономным развитием и сложными вулканитами разных формаций (базальтовой, липарито-базальтовой, базальт-андезит-дацит-липаритовой, базальт-андезито-базальтовой).

По пространственному расположению, характеру и направленности развития эвгеосинклинали востока Урала и образующие их группы структурно-формационных зон обнаруживают сходство с периокеаническими геоструктурами.

Становление вулканогенных формаций эвгеосинклинальных зон сопровождается заложением и развитием морфоструктурных элементов, являющихся продуктами сложносочетающихся синвулканических тектонических движений и процессов аккумуляции. Среди синвулканических структурных форм выделяются группы тектоновулканогенного (вулканогенные поднятия и депрессии, биклинали и флексуорообразные структуры), аккумуляционного (палеовулканические сооружения центрального типа, их группы и гряды) и тектоногенного (синвулканические сбросы, взбросы и надвиги) происхождения.

Различия в режиме развития вулканогенных формаций определяют специфику присущих соответствующим зонам и подзонам морфоструктурных элементов и особенности их проявления на разных стадиях. Общее направление структурной эволюции подчинено постепенному возрастанию роли положительных структур различного типа, формирующихся на прогибающемся основании. Синвулканические структуры характеризуются хорошей сохранностью в Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали и наблюдаются в виде дислоцированных фрагментов в тагильской части Урала.

Эволюция вулканизма региона сопровождается изменением в его продуктах содержаний ряда элементов-примесей (Cu, Zn, Pb, Mo, Ni, Co). Вулканы базальтовой, основные составляющие контрастной и породы базальт-андезито-базальтовой формаций обладают близкими концентрациями этих элементов, сопоставимыми с содержаниями в океанических базальтах, а более поздние вулканы среднего и кислого состава характеризуются существенным

обеднением рудообразующими элементами. Общее раскисление расплавов в процессе становления вулканогенных формаций не сопровождается обогащением последовательно выводящихся продуктов магматизма рудообразующими компонентами, что заставляет предполагать возможность их обособления от силикатных составляющих расплавов в процессе эволюции последних.

Вулканогенные породы региона претерпели различные по природе преобразования, связанные с метасоматическими и метаморфическими процессами. В качестве главнейших доорогенных выделяются изменения, близкие по времени к накоплению вулканогенных толщ, включающие различные проявления вулканогенного диагенеза и зеленокаменные преобразования, которые рассматриваются как следствие регрессивного процесса аутометасоматического характера, проявления среднетемпературной пропилитизации и гипогенного выщелачивания (серицитолитовая формация), региональный метаморфизм погружения в условиях пренит-пумпеллитовой фации. Колчеданное оруденение региона сопряжено с процессами гипогенного выщелачивания, которым на отдельных рудных полях предшествует пропилитизация, и проявлено на фоне более длительно развивающихся зеленокаменных изменений до наложения метаморфизма в условиях пренит-пумпеллитовой фации. Вовлечение эвгеосинклиналей в дислокации сопровождается метаморфизмом в условиях зеленосланцевой фации, выравнивающим состав продуктов синвулканических преобразований.

Металлогенический профиль эвгеосинклиналей Урала определяется ведущим значением медного оруденения, которое существенно различается по формам и масштабам проявления в структурно-формационных зонах разного типа. Тыльные зоны характеризуются жильным и прожилково-вкрапленным медным, медно-кобальтовым и медно-кобальтовым с никелем оруденением, связанным с габброидами, которые завершают базальтовую формацию. В барьерных зонах медное оруденение прожилково-вкрапленного типа ассоциирует с габбро и габбро-диоритами, являющимися комагматами базальт-андезито-базальтовой формации. Внутренние зоны вмещают колчеданные месторождения, обнаруживающие связь с поздними кислыми составляющими контрастной и непрерывной формаций. Эти особенности медного оруденения региона могут рассматриваться как отражение металлогенической специализации натровой серии базальтоидного магматизма, генерирующей медную минерализацию на определенных периодах становления.

Колчеданосные зоны по палеотектонической позиции принадлежат к внутренним зонам древних островных дуг, подзонам и блокам их тыльных частей, рифтовидным прогибам и обладают отчетливо выраженными геохимическими особенностями месторождений. Это выражается в различных уровнях концентраций Cu, Zn, Pb и их соотношений в рудах месторождений и в степени продуктивности на колчеданное оруденение. Наибольшую близость к фемическому металлогеническому профилю обнаруживают зоны

рифтовидных прогибов, тогда как зоны двух других типов характеризуются по-разному выраженными отклонениями в сторону синклинального профиля, что может быть объяснено различиями в составе и природе эвгеосинклинального субстрата, испытывавшего воздействие первичных базальтоидных расплавов.

Среди неметаморфизованных колчеданных залежей, формирующихся в течение относительно длительного периода на поздних стадиях становления продуктивных формаций, по соотношению гидротермально-осадочных и гидротермально-метасоматических процессов вслед за В. И. Смирновым (1963 г., 1970) и другими исследователями выделим следующие типы: 1) гидротермально-осадочные тела, не сопровождающиеся со стороны лежащего бока значительными по масштабам гидротермально-метасоматическими апофизами; 2) комбинированные залежи, объединяющие продукты субмаринного и супракрустального рудоотложения; 3) гидротермально-метасоматические залежи, возможно сопровождавшиеся разновозрастными гидротермально-осадочными телами; 4) собственно гидротермально-метасоматические и гидротермальные рудные тела, позиция которых и время формирования исключают возможность наличия на древней поверхности накопления гидротермально-осадочных аналогов.

Эти разные случаи рудоотложения в условиях достаточной длительности рудообразующих процессов и благоприятности структурных условий могут совмещаться в пространстве с образованием колчеданных тел полигенного характера (Смирнов, 1969; М. Б. Бородаевская и др., 1974 г.). Близость колчеданного оруденения к поздним периодам становления продуктивных формаций определяет ведущее значение синвулканических структур для рудоотложения и размещения рудных тел.

Колчеданные залежи занимают достаточно определенное положение в разрезах продуктивных формаций. Оруденелый диапазон, обычно сопоставимый с мощностями кислых дифференциатов, составляет от 100 до 500 м и может быть удален от кровли формаций на расстояние от первых десятков метров до 300—500 м.

Степень сохранности первичноотложенных колчеданных руд и признаки их связи с вулканизмом определяются характером метаморфизма, проявленного после становления продуктивных формаций. Эти связи сохраняются в Западно-Магнитогорской эвгеосинклинали, где проявлен метаморфизм пренит-пумпеллитовой фации, и менее очевидны в тагильской части Урала, где проявлен зеленосланцевый метаморфизм. Анализ $p-t$ -условий упомянутых фаций и сравнение месторождений, расположенных в районах с различным характером пострудных изменений, в том числе и в не затронутых упомянутыми преобразованиями, показывает, что воздействие метаморфизма может вызывать различные по интенсивности фазовые превращения сульфидов колчеданных залежей и силикатов окolorудных метасоматитов, перераспределение рудных компонентов, а в условиях зеленосланцевой фации — переотложение руд и изменение форм первичных залежей, вследствие чего

современный минеральный состав колчеданных залежей и распределение полезных компонентов могут существенно отличаться от первично возникших.

Основа прогнозирования — фациально-формационные исследования, направленные на выявление продуктивных вулканогенных формаций, а в их пределах — рудоконтролирующих дифференциатов и потенциально рудоносных литолого-стратиграфических уровней. Прогнозирование перспективных участков возможно с учетом комплекса фациальных, палеовулканических, структурных, метасоматических и других признаков, позволяющих выявить первоочередные для опоскования площади распространения потенциально рудоносных составляющих продуктивных формаций.

При количественной оценке прогнозных запасов необходим дифференцированный подход, учет различий масштабов категорий перспективных площадей (зона, район, участок) и принадлежности их к тому или иному типу, различающемуся по колчеданности. Основа количественной оценки — сопоставление перспективных площадей с типовыми объектами, установление степени сходства и сравнение так или иначе выраженной колчеданности с введением эмпирически определяемых поправок на уровень изученности.

Изучение особенностей развития палеовулканизма в разновозрастных эвгеосинклиналях Урала, характера их эволюции, позиции колчеданносных зон и условий локализации в них колчеданного оруденения позволяет обосновать перспективность крайних восточных частей Урала за пределами традиционных рудных районов Магнитогорского и Тагильского прогибов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

Агеева С. Т. Условия локализации колчеданных залежей Весеннего месторождения (Южный Урал). — «Геология рудных месторождений», 1973, т. 15, № 4, с. 27—35.

Боголепов К. В. Типы современных геосинклиналей. — «Геология и геофизика», 1974, № 5, с. 57—69.

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. О структурной и возрастной асимметрии Урала на ранних стадиях герцинского развития. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 217, № 1, с. 161—164.

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И. Структурно-формационный анализ как основа прогнозирования и поисков медноколчеданного оруденения. — В кн.: Палеовулканизм и оруденение. Свердловск—Миасс, Изд-во УНЦАН СССР, 1974, с. 34—46. (Тезисы докл. II Уральск. палеовулканол. симпози.).

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Лисицын А. И. Карты для определения направлений геологопоисковых работ в колчеданосных районах. — «Разведка и охрана недр», 1971, № 12, с. 16—19.

Бородаевская М. Б., Кривцов А. И., Ширай Е. П. Основы структурно-формационного анализа колчеданосных провинций. М., «Недра», 1977, 154 с.

Винклер Г. Генезис метаморфических пород. М., «Мир», 1969, 247 с.

Власов Г. М. Минерагенические особенности вулканических зон различных типов в Тихоокеанском поясе. — В кн.: Закономерности размещения полезных ископаемых. Т. 10. М., «Наука», 1973, с. 66—80.

Гаррелс Р. М., Крайст Ч. Л. Растворы, минералы, равновесие. М., «Мир», 1968, 368 с.

Геологическое развитие Японских островов. Под ред. М. Масао, Г. Масао, Х. Митсуо. М., «Мир», 1968, 716 с.

Гуревич Л. П. Анализ парагенезисов минералов зеленокаменных пород Южного Урала. Автореф. канд. дис. М., Изд-во МГУ, 1972.

Дзоценидзе Г. С. Роль вулканизма в образовании осадочных пород и руд. М., «Недра», 1969, 343 с.

Заварицкий А. Н. О генезисе колчеданных месторождений Урала. — «Изв. АН СССР. Сер. геол.», 1943, № 3, с. 3—19.

Заварицкий А. Н. Метаморфизм и метасоматизм в уральских колчеданных месторождениях. — В кн.: Колчеданные месторождения Урала. М., Изд-во АН СССР, 1950, с. 7—19.

Захарова А. А. Региональные размыты в палеозойском разрезе западного крыла Магнитогорского мегасинклинория. — В кн.: Материалы юбилейной научной сессии по вопросам геологии Южного Урала и Русской платформы. Уфа, Изд-во БашФАН СССР, 1967, с. 61—62.

Захарова А. А., Захаров А. А. О генезисе сульфидных медно-кобальтовых месторождений Ивановской группы на Южном Урале. В кн.: Геология и полезные ископаемые Урала. Свердловск, Изд-во УФ АН СССР, 1969, с. 53—55.

Злобин Б. И., Дмитриев Л. В. Содержание меди в коренных породах Индоокеанского хребта. — «Геохимия», 1973, № 11, с. 1395—1398.

Зоненшайн Л. П., Кузьмин М. И., Коваленко В. И. Структурно-магматическая зональность, эндогенная металлогения и тектоника плит. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1973, с. 26—30.

Иванкин П. Ф. Морфология глубокоовскрытых магматогенных рудных полей. М., «Недра», 1970, 288 с.

Иванов С. Н. Генезис рудных месторождений колчеданного типа в связи с развитием геосинклинального магматизма и метаморфизма. — В кн.: Проблемы генезиса руд. М., «Недра», 1964, с. 118—127.

Иванов С. Н. Особенности гидротермального рудообразования под сушей и морем. — «Докл. АН СССР», 1966, т. 169, № 1, с. 177—180.

Иванов С. Н., Нечухин В. М. О соотношении колчеданного оруденения и зеленокаменных изменений рудовмещающих вулканогенных толщ. — «Геология рудных месторождений», 1969, т. 11, № 1, с. 40—49.

Иванов С. Н., Кориневский В. Г., Белянина Г. В. Реликты рифтовой океанической долины на Урале. — «Докл. АН СССР», 1973, т. 211, № 4, с. 939—943.

Каретин Ю. С. Среднепалеозойский вулканизм западного крыла Тагильского синклинали на севере Среднего и Северном Урале. Автореф. канд. дис. Свердловск, Свердл. горн. ин-т, 1973. 33 с.

Карпов Г. А. Изменение эффузивных пород при эксперименте в геотермальных скважинах. — В кн.: Молодые гидротермально измененные породы и минералы Камчатки и Курильских островов. М., «Наука», 1969, с. 126—137.

Козеренко С. В. Фазовые взаимоотношения и состав сульфидов железа. Автореф. канд. дис. М., ГЕОХИ АН СССР, 1972. 22 с.

Колчеданные месторождения Баймакского рудного района. М., «Наука», 1973. 224 с. Авт.: П. Ф. Сопко, М. И. Исмагилов, И. Б. Серавкин, Л. Н. Сопко.

Колтев-Дворников В. С., Яковлева Е. Б., Петрова М. А. Вулканогенные породы и методы их изучения. М., «Недра», 1967. 330 с.

Костина Р. И. Раннегеосинклиальный кислый вулканизм Магнитогорского мегасинклинали. Автореф. канд. дис. М., Изд-во МГУ, 1974. 24 с.

Кривцов А. И. Условия локализации медноколчеданного оруденения в Бурибайском рудном поле (Южный Урал). — «Труды ЦНИГРИ», 1967, вып. 67, с. 80—91.

Кривцов А. И. Опыт составления крупномасштабных карт метаморфизма вулканогенных образований (на примере Бурибайского рудного поля, Южный Урал). — «Советская геология», 1968, № 10, с. 85—97.

Кривцов А. И. О корреляционных зависимостях между петрогенными компонентами вулканитов колчеданосных формаций юго-востока Башкирского Урала. — В кн.: Тезисы докл. к I симпозию по вулканизму Юж. Урала. Миасс. Изд-во УНЦ АН СССР, 1971, с. 30—32.

Кривцов А. И. О роли надвигов в структурах Мамбетовского и Тубинского рудных полей (Южный Урал). — «Труды ЦНИГРИ», 1971, вып. 99, с. 67—74.

Кривцов А. И. Вулканизм и колчеданное оруденение юго-востока Башкирского Урала. — «Советская геология», 1972, № 12, с. 88—95.

Кривцов А. И. О метаморфизме южноуральских колчеданных месторождений. — «Докл. АН СССР», 1974, т. 215, № 3, с. 685—688.

Кривцов А. И., Волчков А. Г. Последовательность накопления вулканогенных пород в южной части Ирландского хребта (Южный Урал). — В кн.: Тезисы докл. к I симпозию по вулканизму Юж. Урала. Миасс, Изд-во УНЦ АН СССР, 1971, с. 53—55.

Кривцов А. И., Гераков А. Н. О рудоотложении на границах сред с различной проницаемостью. — «Докл. АН СССР», 1972, т. 206, № 1, с. 204—206.

Кривцов А. И., Шепелев В. М. Тектоно-вулканические структуры юго-восточной части Башкирского Урала и их роль в локализации медноколчеданного оруденения. — «Труды ЦНИГРИ», 1970, вып. 92, с. 73—83.

Кривцов А. И., Новгородова М. И., Рябов В. В. О минералогической температурной зональности медноколчеданных месторождений Маканской группы (Южный Урал). — В кн.: Исследование минералообразования из растворов и расплавов по включениям в минералах. Александров, 1970, с. 44—48. (ВНИИСИМС. Труды. Т. 14. III Всесоюз. совещ. по термобарометрии.)

Кривцов А. И., Ширай Е. П., Лугков Р. И. Типы колчеданосных зон Урала и их металлогенические особенности. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 220, № 2, с. 429—431.

Круть И. В. Иерархия геотектонических систем. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1973, с. 77—80. (Тезисы докл. годичной сессии Уч. совета ВСЕГЕИ.)

Кузнецов Ю. А. Главные типы магматических формаций. М., «Недра», 1964. 387 с.

Кумбс Д. С. Минеральные фации низких ступеней метаморфизма в Новой Зеландии. М., Изд-во иностр. лит., 1963, с. 146—166. (Международ. геол. конгресс, XXI сессия. Вып. 2.)

Лихачев А. П. О природе магматических месторождений. — «Советская геология», 1973, № 5, с. 33—47.

Логинов В. П. Пренито-пумпеллитовая фация в главной зеленокаменной полосе Среднего Урала. Свердловск, Изд-во УФ АН СССР, 1966, с. 100—103. (Тезисы докл. II Уральск. петрогр. совещ. Т. 3.)

Логинов В. П., Русинов В. Л. Некоторые существенные различия пропилитизации и регионального зеленокаменного метаморфизма в вулканогенных толщах геосинклинали. — В кн.: *Метасоматизм и рудообразование*. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1972, с. 17—19.

Магадеев Б. Д. Интрузивные породы западной части Абзелитовского района. — В кн.: *Материалы по геологии и полезным ископаемым Южного Урала*. Вып. 5. Уфа, Изд-во БашФАН СССР, 1972, с. 92—103.

Мамаев Н. Ф., Черменинова И. В. Нижний палеозой и докембрий восточного склона Урала. М., «Наука», 1973. 100 с.

Маракушев А. А. Система метаморфических минеральных фаций. — В кн.: *Магматизм, формации кристаллических пород и глубины Земли*. Ч. 2. М., «Наука», 1972, с. 36—42.

Наседкин В. В., Петров В. П. Экспериментальное получение перлитовой структуры в вулканическом стекле. — *Докл. АН СССР*, 1962, т. 146, № 2, с. 440—442.

Нечуехин В. М. Региональный зеленокаменный метаморфизм вулканогенных пород Баймакского района на Южном Урале. — В кн.: *Метаморфизм горных пород главной вулканогенной зоны Урала*. М., «Наука», 1969, с. 5—119.

Огаринов И. С. Строение и районирование земной коры Южного Урала. М., «Наука», 1973. 86 с.

О длительности и многоактности формирования колчеданных руд. — *Советская геология*, 1973, № 8, с. 14—25. Авт.: М. Б. Бородаевская, Н. К. Курбанов, А. И. Кривцов, А. Д. Ракчеев.

О металлогенической специализации колчеданосных вулканогенных формаций. — *Докл. АН СССР*, 1969, т. 187, № 2, с. 421—423. Авт.: М. Б. Бородаевская, А. И. Кривцов, Н. К. Курбанов, М. И. Новгородова.

О полигенном характере медноколчеданных месторождений в Северных Мугоджарах. — *Докл. АН СССР*, 1970, т. 194, № 2, с. 399—403. Авт.: М. Б. Бородаевская, А. Д. Ракчеев, М. И. Вахрушев и др.

Палеозойская история Урала. — В кн.: *Магматизм, метаморфизм и рудообразование в геологической истории Урала*. Свердловск, Изд. УНЦ АН СССР, 1974, с. 13—38. Авт.: С. Н. Иванов, А. С. Перфильев, В. М. Нечуехин и др.

Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. Под ред. Г. Ф. Яковлева. М., Изд-во МГУ, 1968. 291 с.

Пейве А. В. Тектоника и развитие Урала и Аппалачей — сравнение. — *Геотектоника*, 1973, № 3, с. 3—13.

Перижняк Н. А. Гидротермально-метасоматические преобразования пород, связанные с формированием сульфидного оруденения. — *Труды ЦНИГРИ*, 1968, вып. 83, с. 159—167.

Природа Уральской геосинклинали. — *Докл. АН СССР*, 1972, т. 206, № 5, с. 1177—1180. Авт.: С. Н. Иванов, А. А. Ефимов, Л. М. Минкин и др.

Прокин В. А. Условия образования первичной зональности Сибайского колчеданного месторождения (Южный Урал). — В кн.: *Конференция «Проблемы постмагматического рудообразования»*. Т. 1. Дискуссия по избранным темам. Прага, 1963, с. 297—302.

Прокин В. А. Закономерности размещения колчеданных месторождений на Южном Урале. Автореф. докт. дис. Свердловск, Свердл. горн. ин-т, 1973. 44 с.

Пшеничный Г. Н., Кулагина М. А., Середина М. А. Взаимоотношения пренито-пумпеллитовой фации регионального метаморфизма и окорудных гидротермально-метасоматических изменений на колчеданных месторождениях Южного Урала. — В кн.: *Полезные ископаемые Башкирии, их размещение и условия формирования*. Ч. 2. Уфа, Изд-во БашФАН СССР, 1970, с. 35—40.

Региональные геофизические исследования масштаба 1:50 000 западного крыла Магнитогорского синклинория Южного Урала. — В кн.: *Методика, техника и результаты геофизической разведки*. М., «Недра», 1967, с. 396—403. Авт.: Е. Б. Бельтенева, Я. Ш. Флак, В. С. Мансуров, А. И. Кривченко.

Русинов В. Л. Пропилиты и оруденение. — *Геология рудных месторождений*, 1968, № 6, с. 75—86.

- Ситтер Л. У.* Структурная геология. М., Изд-во иностр. лит., 1960. 471 с.
- Скрипченко Н. С.* Вулканогенно-осадочное рудообразование. М., «Недра», 1966. 291 с.
- Смирнов В. И.* О конвергентности колчеданных месторождений. — «Вестник МГУ. Сер. геол.», 1960, сер. IV, № 2, с. 19—26.
- Смирнов В. И.* Колчеданные месторождения. — В кн.: Генезис эндогенных рудных месторождений. М., «Наука», 1968, с. 586—647.
- Смирнов В. И.* Об источниках вещества эндогенных месторождений полезных ископаемых. — «Изв. АН СССР, Сер. геол.», 1969, № 3, с. 3—17.
- Смирнов В. И.* Фактор времени в образовании стратиформных рудных месторождений. — «Геология рудных месторождений», 1970, № 6, с. 3—15.
- Смирнов В. И.* Зоны Беньюфа и геосинклинальная металлогения. — В кн.: Металлогения и новая глобальная тектоника. Л., изд. ВСЕГЕИ, 1973, с. 10—11. (Тезисы докл. годичной сессии Уч. совета ВСЕГЕИ.)
- Сопко П. Ф., Салихов Д. Н.* Интрузивный магматизм башкирской части Магнитогорского мегасинклинория. — «Изв. высш. учеб. заведений. Геология и разведка», 1969, № 2, с. 3—15.
- Старостин В. И.* Новый тип медного оруденения на Южном Урале. — «Докл. АН СССР», 1968, т. 181, № 5, с. 1242—1244.
- Типы рудных районов колчеданоносных провинций Южного Урала и Западного Казахстана.* Под ред. М. Б. Бородаевской. 1973. 223 с. (Труды ЦНИГРИ, вып. 105.)
- Тищенко В. Т.* Щелочно-базальтоидная формация нижнего девона в южной части западного крыла Магнитогорского прогиба. — В кн.: Тезисы докл. к I симпозию по вулканизму Юж. Урала. Миасс, Изд-во УНЦ АН СССР, 1971, с. 43—44.
- Фролова Т. И.* Родоначальные магмы вулканогенных формаций восточного склона Южного Урала, роль дифференциации и ассимиляции в их формировании. — «Советская геология», 1968, № 11, с. 3—18.
- Фролова Т. И., Островская Е. В., Рогов В. И.* Базальтоидные магмы геосинклинальных порфировых формаций Южного Урала и особенности их кристаллизации. — В кн.: Проблемы петрологии Урала. Свердловск, Изд-во УНЦ АН СССР, 1973, с. 178—198.
- Хаин В. Е.* О некоторых спорных вопросах и трудностях формационного анализа. — «Труды Ин-та геологии и геофизики СО АН СССР», 1973, вып. 213, с. 5—18.
- Червяковский Г. Ф.* Среднепалеозойский вулканизм восточного склона Урала. М., «Наука», 1972. 258 с.
- Шарфман В. С., Костина Р. И.* Палеовулканы Южного Урала и вопросы их классификации. — В кн.: Эволюция вулканизма в истории Земли. М., «Наука», 1973, с. 144—149. (Материалы I Всесоюз. палеовулканол. симпози.)
- Шмидт А. И.* Возрастные соотношения серноколчеданного и золото-полиметаллического оруденения в Курортном рудном поле (Южный Урал). — «Геология рудных месторождений», 1961, № 6, с. 27—40.
- Штейнберг Д. С.* Основные проблемы магматизма и метаморфизма Урала. Свердловск. Изд-во УФ АН СССР, 1963, с. 7—25. (Труды I Уральск. петрогр. совещ., т. 1.)
- Эрлих Э. Н.* Современная структура и четвертичный вулканизм западной части Тихоокеанского кольца. Отв. ред. К. Н. Рудич. Новосибирск, «Наука», 1973. 243 с.
- Юрин Ю. Ф.* Метаморфическая эволюция состава руд колчеданных месторождений в геологической истории Урала. — «Докл. АН СССР», 1975, т. 227, № 5, с. 1170—1173.
- Яковлев Г. Ф.* Тектоно-вулканические структуры рудных полей и месторождений. — Вестник МГУ. Сер. геол., 1968, № 1, с. 41—61.
- Яковлев Г. Ф.* Тектоно-магматическое развитие и колчеданные месторождения Южного Урала. — В кн.: Палеозойский вулканизм и колчеданные месторождения Южного Урала. М., Изд-во МГУ, 1968, с. 6—43.
- Яковлев Г. Ф., Гончарова Т. Я.* Субвулканические образования и медноколчеданное оруденение Южного Урала. — В кн.: Магматические формации, метаморфизм, металлогения Урала. Свердловск, Изд-во УФАИ СССР, 1969, с. 358—366. (Труды II Уральск. петрогр. совещ.)

- Ярош П. Я. Диагенез и метаморфизм колчеданных руд на Урале. М., «Наука», 1973. 239 с.
- Bäcker H., Richter H. Bildung von Erzlagerstätten an heißen Quellen im Meer. — „Umschau“, 1974, vol. 74, N 2, S. 54—55.
- Degens E. T. Sea floor spreading: lagerstättenkundliche im Roten und im Schwarzen Meer. — „Umschau“, 1970, vol. 70, N 9, S. 268—270.
- Gill J. E. Solid diffusion of sulphides and ore formation. (21-st International Geol. Congr. 1960, part. 16.) Copenhagen, 1960, p. 209—217.
- Jolly W. T. Behavior of Cu, Zn, and Ni during prehnite-pumpellyite rank metamorphism of the Keweenaw Basalts, Northern Michigan. — „Econ. Geol.“, 1974, vol. 69, N 7, p. 1118—1125.
- Mitchell A. H., Reading H. I. Evolution of Island Arc. — „J. Geol.“, 1971, vol. 97, N 3, p. 253—284.
- Nitsch K. H. Stabilitätsbeziehungen von Prehnit- und Pumpellyite-haltigen Paragenesen. 1971 (Congr. Miner. und Petrol.) S. 240—260.
- Ridge J. D. Volcanic exhalations and ore deposition in vicinity of the sea floor. — „Miner. deposita“, 1973, vol. 8, N 4, p. 332—342.
- Röllig G. Beiträge zur Petrogenese und Vulkanotectonic der Pyroxen-Quarzporphyre im Nordteil des Nordsächsischen volcanit komplexis. — „Geol. J.“, 1970, vol. 19, N 5, S. 605—607.
- Sen R. Metamorphism and deformation of sulphide. II. Metamorphic episodes and nature of sulphide mineralisation in North Caledonian deposits of Norway. — „Neues Jahrb. Miner.“, 1973, vol. 119, N 3, 217—231.
- Tazieff H. About deep-sea volcanism. — „Geol. Rundsch.“, 1972, vol. 61, N 2, p. 470—480.
- Watanabe T. Studies of the base metals mineralizations associated with the neogene volcanism of Japan. Varna, 1974, p. 174—174 (4-th Sympos. IAGOD.)
- Watson J. Influence of crustal evolution on ore deposition. — „Trans. Inst. Mining and Metal.“, 1973, vol. 82, p. 107—113.

1р.90к.

2870

2

НЕДРА